

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA (IG)
CAMPUS MONTE CARMELO (MG)
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

BRUNO FERREIRA DA SILVA

**RELAÇÕES RELEVO-ROCHA-SOLO EM BORDA DE CHAPADA NO
TRIÂNGULO MINEIRO – NOVA PONTE (MG)**

MONTE CARMELO

2023

BRUNO FERREIRA DA SILVA

**RELAÇÕES RELEVO-ROCHA-SOLO EM BORDA DE CHAPADA NO
TRIÂNGULO MINEIRO – NOVA PONTE (MG)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Geologia da Universidade Federal de
Uberlândia, como parte dos requisitos necessários
para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Alan Silveira.

Coorientadora: Prof.^a Dra. Marília Inês Mendes
Barbosa.

Monte Carmelo, 01 de março de 2023

Prof. Dr. Alan Silveira (Orientador)
(IG-UFU)

Prof. Dr. Pablo Vidal-Torrado
(ESALQ-USP)

Prof.^a Dra. Josiane Branco Plantz
(IG-UFU)

MONTE CARMELO

2023

Ficha Catalográfica Online do Sistema de Bibliotecas da UFU
com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

S586 2023	<p>Silva, Bruno Ferreira da, 1998- Relações relevo-rocha-solo em borda de chapada no Triângulo Mineiro - Nova Ponte (MG) [recurso eletrônico] / Bruno Ferreira da Silva. - 2023.</p> <p>Orientador: Alan Silveira. Coorientadora: Marília Inês Mendes Barbosa. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Uberlândia, Graduação em Geologia. Modo de acesso: Internet. Inclui bibliografia. Inclui ilustrações.</p> <p>1. Geologia. I. Silveira, Alan ,1981-, (Orient.). II. Barbosa, Marília Inês Mendes,1956-, (Coorient.). III. Universidade Federal de Uberlândia. Graduação em Geologia. IV. Título.</p> <p style="text-align: right;">CDU: 551</p>
--------------	--

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de acordo com o AACR2:
Gizele Cristine Nunes do Couto - CRB6/2091
Nelson Marcos Ferreira - CRB6/3074

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais e familiares por todo o apoio e incentivo ao estudo, incondicional em todas as etapas de minha vida.

Aos meus amigos que marcaram meus últimos anos, pelos momentos de descontração, pela troca de conhecimento e, principalmente, pelas histórias compartilhadas.

Ao orientador Dr. Alan Silveira, por toda a orientação na realização deste trabalho, demonstrando sempre apreço pela pesquisa. Ainda, pela confiança e suporte depositado ao longo de anos, desde o convite para fazer parte dos primeiros trabalhos em 2018.

À coorientadora Dr. Marília Inês Mendes Barbosa, que esteve presente sempre que possível nos trabalhos de campo, compartilhando conhecimentos e experiências valiosas.

À Universidade Federal de Uberlândia, pela possibilidade do uso de laboratórios e da biblioteca que foram essenciais para a realização desse trabalho.

Aos demais professores do Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal de Uberlândia, que contribuíram com ensinamentos importantes para minha formação.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo auxílio financeiro com bolsas de pesquisa e extensão durante a graduação (PIBIC/CNPq/UFU nº 02/2018, PIBIC/CNPq/UFU nº 04/2020 e PIBITI/CNPq/UFU nº 05/2021).

A Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiróz (USP), especialmente ao Professor Miguel Cooper e à Técnica Sônia, pela disponibilidade dos laboratórios e pelo conhecimento prático que foram importantes na consolidação desse trabalho.

Aos membros da banca examinadora, pelo interesse e disponibilidade.

Muito obrigado!

RESUMO

As chapadas do Triângulo Mineiro constituem formas de relevo tabulares com rebordos erosivos resultantes de processos tectônicos e climáticos, com marcante latossolização e lateritização de suas coberturas superficiais. As bordas dessas chapadas são dissecadas por drenagens que partem dos topos tabulares em direção aos *fronts* escarpados e escalonados, como ilustra a bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão em Nova Ponte (MG). Posicionada em rebordo de chapada da Bacia Sedimentar do Paraná, partiu-se do pressuposto de que sua evolução resulta da formação de distintas superfícies geomórficas (SG). Com isso, o trabalho teve o objetivo de analisar as relações relevo-rocha-solo na borda de chapada da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão, com a finalidade de colaborar com apontamentos sobre a evolução do relevo e o desenvolvimento das coberturas superficiais. Propôs-se inicialmente o uso de mapeamentos intermediários para reconhecimento e delimitação de SG, com apoio de anáglifos para fotointerpretação e de trabalhos de campo. Foram reconhecidas três SG (S1, S2 e S3), que receberam ampliação escalar com detalhamento das características geomorfológicas, litológicas e sedimentos inconsolidados, e de solos, agrupadas em um único documento cartográfico, nomeado por Carta de Integração Relevo-Rocha-Solo. Para as SG identificadas também se procederam descrições morfológicas em 04 perfis de Latossolos, nos quais foram coletadas amostras deformadas e indeformadas para análises granulométricas, morfológicas e morfoscópicas da fração grossa, e micromorfológicas. A partir das informações adquiridas com a organização de mapeamento integrado, em trabalhos de campo, em laboratório e em revisão bibliográfica, elaborou-se um modelo evolutivo do relevo (SG), estabelecendo relações com o desenvolvimento dos solos. Em síntese, compreende-se que a instalação de processos geoquímicos sobre superfícies geomorfológicas terciárias, a qual se associa a S1, permitiu a formação de coberturas lateríticas responsáveis por estruturar as chapadas da área de estudo. Com as oscilações climáticas pós-cretáceas até o presente, verificou-se a formação de superfícies geomórficas posteriores (S2 e S3), decorrentes de evoluções verticais e horizontais do relevo.

Palavras-chave: Superfícies geomórficas (SG); Geomorfopedologia; Evolução do relevo; Anáglifos; Micromorfologia.

ABSTRACT

The plateaus of the Triângulo Mineiro constitute tablelands with eroded edge under tectonic and climatic processes, with expressive latosolization and lateritization of their surface coverings. The edges of these plateaus are dissected by drainages that depart from the flat summit towards the steep and staggered fronts, as illustrated by the watershed of Ribeirão do Brejão in Nova Ponte (MG). The area of study is located on the boundary of the Plateau of the Sedimentary Basin of Paraná, it was assumed that its evolution is the result of the formation of different geomorphic surfaces (GS). Thus, the objective of this work was to analyze the relief-rock-soil relationships on the edge of the plateau of the Ribeirão do Brejão watershed, in order to investigate the evolution of the relief and the development of surface coverings. It was proposed the use of intermediate mappings for recognition and delimitation of geomorphic surfaces, with the support of anaglyphs for photointerpretation and field work. Three GS were recognized (S1, S2 and S3), which received upgrading mapping scale with details of the geomorphological characteristics, lithologies and unconsolidated sediments, and soils, grouped in a single cartographic document, named Relief-Rock-Soil Integration Map. For the identified GS, morphological descriptions were also carried out in 04 Oxisol profiles, in which deformed and undeformed samples were collected for granulometric, morphological and morphoscopic analysis of the coarse fraction, and micromorphological characterization. From the information acquired with the organization of integrated mapping, in field work, in the laboratory and in a bibliographic review, a model of relief evolution (GS) was elaborated, establishing relations with the development of the soils. In summary, the installation of geochemical processes on tertiary geomorphological surfaces, which is associated with S1, allowed the formation of lateritic covers responsible for structuring the plateaus of the study area. During the post-Cretaceous climatic oscillations until the present, the formation of posterior geomorphic surfaces (S2 and S3) was verified, derived from vertical and horizontal relief evolutions.

Keywords: Geomorphic surfaces (GS); Geomorphopedology; Relief evolution; Anaglyph; Micromorphology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo	14
Figura 2. Mapa hipsométrico da região de estudo, com visada das chapadas Uberaba-Uberlândia e Indianópolis.....	18
Figura 3. Bloco diagrama da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão	18
Figura 4. Coluna estratigráfica da Bacia Bauru para o município de Uberaba	21
Figura 5. Fluxograma das atividades realizadas neste trabalho	45
Figura 6. Recorte dos mapeamentos intermediários utilizados. A) Carta de declividade. B) Carta de dissecação horizontal. C) Carta de dissecação vertical. D) Carta de energia do relevo. E) Mapa geológico; F) Mapa de solos. G) Carta geomorfológica. H) Carta de cobertura superficial. Carta de lineamentos e anomalias de drenagem	47
Figura 7. Comparativo entre imagem do IBGE (A) e do Google Earth (B)	48
Figura 8. Superfícies geomórficas, fotografias de paisagem e os recortes propostos. A) topo plano da S1, sentido centro da chapada. B) Fundo de vale amplo da S1. C) Topo plano em interflúvio Ribeirão do Brejão e Rio Araguari, em S1. D) Vertente convexa suave em S2. E) Rampa de colúvio com ravinamento em S2, próxima à S3. F) Topo suave em S2 que direciona às porções dissecadas da S3. G) Escarpa erosiva (ao fundo), com extensa rampa coluvionar da S3	54
Figura 9. Carta de integração relevo-rocha-solo da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão para as áreas 01 e 02	55
Figura 10. Relevo e solos associados a superfície geomórfica 1: A) Topo tabular e vertente convexa suave que se dirige à área de vereda (seta), ao fundo. B) Amplo fundo de vale amplo em área de acumulação. C) Gleissolo Melânico associado às planícies de inundação. D) Organossolo Háptico em área de acumulação. E) Latossolo Amarelo em topos e vertentes com reduzido declive.....	56
Figura 11. Couraça que sustenta os topos tabulares da superfície geomórfica 1: A) Perfil laterítico de aproximadamente 3 metros, com material laterítico endurecido. B) Detalhe da couraça.....	57
Figura 12. Nível laterítico em transição S1-S2 na Média Alta Bacia: A) Material laterítico endurecido. B) Material lateritizado e inconsolidado.....	58
Figura 13. Relevo e material inconsolidado associado à porção superior da S2: A) Alta Vertente próxima à S1, em canais de primeira ordem do Ribeirão do Brejão. B) Topo convexo suave às margens do Rio Araguari. C) Material inconsolidado com matriz arenosa. D) Material inconsolidado com matriz pedogenizada.....	58
Figura 14. Relevo e solo para a superfície S2: A) Topos e vertentes convexas suaves; B) Latossolo Vermelho-Amarelo	60

Figura 15. Carta de integração relevo-rocha-solo da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão para as áreas 03 e 04	61
Figura 16. Relevo e material inconsolidado do limite S2-S3, na Média Bacia: A) Vertente suave sustentada por material lateritizado na base. B) Seixos de quartzo revestidos por óxido de ferro em ruptura topográfica.....	62
Figura 17. Níveis dos depósitos rudáceos em S2: A) Margem esquerda com exposição do material cascalhento em rupturas topográficas. B) Margem direita com exposição do material cascalhento em ravinamentos. C) Seixos em matriz avermelhada da margem esquerda. D) Seixos em matriz amarelada da margem direita.....	63
Figura 18. Esquema representativo para o relevo, litologias e materiais associados. A) Topo de escarpa erosiva com exposição dos níveis conglomeráticos, em cota 898 m. B) Vertente superior com ruptura topográfica que delimita o contato entre basalto e arenito, em cota 886 m. C) Média vertente e baixa vertente associadas aos do primeiro derrame, sobretudo expostos em cota 808 m. D) Depósito rudáceo constituído por seixos de arenito, quartzo e quartzito, sob matriz pedogenizada. E) Material derivado do retrabalhamento dos depósitos rudáceos e depositados sobre o basalto. F) Blocos e matacões de basalto, em contexto de retrabalhamento do topo do derrame. G) Ocorrência de material derivado de cavidades e dos gases associados à formação dos basaltos, possivelmente correlatos aos níveis superiores erodidos. H) Camada de arenito silicificado entre derrames de basalto. I) Basalto vesicular associado ao segundo derrame. J) Terraços constituídos por sedimentos retrabalhados pelo canal e remanescentes às margens do Ribeirão do Brejão	64
Figura 19. Solos desenvolvidos em basalto: A) Latossolo Vermelho em rampa de colúvio; B) Cambissolo com topografia irregular; C) Neossolo com substrato rochoso e material transportado próximo a superfície	66
Figura 20. Posicionamento do Latossolo Amarelo (S1) e organização dos horizontes	67
Figura 21. Posicionamento do Latossolo Vermelho-Amarelo (S2) e organização dos horizontes	70
Figura 22. Posicionamento do Latossolo Vermelho de transição da S2-S3 e organização dos horizontes	71
Figura 23. Posicionamento do Latossolo Vermelho (S3) e organização dos horizontes	72
Figura 24. Gráfico comparativo da fração argila-silte-areia para os horizontes dos Latossolos posicionados nas três SG mapeadas	74
Figura 25. Curva granulométrica dos horizontes B latossólicos	76
Figura 26. Distribuição das cinco frações areia dos horizontes do Latossolo Amarelo (S1) ..	77
Figura 27. Distribuição das cinco frações areia dos horizontes do Latossolo Vermelho-Amarelo (S2)	78
Figura 28. Distribuição das cinco frações areia dos horizontes do Latossolo Vermelho (S2-S3)	79

- Figura 29.** Distribuição das cinco frações areia dos horizontes acima da *stone line* do Latossolo Vermelho (S3) 80
- Figura 30.** Distribuição das cinco frações areia da *stone line* e dos horizontes abaixo, do Latossolo Vermelho (S3) 81
- Figura 31.** Curva granulométrica do Latossolo Vermelho (S3), com nítido agrupamento dos horizontes acima e abaixo da *stone line* frente ao teor de argila 82
- Figura 32.** Materiais da fração areia pertencentes ao Latossolo Amarelo (S1): A) Quartzo desgastado brilhante (seta vermelha) e não desgastado (seta azul), além de diversos nódulos de argila no Bw1. B) Corte em nódulo de argila (seta) com dimensão superior a 1mm, em horizonte Bw2. C) Nódulo amarelo (seta) no horizonte Ap. D) Nódulo ferruginoso de brilho metálico (seta) com inclusões no horizonte BA 83
- Figura 33.** Materiais da fração areia pertencentes ao Latossolo Vermelho-Amarelo (S2): A) Quartzo não desgastado com revestimento de óxidos (seta vermelha), além nódulos metálicos com inclusão de grãos bem rolados de quartzo (seta azul), do horizonte Ap. B) Grão de quartzo rolado e brilhante (seta vermelha), fragmentos não desgastados (seta azul) e quartzo leitoso (seta verde), do horizonte Bw. C) Materiais diversos, com centralização de quartzito (seta), do horizonte Ap. D) Separação de óxidos e minerais magnéticos (escuro) de grãos com diferentes arredondamentos de quartzo na fração areia fina, do Ap 85
- Figura 34.** Materiais associados ao basalto: A) Borda externa de cavidade preenchida por quartzo macrocristalino (seta). B) Material microcristalino verde com revestimento de rocha vulcânica alterada (seta), neste caso basalto..... 87
- Figura 35.** Diferentes estágios da formação de nódulos de ferro em celadonita: A) Revestimento superficial inicial (seta). B) Substituição parcial do grão (seta). C) Substituição quase que total do material (seta) 88
- Figura 36.** Materiais da fração areia pertencentes ao Latossolo Vermelho (S2-S3): A) Quartzo com textura sacaroidal (seta). B) Quartzo rolado brilhante (seta) entre material diverso. C) Fragmento de basalto com microfenocristais de plagioclásio (seta) 88
- Figura 37.** Materiais da fração areia pertencentes ao Latossolo Vermelho (S3), com os horizontes respectivos indicados: A1) Nódulos de ferro marrons (seta vermelha) e pretos (seta azul), além de cristal de muscovita (seta verde). A2) Nódulo formado em basalto. B1) Nódulos de ferro marrons, grãos rolados de quartzo (seta vermelha) e de material microcristalino verde (seta azul). B2) Nódulo de ferro com dimensão próxima a 2 mm (seta). C1) Fração areia fina com grãos de quartzo rolado brilhante (seta vermelha) e material vulcânico (seta azul). C2) Nódulo preto não magnético (centralizado). D1) Grãos de quartzo bem rolados fosco (seta vermelha) e brilhante (seta azul). D2) Arenito monomineralico e silicificado, com grãos foscos (centralizado). E1) Fração areia constituída essencialmente por quartzo, de diferentes graus de arredondamento. E2) Fração maior composta por material diverso, incluem arenito (seta vermelha), quartzo de veio (seta azul) e nódulo de ferro (seta verde). F1) Fração areia fina com quartzo fosco e brilhante arredondados (seta vermelha), com material vulcânico verde associado (seta azul). F2) quartzo sacaroides com cristal de muscovita (seta). G1) grão de quartzo bem rolado e fosco (seta vermelha) em contraste com não desgastados (seta azul), além de nódulos (seta verde) e fragmentos de material vulcânico (seta branca). G2) cavidade preenchida

em basalto revestida por celadonita (seta). G3) Nódulo com formação incompleta em celadonita (seta). G4) Basalto rolado com concentração de óxidos (seta) 92

Figura 38. Materiais diversos em horizonte Bw1 de distribuição enáulica-porfírica, em nicóis paralelos. A) Celadonita revestida por óxido de ferro (seta). B) Grão de celadonita em desagregação, favorecendo a formação da fração fina (seta). C) Substituição de celadonita por óxidos de ferro (seta vermelha), além de grãos de quartzo fraturado e com distintos graus de arredondamento (seta azul). D) Fragmentos de basalto alterado (seta vermelha) e de quartzo de grande dimensão (seta azul) 96

Figura 39. Materiais e feições pedológicas em distribuição enáulica a porfírica, do horizonte Bw2. A) Distribuição enáulica-porfírica, em nicóis paralelos. B) Canal irregular e sinuoso formado a partir de raízes (seta), com resquícios dispersos na cavidade, em nicóis paralelos. C) Grãos subarredondados a sub-angulosos de quartzo (setas) em proximidade à *stone line*, em nicóis cruzados. D) Grão de quartzo bem arredondado, em nicóis paralelos..... 97

Figura 40. Materiais constituintes da *stone line* do Latossolo Vermelho (S3), sob microscópio petrográfico. A1) Fragmento de basalto. A2) Ampliação do basalto que permite visualizar a textura intergranular remanescente, apesar da alteração dos plagioclásios. B1) Borda de arenito I, mal selecionado com revestimento por óxidos de ferro vermelho. B2) Ampliação do arenito I, cujos grãos são revestidos por óxidos similar à borda. C1) Arenito II, bimodal, cujos grãos areia média são arredondados e os grãos areia fina possuem menor arredondamento. C2) Ampliação do arenito II permite visualizar revestimento dos grãos por óxido de ferro preto, além de óxidos vermelhos nos poros, similar ao contexto do arenito I. D1) grãos de quartzo com contato serrilhado e intensa deformação em nicóis paralelos. D2) o mesmo quartzito em nicóis cruzados. E1) Quartzo de veio fraturado e com textura sacaroidal. E2) Quartzo rolado bem fraturado. F1) Nódulo I, de cor marrom e com cristais em seu meio. F2) Ampliação do Nódulo 1, com cristais de óxido e hidróxidos de ferro alaranjados a amarelados, possivelmente de goethita e/ou lepidocrocita. G1) Nódulo II, com inclusão de quartzo arredondado, revestimento e inclusão de óxidos e hidróxidos alaranjados (goethita ou lepidocrocita). H1) Nódulo III, de coloração preta 99

Figura 41. Micromorfologia do horizonte 2Bw, em distribuição enáulica-porfírica, em nicóis paralelos. A) Porção predominantemente porfírica, individualização em bloco (setas). B) Grão de basalto com óxidos (seta); C) Fragmento de material vulcânico com centro substituído por óxidos (seta); D) Substituição total de material vulcânico por óxidos 101

Figura 42. Rochas e minerais em horizonte 2BC: A) Fragmentos de basalto com porosidade planar a convexa (setas), em nicóis paralelos. B) Goethita e/ou lepidocrocita em vesícula de basalto (seta vermelha), além preencher os interstícios dos grãos (seta azul), em nicóis paralelos. C) Revestimento do basalto por óxidos de ferro (setas), em nicóis paralelos. D) Quartzo deformado, em nicóis cruzados 102

Figura 43. Modelo evolutivo do relevo e das superfícies geomórficas (S1, S2 e S3) 105

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Comparativo entre as principais características para as unidades da Bacia Bauru no Triângulo Mineiro	23
Quadro 2. Descrição morfológica de Latossolo Amarelo (S1)	68
Quadro 3. Descrição morfológica de Latossolo Vermelho-Amarelo (S2)	68
Quadro 4. Descrição morfológica de Latossolo Vermelho em transição S2-S3	68
Quadro 5. Descrição morfológica de Latossolo Vermelho (S3)	69
Quadro 6. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa de Latossolo Amarelo da S1	86
Quadro 7. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa de Latossolo Vermelho-Amarelo da S2	86
Quadro 8. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa de Latossolo Vermelho em transição das S2-S3.....	89
Quadro 9. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa de Latossolo Vermelho em S3	91
Quadro 10. Descrição micromorfológica de Latossolo Vermelho em S3.....	95

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
2. OBJETIVOS	15
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
3.1. Contexto Geológico-Geomorfológico	15
3.2. Superfícies de Aplainamento	24
3.2.1. Superfícies de Pediplanação	26
3.2.2. Superfícies de Etchplanação	29
3.3. Geologia do Quaternário	31
3.3.1 <i>Stone lines</i> e depósitos correlativos	34
3.4. Formações Superficiais	36
3.4.1. Coberturas Lateríticas	38
3.4.2. Latossolos	42
4. MATERIAIS E MÉTODOS	45
4.1. Aquisição da base cartográfica	46
4.1.1. Mapeamentos intermediários	46
4.1.2. Anáglifos	47
4.2. Mapeamentos	48
4.2.1. Carta de superfícies geomórficas (SG)	49
4.2.2. Carta de integração relevo-rocha-solo	49
4.3. Descrição multiescalar de solos	50
4.3.1. Descrição morfológica de solos	51
4.3.2. Análise granulométrica	51
4.3.3. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa	52
4.3.4. Descrição micromorfológica de solos	55
4.4. Interpretação evolutiva do relevo e das coberturas superficiais	52
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	52
5.1. Superfícies geomórficas (SG) e a integração relevo-rocha-solo	53
5.2. Descrição morfológica dos Latossolos	66
5.2.1. Latossolo Amarelo (S1)	67
5.2.2. Latossolo Vermelho-Amarelo (S2)	70
5.2.3. Latossolo Vermelho (S2-S3)	71

5.2.4. Latossolo Vermelho (S3)	72
5.3. Análise granulométrica para os Latossolos e as superfícies geomórficas.....	73
5.3.1. Análise granulométrica da fração areia	76
5.4. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa	82
5.4.1. Latossolo Amarelo (S1)	83
5.4.2. Latossolo Vermelho-Amarelo (S2)	84
5.4.3. Latossolo Vermelho (S2-S3)	87
5.4.4. Latossolo Vermelho (S3)	90
5.5. Descrição micromorfológica do Latossolo Vermelho (S3)	94
5.6. Evolução do relevo e das coberturas superficiais	103
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	106
REFERÊNCIAS	107

1. INTRODUÇÃO

A abordagem geomorfopedológica consiste na integração da Geomorfologia e Pedologia no estudo da relação solo-paisagem (ZINCK, 2016), com a possibilidade de correlacionar de forma integrada relevo-rocha-solo na gênese das formas de relevo, conforme apontado por Villela, Ross e Manfredini (2015). Ao mesmo tempo para a compreensão da distribuição espacial dos solos e da sua dinâmica interna é necessária a integração dos estudos pedológicos, principalmente com a geologia (estratigrafia), a geomorfologia e a hidrologia (VIDAL-TORRADO, 2005).

A relação morfogênese-pedogênese é regida pela complexa interação entre elementos como declividade, formas de relevo, clima e cobertura pedológica que resultam na evolução do solo e do relevo de forma interdependente (RUBIRA et al., 2019). Segundo Queiroz Neto (2011), não há antagonismo entre pedogênese e morfogênese, mas sim solidariedade, considerando que os dois processos atuam conjuntamente no estabelecimento do modelado.

As superfícies geomórficas correspondem à níveis erosivos que registram uma relação espacial e temporal quanto a sua formação (RUHE, 1969; DANIELS; GAMBLE; CADY, 1971). Essas superfícies fornecem uma relação entre os fatores climáticos, tectônicos de evolução do modelado e de cronologia dos processos de denudação (SILVA, 2009). Para Schaetzl e Anderson (2005), a superfície geomórfica corresponde a uma área mapeável da superfície terrestre que tem uma história comum, semelhante em idade e formada por um conjunto de processos durante episódio da evolução da paisagem.

Segundo Cunha et al. (2005), as superfícies geomórficas, propostas e definidas por Ruhe (1956), são feições mapeadas a partir da observação cuidadosa no campo e suas delimitações requerem conhecimentos teóricos geomorfológicos. Em uma sequência de superfícies, de diferentes idades, comumente se verifica que o grau de desenvolvimento dos solos concorda com as superfícies geomórficas (VIDAL-TORRADO et al, 2005).

As chapadas no território brasileiro apresentam uma ampla extensão e distribuição, resultando em expressivas unidades no mapeamento geomorfológico do país (IBGE, 2006). Constituem-se por formas de relevo tabuliformes, geralmente mantidas à superfície, por camadas basálticas ou por sedimentos litificados de maior resistência, submetidas a processo de pediplanação, por vezes associadas às concreções ferruginosas (CASSETI, 2005).

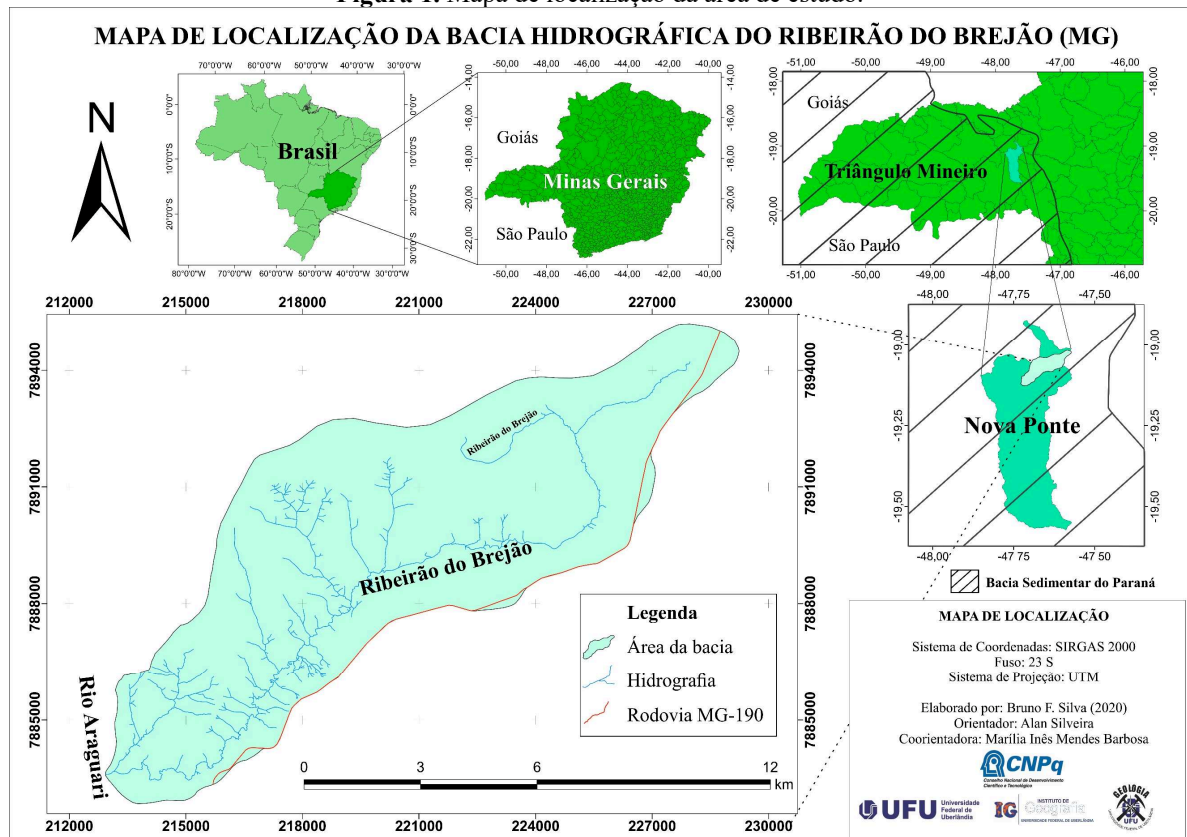
Lepsch (2011) destaca os Latossolos como os solos de maior representação geográfica no Brasil, abrangendo 300 milhões de hectares, o que corresponde a cerca de um quarto dos Latossolos do mundo. O autor chama a atenção para os chapadões do Brasil Central, como áreas

onde as condições de relevo de superfícies relativamente estáveis e quase planas são favoráveis à latossolização (LEPSCH, 2011). Ker (1997) também ilustra os chapadões centrais como remanescentes da superfície Sul-Americana onde normalmente encontram-se os solos mais intemperizados (oxídicos) do Brasil.

Para Casseti (2005), o início da evolução dos relevos tabuliformes no Brasil se relaciona a uma fase climática úmida, responsável pela organização do sistema hidrográfico sobre um pediplano em ascensão por esforços epirogenéticos. As chapadas do Triângulo Mineiro compõem os relevos tabuliformes brasileiros e configuram-se como unidades resultantes de processos tectônicos e climáticos, abrangendo níveis topográficos da Superfície Sul-Americana, com marcante latossolização e lateritização de suas coberturas superficiais (MOREIRA; PEREZ FILHO, 2020; SILVA; SILVEIRA; BARBOSA, 2020).

A bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão (Figura 1), área de estudo dessa pesquisa, está situada em chapada do Triângulo Mineiro, com drenagens que partem dos topos tabulares em direção aos *fronts* escarpados. Trata-se de um importante afluente da bacia do Rio Araguari, com expressiva diferenciação quanto à dinâmica de vertente e de forte interferência econômica agropecuária. A bacia possui uma área de 73,36 km², localiza-se no município de Nova Ponte (MG) e está posicionada nos Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná, marcados por relevo tabuliformes e relevos com níveis diferenciados de dissecação, segundo o mapeamento organizado por Ross (1985). Acerca do contexto geológico, caracteriza-se pela presença da Formação Serra Geral e Formação Marília, além de Coberturas Detrítico-Lateríticas Coluvionares (CHAVES; DIAS, 2017).

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Silva, Silveira e Barbosa (2020).

Feltran Filho (1997) reconheceu na chapada onde se encontra a área de estudo, como a mais característica entre as chapadas do oeste mineiro, por manter-se mais nítida e preservada. As drenagens da Bacia partem dos topos tabulares e se dirigem ao rebordo erosivo do flanco S-SE da chapada anunciada por Feltran Filho (1997). A área apresenta um relevo tabular com solos espessos na alta bacia e um relevo dissecado na média e baixa bacia com a redução dos perfis de solo e significativa mobilização de materiais em superfície.

Foram reconhecidos nessa bacia escalonamentos de escarpas, distintos litotipos, diferentes classes de solos, rampas coluvionares e *stone lines* (SILVA; SILVEIRA; BARBOSA, 2020). Essas características levaram à hipótese da existência de distintas superfícies geomórficas na bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão, que comportam diferentes coberturas superficiais e de solos associados.

Além disso, verifica-se uma ausência de pesquisas acadêmicas em escala de maior detalhe para esta área e que tenha trabalhado na identificação de superfícies geomórficas e suas relações com as coberturas superficiais numa perspectiva geomorfopedológica.

Os mapeamentos propostos neste trabalho buscaram correlacionar as feições geomorfológicas, as rochas e sedimentos, e os solos com as superfícies geomórficas, quanto a sua distribuição e gênese, com o apoio de descrição multiescalar dos solos. Com isso, a análise

integrada dos resultados permitiu a proposição de um modelo evolutivo do relevo e da formação das superfícies geomórficas para a área de estudo.

Na sequência o texto da monografia está estruturado em: Objetivos (2); Revisão Bibliográfica (3); Materiais e Métodos (4); Resultados e Discussão (5); Considerações Finais (6) e Referências (7).

2. OBJETIVOS

A pesquisa teve objetivo principal de analisar as relações entre relevo, rocha e solo na borda de chapada da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão, com o intuito de contribuir com discussões acerca da evolução do relevo e da formação e distribuição das coberturas superficiais. Como objetivos específicos, propôs-se:

- Identificar e mapear as superfícies geomórficas;
- Caracterizar, em escala de detalhe, os limites entre distintas superfícies quanto às características geomorfológicas, pedológicas e geológicas;
- Analisar de forma multiescalar os Latossolos nas superfícies geomórficas reconhecidas;
- Propor um modelo evolutivo do relevo, relacionando com o desenvolvimento das formações superficiais para a área investigada.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesse trabalho, a revisão bibliográfica consistiu em levantamentos acerca de quatro grandes áreas, em discussões regionais a locais, a saber: contexto geológico-geomorfológico, às superfícies de aplainamento, a Geologia do Quaternário e às formações superficiais.

3.1. Contexto Geológico-Geomorfológico

A Bacia Sedimentar do Paraná está contida na placa Sul-Americana, possui uma área superior a 1.500.000 km² e abrange o Brasil meridional, o norte do Uruguai, as porções nordestes da Argentina e o Paraguai oriental (MILANI, 2004). A formação dessa bacia está associada aos processos geológicos do Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo que originam da sucessão sedimentar-magmática (MILANI, 2004; BASILICI; SGARBI; FÜHR, 2012). De acordo com os autores, verifica-se um dos principais eventos relacionados à fragmentação do antigo continente Gondwana, juntamente com o desenvolvimento do Oceano Atlântico.

O intenso vulcanismo derivado deste evento geotectônico permitiu a gênese da Formação Serra Geral, unidade do Grupo São Bento, do Cretáceo Inferior. O resfriamento dos basaltos desta formação e a compensação isostática sobre a crosta continental possibilitou a geração da Bacia Bauru, do Cretáceo Superior, por meio da deposição de sedimentos no espaço de acomodação recém-criado (BASILICI; SGARBI; FÜHR, 2012). A Formação Marília (Cretáceo Superior – Maastrichtiano), pertencente à Bacia Bauru, possui três membros reconhecidos, Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã, que não foram diferenciados no mapeamento de Chaves e Dias (2017), visto que há uma escassez de bons afloramentos dessa unidade para a área de estudo.

O Soerguimento do Alto Paranaíba contribuiu diretamente com os processos erosivos nos limites da Bacia Bauru, por meio de reestruturação tectônica durante o Paleogeno/Neogeno (SEER; MORAES, 2017). Braun (1971) reconheceu um nivelamento entre os chapadões da Mata da Corda, formados durante o Soerguimento do Alto Paranaíba, com os testemunhos da Serra da Canastra, Chapadão de Ferro e Serra do Salitre. A diferença altimétrica máxima entre esses níveis é de apenas 200 metros, em que os Chapadões da Mata da Corda apresentam cota entre 1000 e 1150 metros e inclinação suave sentido nordeste, enquanto os demais testemunhos possuem elevações próximas a 1300 metros (BRAUN, 1971).

King (1956) reconheceu ciclos geomorfológicos associados a distintos contextos de aplainamento que foram responsáveis por esculpir o relevo brasileiro oriental. Diferentes estágios de aplainamento durante o tempo geológico permitiram a formação de distintos níveis das coberturas que cobrem o Brasil (BRAUN, 1971).

Braun (1971) afirma que, no início do Cretáceo Superior, durante o Ciclo Sul-Americano, o soerguimento do continente favoreceu um ciclo erosivo que foi responsável pela formação de uma extensa superfície aplainada. Segundo o autor, em um momento posterior, esse aplainamento foi erodido e limitado a alguns testemunhos, cujos níveis altimétricos registram o antigo aplainamento e configuram o relevo brasileiro atual. As Superfície Sul-Americana I e Superfície Sul-Americana II, remanescentes da Superfície Sul-Americana, caracterizam-se por expressivos teores de ferro e com embasamento de litologia diversificada, sendo associadas aos pacotes lateríticos profundos recobertos por horizontes arenosos (BRAUN, 1971; VALADÃO, 2009).

A bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão, Nova Ponte (MG), está posicionada nos Planaltos Tabulares (chapadas) da Unidade Morfoestrutural da Bacia Sedimentar do Paraná, segundo o mapeamento geomorfológico do Triângulo Mineiro de Baccaro et al. (2001), fundamentado a partir da proposta taxonômica de Ross (1992). Estes planaltos consistem em

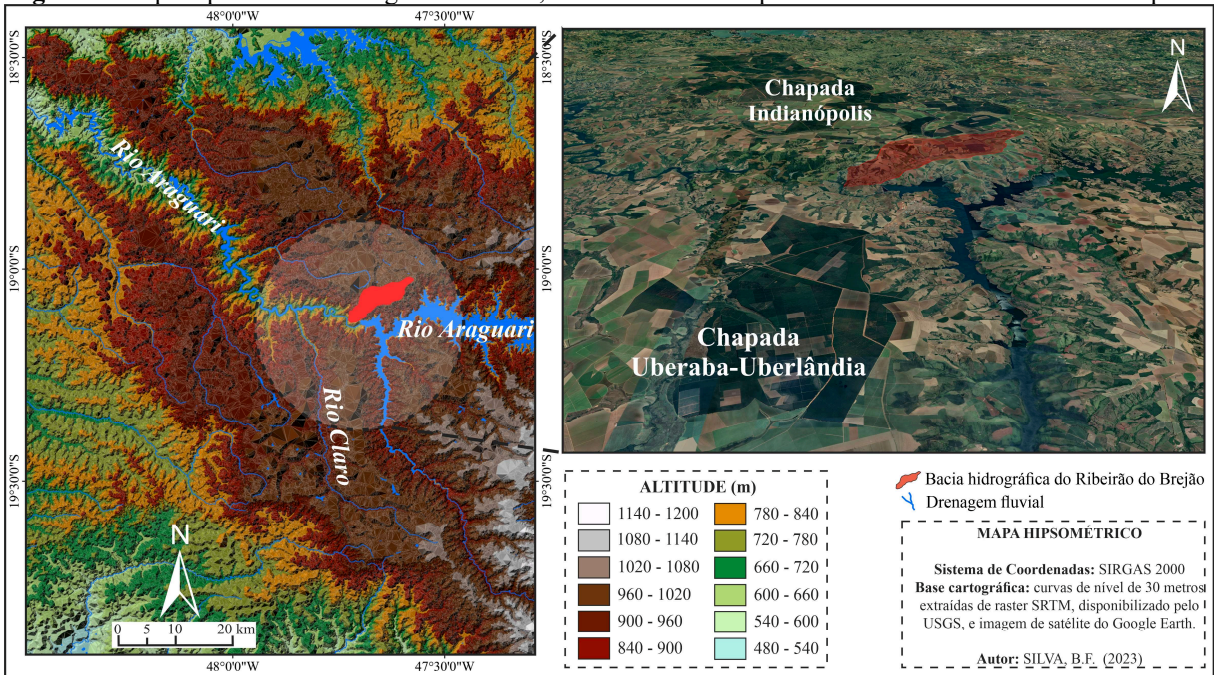
compartimentos com as maiores cotas altimétricas do Triângulo Mineiro, com cotas entre 950 e 1.050 metros, e com topos planos e amplos (BACCARO et al., 2001).

Na bacia hidrográfica em estudo a superfície de cimeira possui cota altimétrica aproximada de 1.020 metros, com as características de topo amplo e plano, com reduzido declive e baixa densidade de drenagem. Em contrapartida, nos compartimentos à jusante dessa superfície de cimeira são registradas feições de relevo escarpadas e bem dissecadas com acentuados gradientes de vertente, atingindo 710 metros na foz do Ribeirão do Brejão em seu deságue no Rio Araguari. Correspondem aos rebordos dos planaltos tabulares que resistem à erosão remontante dos principais cursos d'água, como o Rio Araguari e os seus afluentes.

Em estudo na chapada Uberaba-Uberlândia, em área da bacia do Rio Claro, Carvalho et al. (2017) reconheceram que a evolução do relevo deriva de processos tectônicos e erosivos relacionados ao aplainamento Sul-Americano e à lateritização das coberturas. A bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão apresenta nos topos aplainados cotas altimétricas equivalentes e pacotes lateritizados semelhantes aos verificados por Carvalho et al. (2017) para a chapada Uberaba-Uberlândia. Ambas as bacias hidrográficas são afluentes do Rio Araguari, diferenciando-se pelo fato do Rio Claro desaguar em sua margem esquerda, ao passo que o Ribeirão Brejão deságua na margem direita (Figura 2). Seus topos tabulares possuem cotas altimétricas niveladas próximas a 1010 m e suas nascentes distam apenas à 70 km.

Feltran Filho (1997) apresentou uma compartimentação geomorfológica dirigida às chapadas do oeste mineiro, propondo sete grandes unidades. As Bacias do Ribeirão do Brejão e do Rio Claro estão inseridas na unidade geomorfológica intitulada por “Alto Uberabinha, Rio Claro (Ocidental), Indianópolis (Norte-Oriental) e Santa Juliana (Sul-Oriental)” (FELTRAN FILHO, 1997). Segundo o autor é a mais característica de todas as unidades geomorfológicas das chapadas do oeste mineiro, por manter-se mais preservada.

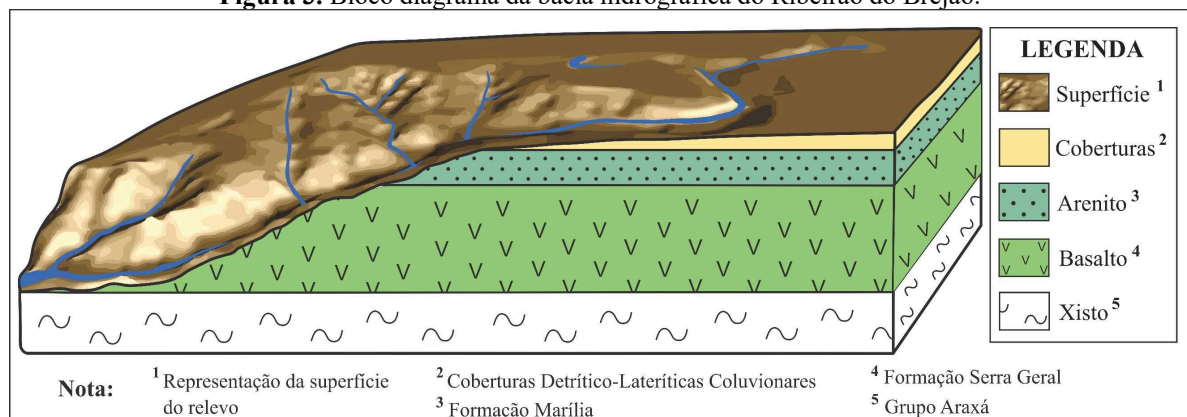
Figura 2. Mapa hipsométrico da região de estudo, com visada das chapadas Uberaba-Uberlândia e Indianópolis.



Fonte: De autoria própria.

A partir do mapeamento de Chaves e Dias (2017) foi elaborado um bloco diagrama para a bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão (Figura 3), integrando as unidades geológicas/litologias no modelo tridimensional do terreno para a observação da variação do comportamento do relevo frente às características lito-estruturais.

Figura 3. Bloco diagrama da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão.



Fonte: Silva, Silveira e Barbosa (2020).

De acordo com Chaves e Dias (2017), o Grupo Araxá (Neoproterozoico) é pertencente à Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) e corresponde a unidade de embasamento da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão. Segundo os autores, constitui-se de muscovita xisto, com comum presença de biotita, e possui granulação fina e coloração cinza clara a cinza esverdeada. Em trabalhos na área da bacia, Silva, Silveira e Barbosa (2020) não identificaram a ocorrência

dessa unidade, indicando que o canal principal não tenha atingido ainda o embasamento metamórfico.

A Formação Serra Geral é constituída por basaltos maciços, finos a muito finos, de coloração cinza escura esverdeada a preta, textura ofítica a subofítica, e são constituídos por piroxênio e microfenocristais de plagioclásio, além de vidro vulcânico, com ocorrência comum de cavidades preenchidas por calcedônia (CHAVES; DIAS, 2017). Associado aos basaltos, verificam-se *intertraps* de arenitos finos, brancos a rosados, em que Chaves e Dias (2017) atribuem como arenitos eólicos da Formação Botucatu, apesar de pouca expressão e da escala de mapeamento adotada.

A Formação Marília é representada por depósitos arenosos, incluindo arenitos finos a médios, imaturos, vermelhos e ferruginosos, além de associação na base por lentes de conglomerados clasto-suportados, caracterizados por seixos de quartzo de veio e quartzito, correlacionáveis ao Membro Serra da Galga (CHAVES; DIAS, 2017). Para os autores, esses depósitos arenosos foram parcialmente lateritizados, fator determinante na escassez de bons afloramentos e no recobrimento desta unidade por coberturas neógenas.

As Coberturas Detrítico-Lateríticas Coluvionares são constituídas por detritos silto-arenosos, de coloração amarelada a avermelhada, e caracterizados por grãos finos a médios de quartzo sub-arredondados a esféricos e de óxidos dispersos, com ocorrência comum de couraças lateríticas ferruginosas (CHAVES; DIAS, 2017). De acordo com os autores, essas coberturas neógenas se desenvolveram sobre litologias do Grupo Bauru e do Grupo São Bento, em cotas superiores a 950 m.

Para Fernandes e Coimbra (2000) a deposição da Formação Marília é caracterizada por leques aluviais medianos a distais, com sistemas fluviais entrelaçados e com depósitos de dunas eólicas subordinadas e de pequena dimensão. O contato inferior é abrupto com a Formação Serra Geral e o superior é por depósitos colúvio-aluvionares lateritizados (CHAVES; DIAS, 2017). Apesar de apresentar espessura máxima de até 120 metros, lateralmente são verificadas descontinuidades importantes, que reforça a necessidade de estudos acerca da sedimentação da Formação Marília na região do Triângulo Mineiro/Alto Paranaíba (CHAVES; DIAS, 2017).

Segundo Batezelli (2003) verifica-se um rejuvenescimento da área-fonte da base para o topo do Grupo Bauru, visto que fragmentos líticos da Formação Serra Geral diminuem da Formação Uberaba sentido Formação Marília (topo), enquanto há um aumento de fragmentos de quartzito para essa última unidade geológica, que demonstra uma maior contribuição de rochas do embasamento no final da sedimentação. Assim, segundo o autor, rochas jurássico-

cretáceas, como os basaltos da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu seriam os principais materiais-fonte da Formação Uberaba, mediante deformação na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná.

Soares et al. (2020) propuseram uma nova classificação para o Membro Serra da Galga de acordo com critérios acerca da litologia, organização estratigráfica, ambiente de deposição e conteúdo fossilífero. Para os autores, os membros Serra da Galga e o Ponte Alta compõem a Formação Serra da Galga, exposta à nordeste da Bacia Bauru, enquanto a Formação Marília seria representada pelo Membro Echaporã, com ocorrência nas porções noroeste e sudeste da desta bacia.

Em compartimentação morfoestrutural do Triângulo Mineiro, Corsi (2003) afirma que a configuração dos 08 compartimentos para a região é regida pela disposição dos lineamentos (NW-SE, EW e NS), derivados da reativação de descontinuidades do embasamento cristalino. De acordo com o autor, esse tectonismo foi responsável pela reestruturação do relevo Paleógeno/Neógeno, antigo Terciário, e pela sedimentação de unidades geológicas, como a Formação Nova Ponte e depósitos correlativos.

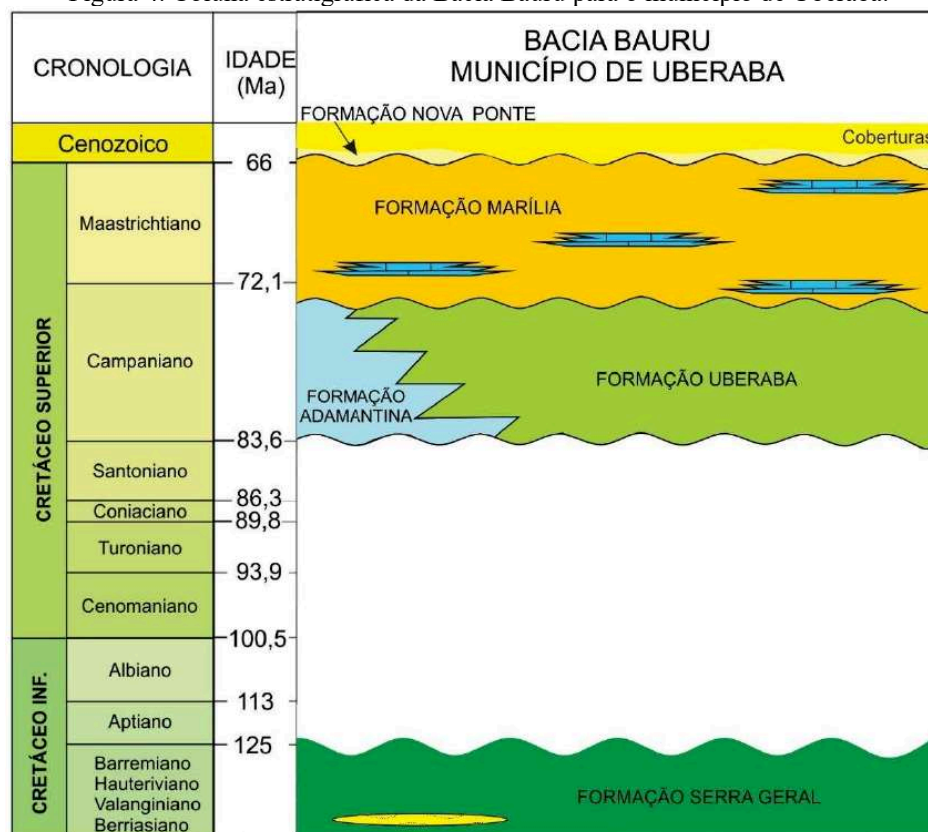
Ferrari (1989), em estudo geológico e ambiental para a instalação da Usina Hidrelétrica de Nova Ponte, a qual tem barragem a poucos metros a montante da confluência do Ribeirão Brejão com o Rio Araguari, identificou e reconheceu a Formação Nova Ponte como uma nova unidade terciária (não diferenciada). Para o autor, é caracterizada por extensas cascalheiras com níveis arenosos e friáveis que podem atingir até 50 metros de espessura, cujo material é derivado dos grupos São Bento, Bauru e Araxá, em que a erosão de unidades conglomeráticas permitiu um grau de arredondamento verificado nestes depósitos de segundo ciclo da Formação Nova Ponte. De acordo com Ferrari (1989) a matriz argilo-arenosa avermelhada dessa unidade é derivada de tufitos e basaltos, que atribuem a esse material uma abundância em magnetita.

Alternância entre regimes torrenciais e de menor energia favoreceram a ocorrência de sedimentos pséfíticos e psamíticos diversos na Formação Nova Ponte, incluindo arenitos, basaltos, tufitos e rochas alcalinas, em que, sob predomínio de intemperismo físico, foi possível uma preservação desses materiais (FERRARI, 1989). De acordo com Ferrari (1989), a deposição da Formação Nova Ponte está diretamente associada aos processos de aplainamento derivados da reestruturação pós-cretácea, e, segundo Cavalcanti (2022), está recoberta pelas Coberturas Detrito-Lateríticas, mapeadas na região por Chaves e Dias (2017), dispostas nas amplas chapadas do Triângulo Mineiro.

Oliveira e Campos (2003) descrevem o Membro Araguari como uma unidade pertencente à Formação Marília e constituída por fácies conglomeráticas na base e por sequência de fácies arenítica no topo da sucessão, atingindo até 20 metros e com ampla ocorrência, incluindo os municípios de Araguari, Uberlândia, Indianópolis, Tupaciguara e Monte Alegre de Minas. De acordo com os autores, esse membro ocorre em cotas superiores a 880 m e é composto essencialmente por quartzito (até 90%), além de quartzito de veio e fragmentos líticos, com sequência de fácies arenítica sentido topo da sucessão.

Apesar de certa similaridade, a Formação Nova Ponte (FERRARI, 1989), de idade terciária, e o Membro Araguari (OLIVEIRA; CAMPO, 2003) não correspondem a mesma unidade. De acordo com Oliveira e Campos (2003), o Membro Araguari pertence à base do Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro e apresenta uma interdigitação lateral com o Membro Serra da Galga, este último caracterizado pela cimentação carbonática. Já a Formação Nova Ponte, complementa os autores, corresponderia a uma unidade formada em momento posterior e estaria associada a paleoterraços fluviais, sem continuidade lateral. Cavalcanti et al. (2022), em adaptação aos trabalhos de Batezelli (2005) e Santos et al. (2019), propuseram uma coluna estratigráfica da Bacia Bauru para a região de Uberaba (Figura 4).

Figura 4. Coluna estratigráfica da Bacia Bauru para o município de Uberaba.



Fonte: Cavalcanti et al. (2022), em adaptação aos trabalhos de Batezelli (2005) e Santos et al. (2019).

Em virtude da complexidade e similaridade entre as formações sedimentares da Bacia Bauru no Triângulo Mineiro, o Quadro 1 reúne dados de trabalhos realizados na região como forma de diferenciá-las. Dentre as características, listam-se a posição estratigráfica, o padrão paleogeográfico da base, petrografia, composição dos clastos, estruturas sedimentares, ambiente deposicional, padrão de paleocorrentes, área fonte e tectônica, descritas inicialmente por Oliveira e Campos (2003), e atualizadas e ampliadas neste trabalho.

Quadro 1. Comparativo entre as principais características para as unidades da Bacia Bauru no Triângulo Mineiro.

Unidade geológica	Posição estratigráfica	Padrão paleogeográfico da base	Petrografia	Composição dos clastos	Estruturas sedimentares	Ambiente deposicional	Padrão de paleocorrentes	Área fonte	Tectônica	Fonte	
Formação Nova Ponte	Ocorre sobre o embasamento na maior área de distribuição e localmente sobre os basaltos da Fm. Serra Geral.	Superfície movimentada com grande amplitude de relevo.	Cascalhos desorganizados, com clastos mal selecionados e com ampla variação do grau de arredondamento, recobertos por material arenoso desestruturado.	Seixos e blocos de quartzito micáceos, arenito, quartzo, granito e basalto. Contribuição de material pedogenizado na matriz e abundância em magnetita.	Acamamento plano-paralelo mal definido.	Sistema fluvial e leques aluviais (paleoterraços fluviais).	Informação não disponível	Porção nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná: grupos Bauru, São Bento e Araxá	Representam cascalheiras residuais depositadas a partir de controle neotectônico Terciário.	<i>Ferrari (1989); Oliveira e Campos (2003); Cavalcanti et al. (2022).</i>	
Formação Marília	Membro Serra da Galga	Ocorre sobre a Fm. Uberaba, com contato erosivo.	Superfície regular aplainada com mergulho para noroeste.	Conglomerados polimíticos com concentração de seixos e bolas de argila na base (depósitos residuais de canal). Recobertos por areias médias a conglomeráticas, com acamamento sedimentar. Silcretes, calcretes e palicretes marcam o final do ciclo.	Matriz arenosa incipiente e cimentação carbonática. Seixos de quartzito, sílex e quartzo, além de basaltos, xistos e rochas sedimentares retrabalhadas do último ciclo. Os paraconglomerados apresentam matriz de areia média à argila, com grânulos e seixos dispersos e não orientados.	Estrutura maciça a estratificação cruzada acanalada de médio porte, com intraclastos argilosos orientados.	Sistema fluvial entrelaçado sob clima semi-árido, com ciclos de granodecrescência ascendente, marcados por contatos erosivos e transicionais.	Fluxo para NW	Alto do Paranaíba – Proximal-Intermediário	Disposição distal controlada por subsidência termo-flexural por carga e resfriamento do pacote basáltico, com soerguimento progressivo e exposição do embasamento.	<i>Praça Leite et al. (1995a, 1995 b); Fernandes (1998); Soares et al. (2020).</i>
	Membro Araguari	Ocorre exclusivamente sobre os basaltos da Fm. Serra Geral.	Superfície regular, ampla, aplainada com leve mergulho em direção a sul.	Composto por conglomerados monomíticos clasto ou matriz-suportados, recobertos por arenitos com grande parte latossolizados.	Seixos, blocos e calhaus de quartzito (90%) e quartzo de veio e restrita contribuição de basalto, granito (fácies basais) e matriz arenosa matura.	Acamamento plano-paralelo, acamamento gradacional normal e inverso, canais de corte e preenchimento, imbricamento de seixos e estratificações cruzadas.	Sistema fluvial entrelaçado de alta energia	Fluxo para S, SW e SE	Alto do Paranaíba - Proximal	Deposição controlada por tectônica mecânica de borda de bacia	<i>Oliveira e Campos (2003).</i>
Formação Uberaba	Ocorre sobre os basaltos da Fm. Serra Geral ou diretamente sobre o embasamento.	Superfície regular aplainada com mergulho suave em direção a sul	Conglomerados líticos organizados, com estruturas sedimentares variadas e com fácies clasto ou matriz-suportados associados a arenitos líticos com matriz argilosa.	Seixos, blocos e calhaus de rochas alcalinas, basaltos, arenitos e quartzitos. Ampla distribuição de material argiloso na matriz.	Acamamento plano-paralelo, acamamento gradacional, pequenos canais e estratificação cruzada acanalada.	Sistema fluvial entrelaçado de moderada a baixa energia	Fluxo para SSW, SW e W	Alto do Paranaíba - Distal	Disposição distal controlada por subsidência termo-flexural por carga e resfriamento do pacote basáltico.	<i>Oliveira e Campos (2003).</i>	

Fonte: Oliveira e Campos (2003), modificado pelo autor.

3.2. Superfícies de Aplainamento

Estudos geomorfológicos e pedológicos utilizam diversos termos para descrever e relacionar as superfícies planas e as formações superficiais, como solos que podem ou não estar associados a esses níveis topográficos. A definição de superfície plana, segundo Peulvast e Claudino-Sales (2002), não necessariamente corresponde às fases de aplainamento, como os níveis registrados em fase de agradação associadas ao nível de base geral, tais como as planícies aluviais. Desta forma, o termo superfície plana não define um contexto genético específico, tratando-se de quaisquer superfícies cuja topografia seja plana. Com isso, verifica-se a necessidade de diferenciação acerca dessas superfícies planas, que incluem: superfícies geomorfológicas, estruturais, de aplainamento, de erosão e geomórficas.

As superfícies geomorfológicas correspondem a diferentes níveis de erosão formados em distintos momentos geológicos, fornecendo informações acerca da cronologia de desnudação do relevo (OLLIER, 1981), limitadas em extensão e distribuição espacial, que podem ser derivadas por condições estruturais ou erosivas (SILVA, 2009). Assim, as superfícies estruturais constituem níveis erosivos condicionados por estrutura geológica mais resistente, que favorece a formação de níveis altimétricos diferenciados (SILVA, 2009). Em contrapartida, o termo superfície de aplainamento de Small (1986), anteriormente denominada como superfície de erosão, é resultado da desnudação no processo de aplainamento da paisagem, condicionada por controle de níveis de base variáveis durante o tempo geológico (SILVA, 2009).

Já as superfícies geomórficas são amplamente abordadas em estudos de solo-paisagem e solo-relevo, correspondendo às superfícies que podem ser planas ou com desníveis, de mesma idade ou de tempo de formação progressivo, derivadas de um ou mais processos superficiais (RUHE, 1969; DANIELS; GAMBLE; CADY, 1971; SCHAETZL; ANDERSON, 2014). Essas superfícies definem os solos em espaço e tempo (RUHE, 1969), em que podem ser formadas por processos erosivos e/ou deposicionais. Lepsch (1977, p. 9) pontua que as superfícies geomórficas:

[...] constituem segmentos da paisagem contemporânea, isto é, superfícies do terreno atual e sobre qualquer substrato geológico ou solo, e não superfícies pretéritas, recobertas por seus depósitos correlativos.

Desta forma, as superfícies geomorfológicas e geomórficas são distintas quanto ao foco do estudo, em que podem estar ou não associadas entre si, correspondendo às feições de aplainamento topográfico e da distribuição temporal-espacial dos solos, respectivamente.

De acordo com Peulvast e Claudino-Sales (2002), as superfícies de aplainamento derivam de ação erosiva e disposição de pavimentos rochosos horizontalizados, comumente dissecados. As principais superfícies de aplainamento registradas na Terra são derivadas de regradação, processo de manutenção em contexto geodinâmico de soerguimento lento, que garante um equilíbrio entre erosão e soerguimento, sem incisão de vales, como registrado sobre escudos e bordas sedimentares pouco deformadas (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002).

A partir da década de 1970, diversos pesquisadores identificaram e dataram diferentes superfícies de aplainamento levando em consideração os processos erosivos atuantes (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002). Em revisão bibliográfica acerca desses níveis, Salgado (2007) menciona que essas superfícies são de origem poligenética e que o seu estudo deve levar em consideração mais de uma teoria de aplainamento em virtude da complexidade da gênese desses níveis. Dentre as teorias a serem abordadas, listam-se as clássicas de Davis (1899) e Penck (1924), além de King (1956) e Büdel (1957), em que estas duas últimas serão bem detalhadas neste capítulo.

O Ciclo Geográfico da Erosão de Davis (1899), que integra a estrutura (forças endógenas), os processos (forças exógenas) e o tempo, propõe três estágios de evolução do rio: juventude, maturidade e selenidade. Essa teoria assume um longo período de estabilidade tectônica e atuação de um clima úmido, cujo último estágio consiste em um peneplano que pode estar associado ou não com formas residuais na paisagem (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002; SALGADO, 2007). Desta forma, o desgaste erosivo seria caracterizado pelo rebaixamento vertical das vertentes pela ação da atividade fluvial, conhecido por *downwearing* (SALGADO, 2007). De acordo com Vitte (2001), o ciclo de erosão de Davis (1899) é aplicável em regime morfoclimático temperado e em contexto de litologia uniforme.

O modelo de evolução proposto por Penck (1924) é fundamentado no contraste entre as forças endógenas, responsáveis pela elevação e rugosidade do relevo, e as forças exógenas, que produzem os rebaixamentos/aplainamentos (SALGADO, 2007). Assim, esse modelo consiste em um soerguimento prolongado associado a aplainamentos nas áreas de ascensão, permitindo o recuo paralelo dos escarpamentos por retração lateral (*backwearing*) e, em seguida, o rebaixamento vertical (*downwearing*) (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002; SALGADO, 2007). Segundo Vitte (2001), o modelo de Penck (1953), apesar de considerar as forças endógenas e exógenas, não atribui o papel da litologia e do intemperismo na dinâmica

dos canais, das vertentes e mudanças climáticas que atuam em uma denudação diferencial do relevo.

King (1962), em concordância com Penck (1924), propõe o modelo de pediplanação que consiste na regressão de escarpas por processos erosivos associados a climas áridos e semiáridos, em que há o recuo paralelo com manutenção do ângulo das encostas (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002). Enquanto a Teoria da Etchplanação de Büdel (1957), com apoio da base conceitual de dupla superfície de aplainamento, descreve a importância do intemperismo na evolução geomorfológica por levar em consideração a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial (BÜDEL, 1982; VITTE, 2001).

De acordo com Vitte (2005), apesar da abordagem das variáveis estrutura e clima nas teorias clássicas de aplainamento, como os modelos de Davis (1899) e King (1953), as fundamentações não levam em consideração a alteração geoquímica das rochas no desenvolvimento do relevo (VITTE, 2005).

3.2.1. Superfícies de Pediplanação

No Brasil, o pioneirismo dos estudos geomorfológicos se deu nas décadas de 1940 e 1950, com fundamentação no Ciclo Geográfico de Davis (1899) que teve um papel muito importante para as primeiras pesquisas acerca dos estágios evolutivos do relevo brasileiro (PASSOS; BIGARELLA, 2003). Os estudos das superfícies de aplainamento no Brasil dão início a partir de trabalhos como De Martonne (1944), ao discutir a contribuição do clima tropical na definição do relevo brasileiro, e King (1956), que reconheceu diversos ciclos de desnudação para o Brasil Oriental.

A variação paleoclimática interfere intimamente nos processos erosivos e na formação de superfícies de erosão correlatas (PASSOS; BIGARELLA, 2003). Essas superfícies de erosão pertencem à teoria de pediplanação de King (1956), que correlaciona os diferentes níveis das superfícies escalonadas, de diferentes idades e cotas altimétricas, em que superfícies com maiores cotas seriam mais antigas quando comparadas àquelas mais baixas, consideradas mais recentes quanto sua gênese.

Segundo Silva (2009), as superfícies de aplainamento, formadas a partir da atuação de processos denudativos, possuem idades relativas entre o Terciário e o atual, visto que além das condicionantes físicas, o tempo é responsável por extinguir estas feições por aplainamento da paisagem. Ainda, a autora menciona que a resistência das litologias é um fator determinante acerca da resistência à erosão, ressaltando também o papel da distribuição da rede de drenagem

no desmantelamento destas superfícies (SILVA, 2009), assim como pelo seu posicionamento altimétrico (MOREIRA; PEREZ FILHO, 2020).

Como exemplo, King (1956) aponta a superfície do Ciclo Sul-americano, com idade Cenozoica (Terciário Inferior), como chapadas elevadas sobre um sistema de vales ou planícies onduladas dissecadas por ciclos posteriores, como o Ciclo das Velhas. Ainda, King (1956) menciona a ocorrência de depósitos superficiais de canga sobre a Superfície Sul-americana, visto que essa capa laterítica contínua é apontada também por Braun (1971).

Este pesquisador, define duas fases para o Ciclo Sul-americano, a fase de desnudação e a fase de pediplanação (agração) (BRAUN, 1971). A primeira fase é caracterizada por intensa atividade erosiva que é responsável por suprir as bacias costeiras com bastante material detrítico, somado às reativações tectônicas que deram origem aos grabens de Barreirinhas e do rio Paraíba do Sul, assim como a formação da Serra do Mar e a Borborema por falhamento escalonado.

Acerca da segunda fase, a de pediplanação, compreende o antigo Terciário (Plioceno ao Eoceno) e teve-se o maior aplainamento no Brasil a partir do nivelamento de distintas litologias e a exumação de complexos alcalinos, assim como extensa lateritização e formação de drenagens subterrâneas em ambientes de calcário (BRAUN, 1971). Ainda, o autor indica que os remanescentes da Superfície Sul-Americana estão associados aos chapadões que compreendem desde o Norte de São Paulo, Oeste de Minas e Goiás até porções do Maranhão, Piauí e Bahia, ressaltando a enorme extensão desta superfície marcada nos planaltos brasileiros.

De acordo com Valadão (2009), a intensificação das reativações tectônicas durante o Mioceno pode estar associada a uma maior frequência de eventos de formação das superfícies de aplainamento, abrangendo não apenas uma escala regional, porém, um fator determinando à nível global para esta época geológica.

No Brasil Oriental, a tectônica durante o Mioceno registra o soerguimento em quatro eixos principais, entre eles o Alto Paranaíba, com uma elevação de até 550 metros, que impulsionou a incisão da rede de drenagem na região e que permitiu a denudação de remanescentes pertencentes à Superfície Sul-americana, promovendo o início da Superfície Sul-americana I (VALADÃO, 2009).

Pereira e Pedrosa (2016) correlacionam em pesquisa na bacia do Rio Tijuco, na chapada do Triângulo Mineiro, uma relação entre a tectônica e os processos de denudação sobre as bordas da chapada da Bacia Sedimentar do Paraná, visto que a atuação da tectônica teria sido responsável pelo rebaixamento do nível de base local e, conseqüentemente, a intensificação da morfodinâmica na área. Moreira e Perez Filho (2020) atribuem a resistência dos Planaltos

Tabulares do Triângulo Mineiro, como a Chapada Uberaba-Uberlândia, aos pavimentos resistentes, respectivos às Coberturas Detrítico-Lateríticas, e mediante a condição de fraca densidade de drenagem nestes topos elevados, permitindo a permanência dessas paleosuperfícies na paisagem.

Lanza e Ladeira (2013), a partir da proposta de King (1956) da correlação de superfícies com as cotas altimétricas, mapearam as Superfícies Regionais de Aplainamento (SRA) em áreas do leste de Goiás, norte de Minas Gerais e oeste da Bahia, identificando três superfícies: Superfície Regional de Aplainamento I, Superfície Regional de Aplainamento II e Superfície Regional de Aplainamento IV. Segundo os autores, A SRA I, que corresponde à Chapada dos Veadeiros, é correlata à Superfície de Aplainamento Pré-Gondwanica de King (1956), com cota de 1.250 a 1.600 m, enquanto a SRA II, com nível de laterita e graus diversos de dissecação, possui cotas entre 900 a 1.250 m e seria correlata às Superfícies Post-Gondwana e Sul-Americana de King (1956). Por fim, a SRA IV possui cotas entre 250 e 900 m e foram subdividas em quatro superfícies que não possuem correlação com outras superfícies já identificadas, porém com desenvolvimento a partir de processos de etchplanacão e pedimentação (LANZA; LADEIRA, 2013).

Ab'Sáber (1969 apud Maia et al., 2010), aponta a interação dinâmica entre a variação climática e os processos tectônicos como variáveis na elaboração das cinco paleosuperfícies do Nordeste, visto que os processos de pediplanação seriam sustentados pela alternância entre a condição úmida e seca, associada com chuvas intensas e esporádicas, com a contribuição da tectônica na variação dos níveis de base. Nestas condições, os pedimentos, expressos pelo acúmulo de sedimentos em forma de rampas suavizadas com mergulho sentido os fundos de vale, seriam oriundos do recuo lateral das vertentes mediante a atuação da morfogênese, permitindo a formação de superfícies aplainadas, ou pediplanos, em momentos de estabilidade climática (AB'SÁBER, 1969 apud MAIA et al., 2010).

Marques et al. (2004), a partir de análise geoquímica, interpretou a origem dos solos argilosos posicionados em superfícies associadas à Superfície Sul-americana como material oriundo de sedimentos pertencentes às rochas do Planalto Central do Brasil. Assim, para os autores citados, a erosão destas litologias e o transporte sentido leste foi responsável por pavimentar arenitos subjacentes na região do Cerrado Brasileiro.

Ainda, segundo Marques et al. (2004), a regressão marinha e o soergimento tectônico entre o Paleógeno e o Neógeno (antigo Terciário), estão associados ao início dos processos erosivos e aprofundamento dos vales, permitindo a elaboração das superfícies erosivas Velhas I e Velhas II. A condição climática episódica semiárida entre o Paleógeno e o Neógeno foi

responsável pela formação de um pedimento na Superfície Velhas I, em que a contribuição de sedimentos argilosos respectivos à Superfície Sul-americana e arenitos subjacentes formaram os solos associados à Superfície Velhas I, enquanto a Velhas II teve sua elaboração a partir do aprofundamento dos vales durante a retomada de uma condição mais úmida (MARQUES et al., 2004).

De acordo com Melfi (1994) durante o Terciário inferior, em momento de agradação da Superfície Sul-Americana, a alteração meteórica teria formado extensas coberturas lateríticas. Em superfície posterior, nesse caso a Superfície Velhas, haveria uma outra fase de lateritização, porém em posições topográficas mais baixas.

3.2.2. Superfícies de Etchplanação

De acordo com Vidal-Torrado (1994), diversos autores demonstram que superfícies antigas se desenvolvem mais sob ação de erosão geoquímica, em que essas superfícies apresentariam processos geoquímicos já instalados anteriores às erosões mecânicas responsáveis pela formação dos níveis mais jovens (NOVAES PINTO, 1988). Nessa perspectiva, a erosão e aplainamento por processos geoquímicos predominam nas superfícies mais antigas, enquanto a erosão física permite a formação de pedimentos derivados destes níveis e de uma superfície jovem, sob contexto mais seco. Ainda, verifica-se a contribuição da neotectônica na evolução do relevo brasileiro a partir da reativação de falhas em ambientes tropicais úmidos (HASUI, 1990).

Segundo Vitte (2001, 2005), os processos erosivos nas encostas são intensificados pela instabilidade dos horizontes superficiais promovida pela ação da lixiviação e argiluviação nas ligações ferro-argila, somada à migração desses compostos em profundidade que contribui com a intensificação do intemperismo. Desta forma, de acordo com autor, a interação destes processos de superfície e de subsuperfície, relacionada ao *front* de intemperismo, atuam na formação do relevo.

Büdel (1982 apud Vitte, 2001) pontua as condições necessárias para a etchplanação: 1) existência de Latossolos; 2) perfil homogêneo (evolução dinâmica); 3) transição delgada entre rocha e material alterado, sobretudo em substrato fraturado com intemperismo intenso; 4) zona de alteração rochosa profunda (entre 100 e 150 metros).

Nessas circunstâncias, o processo de formação do relevo contaria com rebaixamento da superfície topográfica de forma gradual e concordante com a velocidade e intensidade do aprofundamento do *front* de intemperismo (ou de alteração), justificando o desenvolvimento do

relevo a partir da integração entre a alteração geoquímica das rochas e da erosão superficial (BÜDEL, 1982 apud Vitte, 2001). Os horizontes superficiais são suscetíveis à erosão mecânica e à atividade biológica, controladas pelas condições climáticas (VITTE, 2001). Os processos superficiais são responsáveis pelo rebaixamento do relevo ao instabilizar o fundo matricial do solo e ocasionar a liberação material fino e de íons, que são direcionados ao lençol freático e impulsionam a alteração da rocha (VITTE, 2005).

Em solos profundos, como os Latossolos, podem-se formar depressões em resposta à intensidade do intemperismo e ao lençol freático (VITTE, 2001). Falhas e fraturas que podem diferenciar zonas mais ou menos suscetíveis ao rebaixamento, permitindo formar *inselbergs* por aprofundamento diferencial do front e ação da erosão superficial, sobretudo em rochas mais resistentes (VITTE, 2005).

A proposta de Planação Climática de Millot (1983) corresponde uma variação da Teoria da Etchplanação, porém, com a abordagem voltada aos solos, visto que o intemperismo configura uma transformação isovolumétrica, e que cabe aos processos pedogenéticos a diferenciação do plasma e esqueleto, permitindo o aplainamento em zonas em desequilíbrio (BOULET; BOCQUIER; MILLOT, 1977). De acordo com Vitte (2005), o termo etchplanação é bem utilizado em contexto tropical com sazonalidade, em que nos momentos de chuva tem-se um aprofundamento da zona de alteração, enquanto nos períodos de seca, predomina-se a erosão superficial e, conseqüentemente, o aplainamento.

Thomas (1994) pontua que a etchplanação para regiões tropicais úmidas apresenta uma intrínseca relação com a drenagem, visto que corresponde ao nível de base para o *front* de intemperismo e, conseqüentemente, para a remoção de solutos e de material fino. Acerca dos processos químicos nos minerais, Vitte (2005) pontua que a hidrólise total em plagioclásio é responsável pela liberação de Si, Al, Na e K em forma de hidróxidos, que contribui com formação da gibbsita (hidróxido de alumínio), por exemplo. A hidrólise parcial condiciona a formação de silicatos de alumínio (sialitização), podendo ser por dessilificação incompleta que causa a formação da caulinita (monossialitização) ou pela liberação parcial de cátions, responsável pela formação da esmectita (bissialitização) (VITTE, 2005).

Dentre as evidências de rebaixamento das paisagens descritas por Thomas (1994), destacam-se a concentração de ferro, níquel e outros minerais pesados no perfil de intemperismo, e o abaixamento não-abrasivo do fundo dos vales fluviais e a perda de finos e compostos químicos pela drenagem. Ainda, segundo o autor, o acúmulo de seixos em interflúvios e altas vertentes, além de ferrólise de argilas por hidromorfismo e de formação de karst em terreno cristalino por dissolução, configuram evidências de rebaixamento.

De acordo com Vitte (1998, 2001), trabalhos que abordam a Teoria da Etchplanação para contextos tropicais devem investigar a contribuição especialmente da neotectônica, do nível de base e da dinâmica fluvial, visto que há uma estrita relação entre a erosão fluvial e o posicionamento geográfico do canal.

Boulet et al. (2016) apontam que coberturas pedológicas em equilíbrio, isto é, sem discordância entre horizontes e com certo paralelismo à superfície topográfica, verificam variações laterais graduais e uma sequência vertical contínua. Por outro lado, sistemas em transformação são marcados por horizontes discordantes uns dos outros, sob contexto de substituição progressiva da cobertura e do modelado (BOULET et al., 2016). De acordo com o autor, sistemas em equilíbrio são decorrentes de condições suficientemente estáveis em relação ao clima e à tectônica, considerando também as coberturas bem jovens livres de desequilíbrio.

Em estudo de coberturas de solos brunos eutróficos e vertissolos em zona tropical na África Ocidental, Boulet et al. (2016) caracterizaram coberturas com dinâmica vertical em equilíbrio, sob contexto de interflúvios curtos, topos convexos e reduzidas declividades. Segundo os autores, verificou-se uma redução gradual nos teores de caulinita em profundidade e lateralmente sentido à jusante, com substituição (em volume) por montmorilonita, demonstrando uma variação lateral gradual e sequência vertical contínua, em concordância também com a variação granulométrica.

De acordo com Boulet et al. (2016), a erosão geoquímica no aplainamento do relevo predomina nas coberturas em equilíbrio das regiões tropicais, sendo importante nos sistemas de transformações, que permite a separação argila-esqueleto, e, conseqüentemente, potencializa a erosão mecânica. Ainda, segundo o autor, nessas condições, a erosão geoquímica é responsável pelo rebaixamento lento do relevo por aprofundamento contínuo de coberturas ferralíticas ou por transformação lateral destes materiais.

Em síntese, para o modelo de etchplanação, o aplainamento apresenta início em região tropical semi-úmida e de significativa estabilidade tectônica, permitindo o intemperismo químico intenso e a formação de um manto espesso de alteração, para que então a erosão laminar cause erosão e rebaixe as vertentes (SALGADO, 2007).

3.3. Geologia do Quaternário

Os depósitos quaternários estão bem distribuídos sob várias formas de relevo, não estando restritos às bacias sedimentares, que permite compreender a formação destas morfologias e os depósitos associados (MELO et al., 2005).

Para o Quaternário, Erhardt (1955 apud MELO et al., 2005) define dois períodos principais que se alternam frente à oscilação climática, sendo eles um período de biostasia e o outro de resistasia. Segundo o autor, o período de biostasia consiste em uma estabilidade climática e tectônica, permitindo o desenvolvimento máximo da atuação biótica e o intemperismo químico. Por outro lado, o período de resistasia está associado a uma condição climática variável, a redução da atividade biótica, sobretudo da cobertura vegetal, e o predomínio do intemperismo físico (ERHARDT, 1955 apud MELO et al., 2005).

De acordo com estudos de Bigarella, Mousinho e Silva (1965) para o Brasil sudeste e meridional, o modelo que melhor descreve a evolução do relevo no Quaternário é resultado de alternâncias climáticas, responsáveis pela formação de depósitos correlativos em períodos semiáridos a áridos, por erosão e recuo das vertentes. Enquanto entre as glaciações, períodos mais úmidos permitiram o entalhamento dos vales e intemperismo químico das rochas (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965). Segundo Vidal-Torrado (1994), diversos trabalhos posteriores adotaram este modelo de alternância climática, incluindo Penteado (1968, 1974), Lepsch, Boul e Daniels (1977), Carmo, Curi e Resende (1984) e Vidal-Torrado e Lepsch (1993), com representativa abrangência na Região Sudeste.

Penteado (1976), em estudo geomorfológico em Setor Centro-Ocidental da Depressão Periférica Paulista, abordou diferentes superfícies e níveis de erosão na bacia de sedimentação de Rio Claro, formadas a partir de uma superfície de aplainamento antiga (Cretáceo-Terciário) entre 950 e 1000 metros. De acordo com a autora, esse nível mais antigo seria responsável pela gênese de superfícies intermediárias terciárias (800 - 850 m), somado ao entalhamento por ativações de falhas e reorganização da drenagem, sobretudo em contexto mais úmido durante Neógeno-Paleógeno. Em momento posterior, foram formadas as superfícies interplanálticas e baixos níveis, sob alternâncias climáticas quaternárias (PENTEADO, 1976).

Penteado (1983) detalha a evolução de vertente sob mudanças climáticas, caracterizando a passagem de um clima úmido para semiárido. Segundo a autora, a evolução é representada por perfis convexos em clima úmido, com proximidade dos vales, e aprofundamento do canal até que atinja o equilíbrio. Então, inicia-se um alargamento do vale somado ao predomínio de processos areolares, responsáveis pelo recuo da vertente e por tornar côncava a base do canal. Com isso, a declividade atenua e há a instalação da vegetação densa que possibilita a atuação do intemperismo e predomínio de processos pedogenéticos. Em um momento posterior, sob ação do clima semiárido, há uma regressão da vegetação e a ocorrência de chuvas torrenciais, que corrobora com predomínio erosivo e de movimentos de massa. Dada essa situação, a vertente recua rapidamente, com suavização dos declives e, conseqüentemente,

formação de pedimentos e de depósitos correlativos (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965; Vidal-Torrado, 1994). Em nova condição úmida, o ciclo recomeça com o entalhamento do vale.

O Holoceno é marcado por significativas alterações climáticas em virtude da condição interglacial que perdura até hoje (SUGUIO, 1999), em que o último período glacial teve seu fim há 18.000 anos atrás (NETO; NERY, 2005), com registro de clima frio há 13.000 atrás, porém mais ameno que o período anterior (OLIVEIRA et al., 2005). As formas de relevo que compõem a paisagem atual resultam da atuação de diferentes paleoclimas, justificando a complexidade de compreender a evolução do relevo ao longo de tempo, visto que o Quaternário, marcado por diversas oscilações climáticas, foi responsável por transformar significativamente a paisagem (MELO et al., 2005).

Moreira (2017), a partir do modelo de Penteado (1980), propôs um modelo evolutivo da chapada Uberaba-Uberlândia durante o Holoceno que consiste em cinco estágios, em que o clima foi o fator determinante na transformação da paisagem recente. Ressalta-se a contribuição das Coberturas Detrítico-Lateríticas nestes topos e vertentes planas, sobretudo por conta do grau de lateritização dessa cobertura que dificulta o deslocamento vertical da água, mantendo constante a condição hidromórfica e, conseqüentemente, propiciando a ocorrência expressiva de veredas associadas a Gleissolos (MOREIRA; PEREZ FILHO, 2020).

Os estágios evolutivos apresentados a seguir foram propostos por Moreira (2017) em trabalho de geocronologia de ambientes de veredas e campos de murundus, em área pertencente à chapada Uberaba-Uberlândia. Segundo o autor, o primeiro estágio corresponde ao Holoceno/Pleistoceno em condição climática seca e com pouca incisão fluvial, em relevo tabular e aplainado mediante Glaciações Pleistocênicas. Em seguida, houve uma intensificação da condição seca e início da pedimentação e alargamento dos vales em meio à retração da vegetação, entre 9 e 6 mil anos atrás. Então, em condição mais úmida, teve-se uma incisão dos vales pedimentados e dos depósitos aluviais, concomitantemente ao abatimento do relevo por processos geoquímicos, ao avanço do Cerrado e a formação de veredas, entre 6 e 4,5 mil anos. Retomado o clima seco, houve o início de uma nova pedimentação que permitiu a formação de rampas coluvionares e o alargamento dos vales, com a retração da vegetação, entre 4,5 mil e 2 mil anos. Por fim, em condição atual, o clima úmido permitiu a incisão dos talvegues e a retomada dos processos erosivos e da pedogênese, assim como a expansão da vegetação, de 2 mil ao atual (MOREIRA, 2017).

3.3.1. *Stone lines* e depósitos correlativos

Como estudo pioneiro, Sharpe (1938) definiu o termo *stone lines* como “uma linha expressiva de fragmentos angulares a sub-angulares com distribuição paralela à inclinação da superfície”, em que a princípio o autor apontou que a incorporação destes fragmentos em subsuperfície como resultado do “*soil-creep*”, movimento lento do regolito a partir do rastejo. Segundo Ruhe (1959), as *stone lines*, ou linhas de pedra, são comuns de ocorrência nos solos e sua concentração consiste em fragmentos de rochas mais grossos, em que a ocorrência de quartzo é bem frequente, conforme apontado por Ireland, Sharpe e Eargle (1939, apud Ruhe 1959).

Trabalhos posteriores desenvolvidos em extensas áreas da África, como Ruhe e Cady (1954) e Ruhe (1959), apontam a formação dessas linhas de pedra como depósitos aluviais soterrados, derivados da erosão pela ação d’água seguida da sobreposição dos sedimentos mais grossos por camadas de textura mais fina, a partir da ação eólica. Stocking (1978), ao interpretar a formação de *stone lines* em Zimbabwe, no sul da África, também correlacionou o material como de origem alóctone, ou seja, transportado, em virtude da mudança abrupta em relação às características do material pedológico sobrejacente e subjacente ao pavimento, que permitiu defini-la como resultado de processos deposicionais.

Segundo Hiruma (2007), as *stone lines* representam seixos que estão dispostos paralelamente à superfície, limitados por horizontes mais síltico-argilosos acima e por rocha alterada embaixo, visto que não há ainda uma sistematização quanto à classificação genética desse material. Santos et al. (2010) definem as linhas de pedra como feições dispostas em subsuperfície com espessuras variadas e, geralmente, constituídas por clastos de quartzo e concreções ferruginosas, materiais em geral resistentes à alteração química, que permitem compreender processos quanto à evolução de vertentes. Menezes et al. (2006) utilizaram as linhas de pedras como uma ferramenta adicional para a interpretação do comportamento das vertentes frente às coberturas superficiais, sobretudo da correlação topográfica, distribuição espacial de solos e processos pedogenéticos associados.

A classificação das *stone lines* é um assunto bem debatido visto que há diversas hipóteses quanto à formação destes pavimentos, porém, a diferenciação deste material leva em conta o local de origem, permitindo classificá-lo como alóctone ou autóctone (HIRUMA, 2007).

Acerca dos processos de formação das linhas de pedra, Hiruma (2007) definiu três principais hipóteses responsáveis pela gênese destes pavimentos: a paleopavimentação

detrítica, a ação biológica e os processos geoquímicos, sendo os dois últimos do tipo autóctone. Segundo o autor, a paleopavimentação detrítica corresponde ao enriquecimento das frações maiores superando às menores, e seguido pela sobreposição de material mais fino derivado de processos diversos de transporte, sendo a hipótese principal para condições de instabilidade climática, com predomínio do clima seco, e desequilíbrio morfogenético.

A ação biológica na gênese das linhas de pedras foi apontada primeiramente por Cailleux (1957 apud HIRUMA, 2007) devido a observação de grãos quartzo de mesmo tamanho concentrados nas porções superiores dos cupinzeiros, acima da linha de cascalho, como resultado do deslocamento destes sedimentos por bioturbação. Por fim, a atuação de processos geoquímicos também contribui com a gênese de *stone lines* como produtos residuais do intemperismo, com a concentração dos elementos grossos e a saída dos finos em solução (HIRUMA, 2007)

Queiroz Neto (2001) ressalta a importância de avaliar corretamente a gênese das linhas de pedra, visto que há a possibilidade da interpretação errônea de *stone lines* geradas in situ, por processos geoquímicos por exemplo, como material de origem alóctone. De acordo com o autor, por vezes a interpretação de linhas com concentração de seixos e concreções ferruginosas são estritamente utilizadas como indicativos de discontinuidades ou de superposição de materiais, embora outros processos de formação destas superfícies podem estar envolvidos.

Queiroz Neto (1969), citado por Queiroz Neto (2001), menciona que as linhas de pedra estariam associadas a uma fase de resistasia mais recente, em concordância com o modelo de evolução do Sudeste brasileiro de Ab'Saber (1962), correspondendo a paleopavimentos detríticos responsáveis por separar os horizontes mais superficiais dos mais profundos.

Santos et al. (2010) detalharam os principais processos de formação das linhas de pedras, tanto os autóctones quanto os alóctones. Segundo o autor, em uma das hipóteses autóctones, tem-se a pavimentação por sedimentos mais finos que pode ser resultado da ação de biológica no solo, visto que cupins, formigas e minhocas podem remobilizar grãos sentido superfície, e conseqüentemente aprofundando frações maiores. Outra hipótese é em relação ao coluvionamento, que indica a concentração de uma linha de fração mais grossa durante o movimento de massa ao longo de uma vertente sob condição de saturação de água (SANTOS et al., 2010).

Para os processos alóctones, Santos et al. (2010) apontam a hipótese de formação por transporte de materiais em superfície que seria decorrente da sucessão de fases climáticas distintas, em que a passagem de um clima úmido para seco permitiria a distribuição horizontal de um material já alterado e, posteriormente, com o retorno de um clima úmido, a sobreposição

desse pavimento por sedimentos mais finos a partir de um recobrimento coluvial. Outra hipótese é a de inversão de materiais a partir do rebaixamento do nível de base, sobretudo em virtude do aprofundamento de canais de drenagem, que permitiriam a erosão e deposição de materiais de maior fração, concomitante com a sobreposição por frações menores (SANTOS et al., 2010).

Mudanças climáticas foram registradas durante o Quaternário, em que o final do Pleistoceno é marcado por predomínio de resistasia, ou seja, de atividade morfogenética, com atenuação deste contexto e instalação de uma “estabilidade morfodinâmica” no Holoceno, correspondente a uma condição de biostasia com menores flutuações climáticas (MEIS; MOURA, 1984).

Penteado (1968) propôs, em estudo de depósitos correlativos para a região de Rio Claro, uma evolução cíclica constituída pela escavação da bacia em clima úmido no Oligoceno, seguido por fase de pediplanação durante o Neógeno, responsável pela superfície Urucáia, recoberta por cascalheiras de quartzo e canga laterítica. Ainda, segundo a autora, diferentes ciclos de pedimentação no Quaternário teriam sido responsáveis pela deposição da Formação Rio Claro e de terraços fluviais em momentos posteriores, com última fase representada pelas linhas de pedra (paleopavimentos) recobertos por colúvios recentes.

3.4. Formações Superficiais

Ker (1997) indica que há correlação direta entre os Latossolos e superfícies geomórficas, visto que esses solos recobrem porções bem estáveis da paisagem, como as amplas chapadas do Planalto Central, e associa esses níveis com a Superfície Sul-Americana, de idade Terciário Inferior, reconhecida por King (1956). Por outro lado, superfícies mais recentes, como a Superfície Velhas (KING, 1956), também exibem Latossolos, com menor grau de alteração e de mineralogia normalmente caulínica (KER, 1997). Ressalta-se que solos bem intemperizados também ocupam regiões com relevo mais movimentado, conforme demonstrado por Corrêa (1984), e que normalmente trata-se de um material já em processo de alteração anterior à deposição e que após estabilidade, intensifica-se a atuação dos processos pedogenéticos.

Os Latossolos correspondem aos solos mais intemperizados e que ocorrem principalmente em regiões tropicais úmidas (VIDAL-TORRADO, 1994). Quando fora dessas condições denota-se um contexto paleoclimático úmido ou quente responsável pela formação desses solos e preservação sob superfícies estáveis remanescentes (ALLEN; FANNING, 1983).

De acordo com Vidal-Torrado (1994), trabalhos como Ruhe (1956), Lepsch, Boul e Daniels (1977) e Carmo, Curi e Resende (1984) estabelecem uma relação direta entre o grau de desenvolvimento do solo e a idade relativa de superfícies geomórficas mapeadas, visto que níveis mais antigos apresentam maior grau pedogenético e de intemperismo do solo. Daniels, Gamble e Cady (1970), em trabalho desenvolvido em solos das planícies costeiras na Carolina do Norte (EUA), identificaram uma correlação entre o desenvolvimento de plintita, espessura dos perfis de solo e conteúdo de gibbsita ao diferenciar as idades de superfícies geomórficas. Rodrigues e Klamt (1978) observaram uma maior concentração de gibbsita em solos de superfícies mais antigas. Lepsch, Boul e Daniels (1977), em estudos de solos em diferentes superfícies geomórficas, estabeleceu que há também atributos que não demonstraram dependência com o tempo, como a taxa de argiluviação, saturação por bases e conteúdo de carbono.

O Programa São Pedro de Pesquisa e Ensino foi um programa acadêmico-científico que vigorou entre 1990 e 2003, sob convênio Brasil-França, e que foi responsável pela formação de pesquisadores de diferentes níveis acadêmicos, com pesquisas sobre a relação pedogênese e morfogênese pós-Terciárias (fonte). De acordo com Castro et al. (2018), dentre as principais técnicas utilizadas no Programa São Pedro, teve-se estudo de solos em topossequências e levantamento geológico-estrutural. Como parte do resultado, foi verificado para a Serra de São Pedro/Itaqueri um forte controle litológico na formação e diferenciação dos perfis de solo, que apresentam pouca transformação pedológica lateral, além da contribuição da neotectônica e das condições tropicais na evolução do relevo e da cobertura superficial (CASTRO et al., 2018).

Buzato (2000), em estudo do Compartimento Geomorfológico Serra de São Pedro/Itaqueri, identificou a formação de Latossolos formados pela alteração de ferricretes no reverso da cuesta, derivada de variações climáticas entre o Neógeno e o Quaternário. Em estudo de paleossolos neste compartimento, Ladeira (2002) reconheceu leques aluviais associados à Formação Itaqueri, que marcam deposição sob contexto semiárido somado às mudanças climáticas e pulsos tectônicos, em que fases mais úmidas permitiram o desenvolvimento de perfis de alteração.

Sob contexto tropical úmido, solos profundos são derivados de pedogêneses superimpostas por um longo tempo que dificulta diferenciar a contribuição do material transportado e do substrato rochoso no perfil (ESPINDOLA, 2017). Para reconhecimento da origem do material formador do solo, seja *in situ* ou transportado, estudos mineralógicos e sedimentológicos para cada horizontes do perfil são necessários (ESPINDOLA, 2017).

Perfis rasos de solo apresentam uma maior facilidade quanto à interpretação do material de origem, visto que contemplam minerais alteráveis na fração grossa e previsibilidade acerca dos atributos e características físicas e químicas do solo, como nos Neossolos e Cambissolos (CASTRO et al., 2003; ESPINDOLA, 2017). No Brasil, é comum verificar Latossolos derivados de manto de alteração de áreas menos estáveis e que, a partir de mudanças climáticas e tectônica, são depositados sob superfícies estáveis e intensificados os processos pedogenéticos (ESPINDOLA, 2017).

De acordo com Espindola (2017), o desenvolvimento do perfil, em concordância também pela profundidade, está diretamente associado à suscetibilidade do material fonte ao intemperismo e pedogênese, visto que rochas máficas, como basaltos e diabásios, permitem de forma mais rápida a formação de horizonte pedológico quando comparado aos materiais ricos em sílica, como os granitos e gnaisses.

3.4.1. Coberturas Lateríticas

O registro científico da laterita ocorreu em 1807 na Índia por Buchanann, que definiu o material como argilas endurecidas, bem porosas, sem estratificação, com elevada concentração de ferro, de coloração amarelo avermelhada (MELFI, 1994; ESPINDOLA; DANIEL, 2008). A laterita era tratada apenas como um único horizonte, cujo correspondente atual seria o horizonte plíntico, mas que passou por diversas modificações posteriores, em que parte dos pesquisadores utilizavam de forma ampla, enquanto outros exclusivamente às formações ferruginosas endurecidas (ESPINDOLA; DANIEL, 2008).

De acordo com Melfi (1994), a primeira proposta de classificação foi de Lacroix (1913), que definiu as lateritas baseado na porcentagem de sesquióxidos, porém, mais adiante, Schellmann (1981) propôs a classificação a partir da química/mineralogia do material, permitindo diferenciá-las em lateritas silicosas, ferruginosas, aluminosas, argilosas e *stricto sensu*, esta última típica dos solos tropicais. Schellmann (1981, p. 6, tradução nossa) define as lateritas como:

[...] produto de intenso intemperismo subaéreo cujo conteúdo de ferro e/ou alumínio é maior e o conteúdo de Si é menor que em rochas parentais caulinizadas. As lateritas consistem predominantemente por assembleias de goethita, hematita, hidróxidos de alumínio, argilomineral do tipo caulinita e quartzo.

Melfi (1994) menciona que há uma diferenciação na forma de alteração dos minerais em cada zona do perfil em virtude de características hídricas distintas. De acordo com o autor, a zona de rocha alterada é marcada por baixa porosidade e com preenchimento por soluções concentradas, e que, conforme há a progressão da alteração, verifica-se a formação de plasma argiloso e desestabilização de minerais primários. Por fim, em avançado estágio, a zona apresenta o sistema do tipo fissural, caracterizado por canais e expressivos poros, que permite uma livre circulação de soluções (MELFI, 1994).

A zona de alteração está posicionada sobre a zona de rocha alterada e pode ser segmentada em zona inferior e superior de alteração. A zona inferior, mais próxima da rocha alterada, é caracterizada pela perda de matéria e acumulação de produtos residuais (acúmulo relativo) ou pela acumulação por adição de matéria (acúmulo absoluto) no horizonte (MELFI, 1994; ESPINDOLA; DANIEL, 2008). Por outro lado, na zona superior, a pedogênese é o principal processo atuante na alteração, em que as condições hídricas e climáticas são decisivas na atribuição das características do solo (MELFI, 1994).

Melfi (1994) diferencia a contribuição do clima e da dinâmica da drenagem nos solos lateríticos. De acordo com o autor, regiões tropicais com drenagem livre permite a formação solos bem homogêneos, vermelhos a amarelos, enquanto ambientes com oscilação do nível freático resultam em níveis heterogêneos alternados de material empobrecido e enriquecido em ferro, e que, pode evoluir de concentrações descontínuas (nódulos) a contínuas (carapaças ou couraças), com endurecimento com exposição ao ar.

Dado o tempo de alteração da cobertura e condições climáticas tropicais, os solos posicionados na Superfície Sul-Americana são bem argilosos e caracterizados por intensa concentração de óxidos de ferro e alumínio, independentemente do substrato rochoso abaixo (MELFI, 1994). Em solos do Brasil Central, as formações lateríticas são constituídas por goethita, hematita e gibbsita, enquanto àquelas associadas às rochas vulcânicas da bacia do Paraná são constituídas por predomínio de hematita, com pouca presença de goethita. De fato, a ocorrência das lateritas no Brasil são amplas e contemplam distintos contextos bioclimáticos (ESPINDOLA; DANIEL, 2008).

Em investigação da contribuição das lateritas na definição da paisagem brasileira, Espindola e Daniel (2008) apontam que a ocorrência de solos lateríticos, que incluem os Latossolos, distribuem-se normalmente em relevos mais suaves, sustentados por couraças em profundidades do perfil, desenvolvidos sobre superfícies antigas. Gonçalves (1978), em estudo de formações superficiais na região de Ribeirão Preto (SP), caracterizou superfícies aplainadas recobertas por Latossolos Vermelhos, com níveis concrecionários derivados da alteração de

basaltos da Formação Serra Geral, posicionados em unidade reconhecida pelo autor como formações superficiais espessas.

De acordo com Queiroz Neto (2001), estudos em chapadas, sobretudo em região do Brasil Central, demonstram que lateritas em forma de bancadas ou couraças ferruginosas são formadas normalmente *in situ*, enquanto os profundos Latossolos sobre cascalheiras ou camadas concrecionárias seriam correspondentes a materiais retrabalhados, não necessariamente correspondendo ao substrato rochoso.

Queiroz Neto (1969 apud Queiroz Neto, 2001), em investigação dos materiais de origem e das superfícies geomórficas na diferenciação de solos, verificou o desenvolvimento de Latossolos sobre pavimentos constituídos por cascalheiras, concreções e couraças ferruginosas. De acordo com o autor, estes materiais corresponderiam às superfícies de erosão terciárias, desenvolvidas sobre longos períodos de resistasia, da teoria da bioresistasia de Erhart (1956).

VOLKOFF (1984-1985) afirma que o relevo brasileiro é marcado por superfícies de erosão terciárias remanescentes, desenvolvidas em climas secos, com posterior formação de solos bem evoluídos e estáveis, representados pelos Latossolos. De acordo com o autor, a erosão e fragmentação dessas superfícies ocorreu em virtude de soerguimentos e arqueamentos posteriores, responsáveis por limitar esses testemunhos no Brasil Central, que correspondem ao nível mais antigo de aplainamento.

De acordo com Queiroz Neto (2001), em Latossolos Vermelhos, as couraças desempenham o papel de material de origem destes solos, em que os pisólitos corresponderiam aos testemunhos deste processo. Ainda, acerca da análise estrutural da cobertura pedológica, Queiroz Neto (2001) menciona que qualquer alteração de rocha, formação e transformações de solos causam perdas de matéria e, dessa forma, pode ser responsável pela gênese das formas de relevo, enfatizando também que a erosão geoquímica, os processos pedogenéticos e morfogenéticos não devem ser interpretados na evolução como opostos, podendo ser concomitantes.

Coelho, Vidal-Torrado e Ladeira (2001) adotaram o termo ferricrete para as plintitas e petroplintitas ao tratar de materiais ferruginosos endurecidos, muito comuns em forma de níveis ferruginosos em solos da Formação Adamantina (Grupo Bauru), no norte do estado de São Paulo. Segundo os autores, pesquisas realizadas em sedimentos da Formação Marília não registraram a ocorrências desses níveis ferruginosos, permitindo apontar uma diferença da natureza geoquímica sobre os sedimentos desta formação e àqueles ferricretizados da Formação Adamantina.

Ainda nesse trabalho, Coelho, Vidal-Torrado e Ladeira (2001) verificaram que a topografia do substrato rochoso interfere no comportamento e na configuração lateral dos ferricretes, dos horizontes saprolíticos e na oscilação do lençol freático, registrando uma interdependência entre esses fatores. Assim, os autores apontam que houve a deposição de ferro no limite superior do lençol freático, em resposta às oscilações do nível, e a formação de nódulos em contexto autóctone e que, nas condições climáticas e de posicionamento no relevo atual, encontram-se em desagregação.

Solos desenvolvidos sobre substrato basáltico permitem a formação de relevos suavizados com alterações profundas, sobretudo, em material fraturado, visto que rochas vulcânicas são mais suscetíveis ao intemperismo (SCHAEFER, 2013). Por outro lado, solos desenvolvidos sobre materiais conglomeráticos são variáveis, já que a natureza e constituição dos seixos, matriz e cimento interferem nas características dos solos (SCHAEFER, 2013).

Clivagem presente em feldspatos impulsiona a hidrólise, sobretudo dos plagioclásios, permitindo a formação de caulinita e gibbsita, a depender das condições hidrológicas. Também, os piroxênios são bem suscetíveis ao intemperismo, permitindo a formação de minerais de argila e óxidos, assim como as olivinas pelas intensas fraturas (SCHAEFER, 2013).

Os Latossolos compõem o principal tipo de solo da Bacia Sedimentar do Paraná, contemplando 41,1% em área, sendo 36,3% Latossolos vermelhos, 2,4% Vermelho-Amarelos e 2,7% Brunos (SCHAEFER, 2013). De acordo com o autor, o predomínio de Latossolos Vermelhos é atribuído à contribuição do basalto, formando solos argilosos, e pelos arenitos com cimento de hematita associados, estes responsáveis por Latossolos de textura média, também vermelhos.

Segundo Schaefer (2013), ocorrem três tipos básicos de cimento nos arenitos verificados no Brasil, sendo eles: a) cimento silicoso, associada à formação de Neossolos Quartzarênicos; b) cimento ferruginoso, comumente avermelhados e forma em clima seca, responsável pela gênese de Latossolos Vermelhos de textura média; e c) cimento carbonático, ocorre sobretudo em São Paulo, que permite a formação de solos podzolizados.

Em estudos sobre latossolização em alternância climática quaternárias no Brasil, Schaefer (2001, 2013), propõe três fases: em contexto inicial semiárido (glaciações), o relevo encontra-se aplainado e recoberto por pavimento detrítico, solos rasos e escassez hídrica, condições que limitam as atividades biológicas; em momento mais úmido (transição), há o aprofundamento da cobertura pedológica com o pico da atividade biológica, favorecendo o desenvolvimento e soterramento de *stone lines* derivadas de bioturbação; por fim, em condição úmida (pouco sazonal), com registro de relevos dissecados, os solos encontram-se com

profundidade máxima, distróficos, com redução da atividade biológica pela deficiência de nutrientes.

Schaefer (2013), ainda aponta que o processo de goethização, responsável pelo amarelamento dos solos, aparenta estar associado a mudança de climas secos para mais úmidos e com maior quantidade de matéria orgânica disponível. Nesse contexto, propicia-se a formação de goethita, no lugar de hematita, que podem também ilustrar uma mudança no lençol freático para níveis mais rasos, permitindo a formação de solos mais amarelos (SCHAEFER, 2013).

3.4.2. Latossolos

De acordo com Ker (1997), o termo “Latosol” é derivado das palavras em latim “laterite” e “solum”, que denomina um material com intenso grau de intemperismo, característico de regiões tropicais. Os Latossolos, classe utilizada no Brasil, apresentam correspondentes quanto aos demais sistemas internacionais de classificação, como os Oxisols (EUA), Sols Ferralitiques (França) e Ferralsols (FAO) (KER, 1997).

Ker (1997) correlaciona as principais ocorrências de Latossolos do Brasil com os materiais de origem e características físicas e químicas, reconhecendo 09 diferentes tipos: Latossolo Ferrífero, Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Escuro, Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Amarelo, Latossolo Bruno, Latossolo Variação Uma, Latossolo Húmico e Latossolo Pálido.

Posteriormente, por meio das reuniões de classificação e correlação de solos (RCCs), pesquisadores desenvolveram e aperfeiçoaram o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), com 1ª edição em 1999, que marca o início da uniformização de critérios e conceitos taxonômicos. No presente momento, o SiBCS está na 5ª edição, publicado em 2018, e que diferencia quanto ao 2º nível categórico os Latossolos em 04 (quatro) subordens: Latossolo Bruno, Latossolo Vermelho, Latossolo Amarelo e Latossolo Vermelho-Amarelo (EMBRAPA, 2018).

De acordo com SiBCS (EMBRAPA, 2018), os Latossolos configuram solos com horizonte B latossólico abaixo de qualquer horizonte diagnóstico superficial, exceto hístico (elevado teor de matéria orgânica). Este solo apresenta as seguintes características:

Evolução muito avançada com atuação expressiva de processo de latolização (ferralitização), resultando em intemperização intensa dos constituintes minerais primários, e mesmo secundários menos resistentes, e concentração relativa de argilominerais resistentes e/ou óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, com inexpressiva

mobilização ou migração de argila, ferrólise, gleização ou plintitização.”. (EMBRAPA, 2018, p. 84).

Quanto à organização, os Latossolos devem apresentar:

Horizonte B latossólico precedido de qualquer tipo de horizonte A dentro de 200 cm a partir da superfície do solo ou dentro de 300 cm se o horizonte A apresenta mais que 150 cm de espessura (EMBRAPA, 2018, p. 195).

Quanto ao 2º nível categórico (subordem), os Latossolos Amarelos correspondem a solos com matiz igual ou superior a 7,5YR nos primeiros 100 cm do horizonte B. Os Latossolos Vermelhos configuram solos com matiz 2,5YR ou mais vermelho nos primeiros 100 cm do horizonte B. Os Latossolos Vermelho-Amarelos correspondem aos solos que não se enquadram nas demais classificações, ou seja, em matiz 5YR de coloração vermelho-amarelada ou amarelo-avermelhada. Quando apresentam caráter retrátil e horizonte A húmico ou conteúdo de carbono superior a 10 g.kg⁻¹ até os primeiros 70 cm, podem ser classificados como Latossolos Brunos, a depender do matiz e do croma definidos pelo SiBCS (EMBRAPA, 2018).

De acordo com a Embrapa (2018), o horizonte B latossólico é caracterizado por óxidos de ferro e alumínio, argilominerais 1:1, quartzo e outros minerais resistentes ao intemperismo, totalizando valor inferior a 4% de minerais primários ou menor que 6% de muscovita em fração areia. O volume em massa de rocha original neste horizonte deve ser inferior a 5%. O horizonte B latossólico deve ter profundidade mínima de 50 cm, com textura franco-arenosa ou mais fina e reduzido teor de silte, além de cerosidade ausente ou pouco frequente e fraca. O horizonte B latossólico é caracterizado por diferenciação pouco nítida e normalmente transição difusa, com estrutura fraca, moderada ou forte, muito pequena a pequena granular, ou em blocos subangulares de grau fraco ou moderado (EMBRAPA, 2018).

De acordo com Ker (1997), os Latossolos apresentam homogeneidade quanto às características químicas, morfológicas e mineralógicas por serem poligenéticos, em virtude da idade avançada e influência de alterações climáticas diversas. Segundo o autor, a mineralogia é simples e representada por quartzo em fração grossa (silte e areia), com minerais primários em menor quantidades, como muscovita e k-feldspato para solos desenvolvidos em substrato de rocha ácida e por magnetita e ilmenita associada a basalto, com menor quantidade de quartzo neste caso. Acerca da fração argila dos Latossolos, verifica-se caulinita, gibbsita, goethita e hematita em diferentes quantidades a depender do material de origem, do grau de intemperismo e processos pedogenéticos associados à ação da água no perfil (KER, 1997).

O primeiro reconhecimento de Latossolo foi por Kellong (1949) que identificou intenso intemperismo e lixiviação, responsável por baixa atividade de argilas e capacidade troca catiônica, além de dessilificação, que marca a concentração de óxidos de ferro e alumínio. Como características gerais, esses solos são profundos, com ou sem presença de laterita, de coloração vermelha a amarela relativamente homogênea, uniformidade no conteúdo de argila no perfil, estabilidade dos agregados e reduzido teor em silte (KER, 1997).

De acordo com Ker (1997), a alteração química de minerais do solo permite a liberação de ferro, alumínio, sílica e principalmente de íons de Ca, Mg, Na e K. Em Latossolos, a formação de gibbsita ocorre pela alteração rápida de aluminossilicatos, sobretudo de feldspatos, ou pelo intemperismo longo e intenso no perfil, que inclui a dessilificação da caulinita, em que independentemente do modo de formação, necessita-se de perfil drenado, com baixa atividade de sílica e bases em solução (KER, 1997). Verifica-se que maiores quantidades de gibbsita estão associadas aos substratos ricos em ferro, visto que são constituídos por rochas mais pobres em sílica, que favorece a formação desse mineral por decomposição da caulinita ou pela absorção de alumínio pelos óxidos de ferro, que limitariam a formação da caulinita (RESENDE, 1976). A caulinita, produto de alteração de minerais primários (feldspatos e micas) e secundários (argilas 2:1), é gerada de forma mais expressiva sob climas mais tropicais (quente e úmido), sem dessilificação proeminente no solo e em meio ácido (Dixon, 1989; KER, 1997).

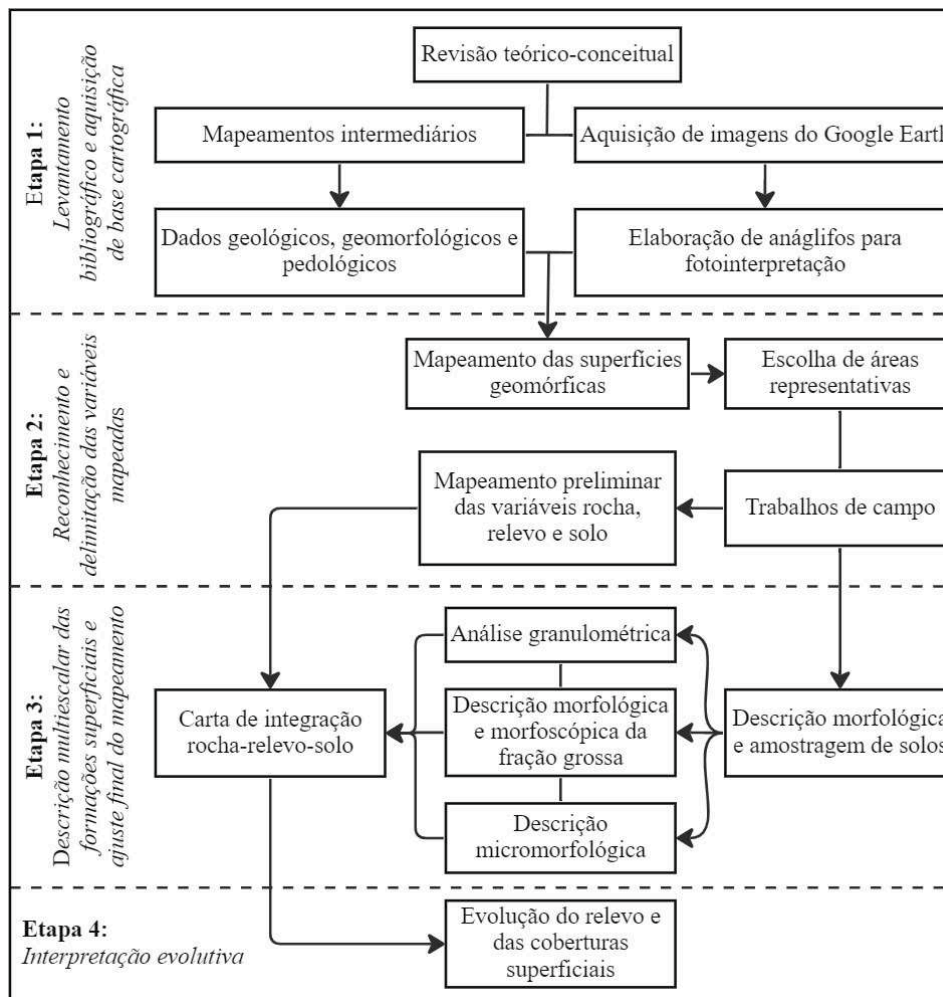
Dispersos na fração fina e normalmente pedogenéticos, os óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos de ferro são os principais constituintes dos Latossolos e atribuem diferentes colorações ao solo. De acordo com Ker (1997), a goethita atribui cor entre os matizes 2,5Y - 7,5YR, que resulta em solos amarelos a brunados, enquanto a hematita, é responsável por cores vermelhas, entre 5R - 5YR. A goethita é a forma mais estável e ocorrem em solos desde amarelados a vermelhos, diferentemente da hematita que, por menor estabilidade, dificilmente é encontrada em solos mais amarelos (RESENDE, 1976; KÄMPF; SCHWERTMANN, 1983; SCHWERTMANN, 1985).

Com o intemperismo de minerais ferro e a liberação deste elemento, seguido da oxidação em Fe^{3+} , tem-se a precipitação de ferrihidrita e que, sob baixa atividade de sílica e de teores de matéria orgânica, é transformada em hematita por meio de desidratação e reorganização interna (KER, 1997). Caso contrário, segundo o autor, a ferrihidrita é dissolvida para a formação de goethita. A magnetita e sua forma oxidada, a maghemita, são bem comuns nos Latossolos Vermelhos e apresentam a origem fortemente associada aos minerais primários ou de alteração de rochas máficas e ricas em ferro (KER, 1997).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos propostos neste trabalho estão contemplados em quatro etapas (Figura 5), que incluem atividades de gabinete, campo e laboratório, indicadas de forma detalhada nos subitens 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4. A etapa inicial consiste em levantamentos bibliográficos, em aquisição de dados derivados de mapeamentos intermediários e na obtenção de anáglifos a partir de imagens disponibilizadas pelo Google Earth. Em seguida, por meio de fotointerpretação, fez-se o reconhecimento e delimitação de superfícies geomórficas e, com trabalhos de campo direcionados em áreas representativas, a caracterização das variáveis rocha, relevo e solo, em escala de detalhe.

Figura 5. Fluxograma das atividades realizadas neste trabalho.



Fonte: De autoria própria.

Por meio das atividades de campo e em laboratório, teve-se a possibilidade de coleta e descrição dos solos e dos materiais associados em diversas escalas, desde caracterização em

perfil ao microscópio. A carta de integração relevo-rocha-solo é resultado do mapeamento digital preliminar e dos trabalhos de campo, além da caracterização dos materiais que permitiram um refinamento desse produto cartográfico. Por meio dessa carta e dos levantamentos bibliográficos, tornou-se possível a interpretação evolutiva da área de estudo, com foco no desenvolvimento do relevo e das coberturas superficiais.

4.1. Aquisição da base cartográfica

A extração, manipulação e tratamento dos dados para os mapeamentos foram realizados no *software* QGIS, versão 3.22.5. A edição de mapeamentos intermediários e de confecção de anáglifos para fotointerpretação configuram procedimentos essenciais para a elaboração dos mapeamentos das superfícies geomórficas e das variáveis relevo, rocha e solo.

4.1.1. Mapeamentos intermediários

Nesta etapa, buscou-se revisar e compilar os dados derivados de pesquisas de iniciação científica iniciadas em 2018. Compreende-se como mapeamentos intermediários àqueles 9 documentos cartográficos elaborados previamente e que posteriormente foram integrados para a delimitação das superfícies geomórficas. Neste caso, os documentos cartográficos abaixo relacionados já foram elaborados e passaram por revisão e edição:

- *Cartas Morfométricas* (Figuras 6A, 6B, 6C e 6D) em escala 1:50.000 (SILVA; SILVEIRA, 2018; SILVA; SILVEIRA, 2019; SILVA; SILVEIRA; BARBOSA, 2019a, 2019b);

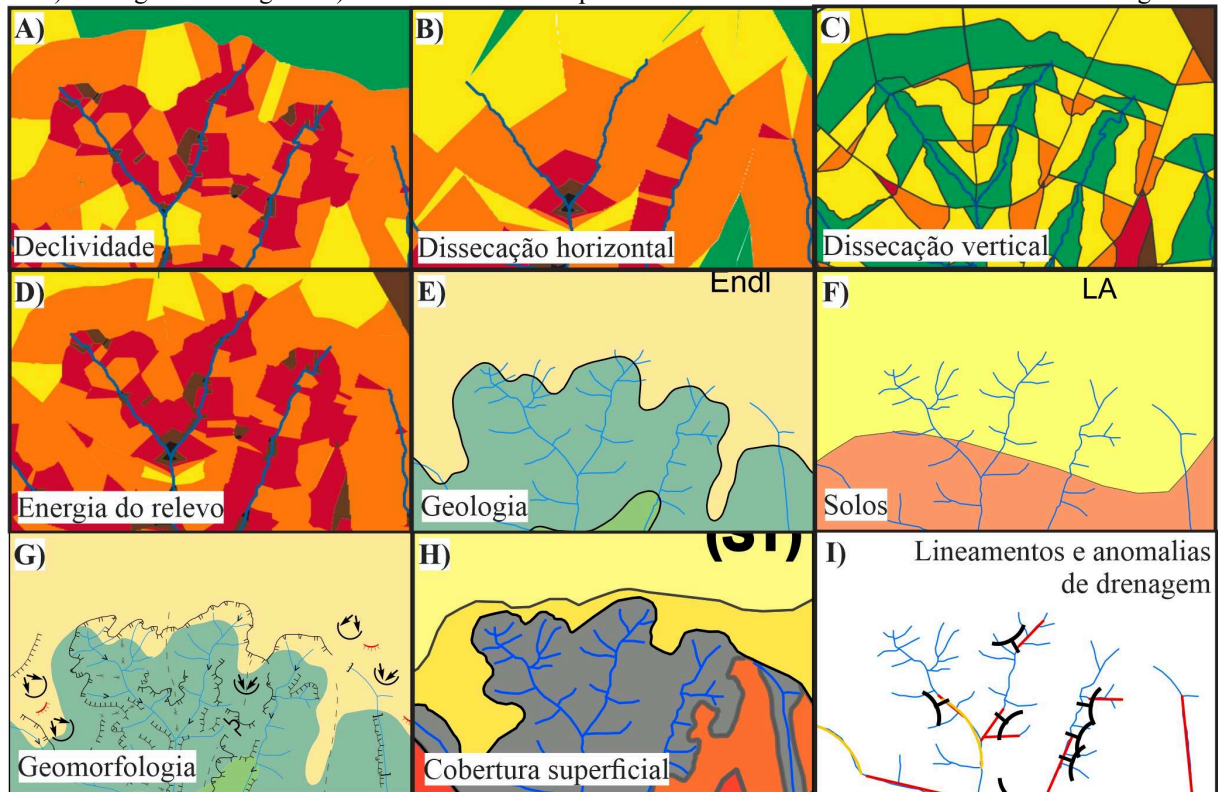
- *Mapa Geológico* (Figura 6E) em escala 1:100.000 (CHAVES; DIAS, 2017) e *de Solos* (Figura 6F) em escala 1:250.000 (MOTTA; BARUQUI; SANTOS, 2004), ambos mapeamentos modificados por Silva (2021).

- *Carta Geomorfológica* (Figura 6G) em escala 1:25.000 (SILVA; SILVEIRA; BARBOSA, 2020);

- *Carta de Cobertura Superficial* (Figura 6H) em escala 1:25.000 (SILVA; SILVEIRA, 2021);

- *Carta de Lineamentos e Anomalias de Drenagem* (Figura 6I) em escala 1:25.000 (SILVA; SILVEIRA; BARBOSA, 2021).

Figura 6. Recorte dos mapeamentos intermediários utilizados. A) Carta de declividade. B) Carta de dissecação horizontal. C) Carta de dissecação vertical. D) Carta de energia do relevo. E) Mapa geológico; F) Mapa de solos. G) Carta geomorfológica. H) Carta de cobertura superficial. I) Carta de lineamentos e anomalias de drenagem.



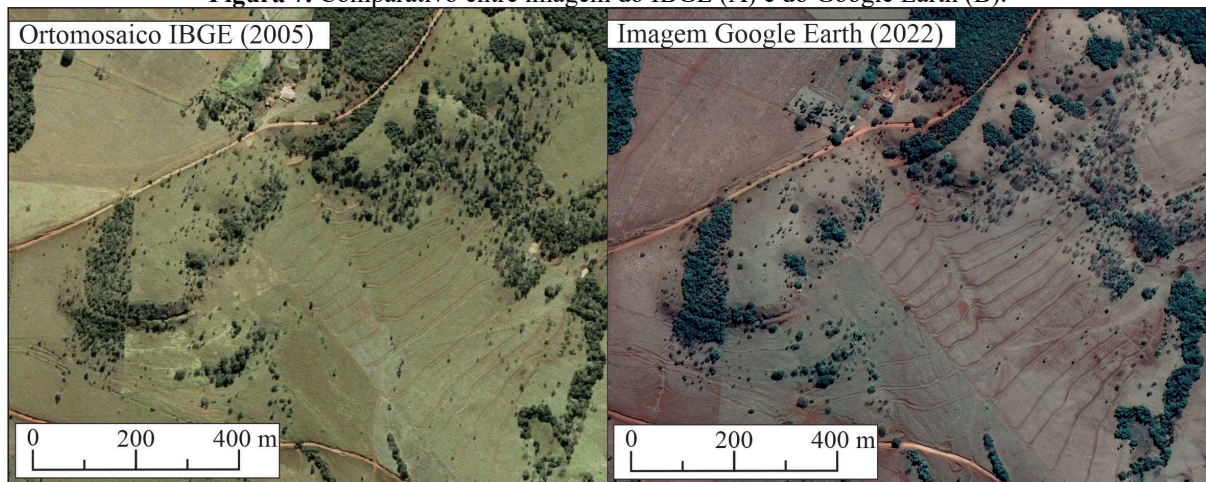
Fonte: De autoria própria.

4.1.2. Anáglifos

A técnica do anáglifo consiste no uso de pares de imagens processadas com filtros de cores complementares, obtidas de diferentes pontos de vista e dispostas lateralmente, em que a partir de óculos com cores opostas, cria-se a sensação de profundidade (MAMEDE, 2014). Ainda, segundo o autor, os anáglifos são amplamente utilizados em diversas áreas do conhecimento e com distintas finalidades, porém o interesse consiste justamente em atribuir o efeito tridimensional à imagem visualizada.

O ortomosaico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), do ano de 2005, da folha SE.-Y-C-I-2-NE, possui escala 1:25.000 e é o documento com melhor resolução disponibilizado com livre acesso para a área. Por outro lado, imagens do Google Earth são atualizadas e possuem excelente resolução, apesar de não ser especificado informações acerca de escala e/ou resolução espacial. No entanto, a extração de imagens do *software* Google Earth Pro na resolução máxima (8192x4852 pixels) permitiu a obtenção de arquivos *raster* com qualidade próxima a superior quando comparado ao ortomosaico do IBGE (Figuras 7A e 7B), dentro do *software* QGIS.

Figura 7. Comparativo entre imagem do IBGE (A) e do Google Earth (B).



Fonte: De autoria própria.

Como vantagem, as imagens atualizadas e em pares extraídas pelo Google Earth Pro permitiram a elaboração de anáglifos, conforme proposta de Miyazaki e Oliveira (2020), visto que esse *software* possibilita atribuir a perspectiva tridimensional ao relevo. Miyazaki e Oliveira (2020) detalham os procedimentos para aquisição de pares de imagem de satélite, disponibilizadas pelo Google Earth, e de elaboração de anáglifos, a partir do *software* StereoPhoto Maker. O procedimento consiste na captura e sobreposição de imagens para obter um *raster* em cores cromaticamente opostas, neste caso vermelho e ciano, e que, com óculos com lentes de mesma coloração, torna-se possível a visualização tridimensional do relevo.

A etapa de fotointerpretação para reconhecimento e delimitação das superfícies geomórficas foi realizada no *software* QGIS, além da utilização dos mapeamentos intermediários como material auxiliar. As imagens foram disponibilizadas pelo Google Earth (Maxar Technologies e CNES/Airbus) e extraídas em 06/09/2021. Ressalta-se que após a elaboração dos anáglifos, torna-se necessário realizar o georreferenciamento destas imagens em *software* GIS já que não há nenhum vínculo de coordenadas no *raster* extraído do Google Earth.

Apesar dos mapeamentos intermediários já apresentarem uma escala de detalhe (1:25.000), propôs-se uma ampliação escalar de segmentos da bacia de estudo a partir do método do anáglifo, que auxiliou na definição áreas representativas frente à distribuição das superfícies geomórficas da área, sobretudo em virtude da perspectiva tridimensional.

4.2.Mapeamentos

A integração de documentos cartográficos intermediários e a fotointerpretação de anáglifos foram essenciais para o mapeamento das superfícies geomórficas, das feições

geomorfológicas, dos solos e das rochas e materiais associados. Além disso, verificou-se a necessidade de trabalhos de campo direcionados aos recortes representativos para ajuste nos limites e nas classes mapeadas.

4.2.1. Carta de superfícies geomórficas (SG)

O mapeamento de superfícies geomórficas, fundamentado em Ruhe (1956) e Daniels, Gamble e Cady (1971), consiste em identificar os níveis de erosão e correlacioná-los no tempo e no espaço, sobretudo baseados em cotas altimétricas, nas coberturas superficiais e na disposição destes materiais frente aos processos denudacionais. Cunha et al. (2005) destaca o papel da identificação e da cartografia de SG, apontando o maior proveito deste método geomorfológico para levantamentos pedológicos detalhados.

Para o reconhecimento e delimitação das superfícies geomórficas, contou-se com imagens tridimensionais de alta resolução em forma de anáglifo e de caracterização geomorfológica derivada de ortomosaicos do IBGE, de 2005, pertencente a folha SE.-Y-C-I-2-NE, articulação MI-2489-2-NE e MI-2489-2-NO, em escala 1:25.000.

Para a bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão, reconheceram-se diferentes superfícies geomórficas, que favoreceram uma compreensão do contexto evolutivo do relevo e das coberturas superficiais, além de uma correlação cronológica relativa de formação. Assim, a identificação e interpretação das superfícies geomórficas na área de estudo consistiu no arcabouço inicial para a compreensão da distribuição e correlação entre relevo, rocha e solo. Os recortes de ampliação escalar pelo método do anáglifo permitiram selecionar quatro áreas representativas da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão, que foram detalhadas quanto às características geomorfológicas, geológicas e pedológicas, expressas pela carta de integração relevo-rocha-solo. A escolha das áreas esteve condicionada aos limites entre superfícies geomórficas, aos aspectos geológicos, geomorfológicos e pedológicos identificados, além do histórico dos trabalhos de campo realizados na bacia de estudo.

4.2.2. Carta de integração relevo-rocha-solo

Os quatro recortes de ampliação escalar apresentam área próxima a 6 km² e foram utilizados para correlacionar as superfícies geomórficas com as feições geomorfológicas, materiais geológicos e classes de solo. A partir da análise integrada destes componentes,

buscou-se compreender a relação e interação entre rocha, relevo e solo, somada à possibilidade de entendimento do processo evolutivo do modelado.

Feita a fotointerpretação dos anáglifos, com a relação entre as superfícies geomórficas e seus limites, além da integração de mapeamentos intermediários e de trabalhos de campo, tornou-se possível obter a Carta de Integração Relevo-Rocha-Solo para os quatro recortes. Esse documento cartográfico permite visualizar, em forma de sobreposição, a distribuição das superfícies geomórficas, das feições geomorfológicas, das classes de solo, e das rochas e sedimentos inconsolidados associados. Ainda, ressalta-se que os limites das classes foram refinados após descrições de campo e em laboratório, que serão descritas em itens posteriores.

As simbologias foram elaboradas a partir da proposta de Verstappen e Zuidam (1975) e Paschoal, Conceição e Cunha (2010) para as feições geomorfológicas, e do Comitê Americano de Informação Geográfica (2006) para as litologias e sedimentos inconsolidados. As cores de solo foram baseadas no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) da Embrapa (2018), para as ordens e subordens de solos. A estratégia de adotar símbolos para os dados geológicos e geomorfológicos e de cores para as classes de solo permitiram obter um único documento cartográfico, de fácil correlação entre os elementos mapeados, sobretudo sob perspectiva geomorfopedológica.

Para o mapeamento proposto, as feições geomorfológicas contemplam os limites das superfícies geomórficas, os canais fluviais, as rupturas topográficas e tipos de topos e vertentes, incluindo as formas retilíneas/tabulares, convexas e côncavas. Em relação às litologias e sedimentos inconsolidados, foram reconhecidos depósitos aluviais, coberturas lateríticas, depósitos rudáceos polimíticos, arenitos silicificados (*intertraps*) e basaltos maciços. Por fim, as classes de solo abrangem Cambissolos Háplicos, Gleissolos Melânico e Organossolos Háplicos associados, Latossolos Amarelos, Latossolos Vermelho-Amarelos, Latossolos Vermelhos e Neossolos Litólicos.

4.3.Descrição multiescalar de solos

Durante as atividades de campo foram descritas e coletadas amostras deformadas e indeformadas de solos, além de registro fotográfico das características do relevo e das unidades geológicas. Os solos amostrados foram encaminhados ao Laboratório de Física do Solo (Esalq/USP) para análise granulométrica, e ao Laboratório de Micromorfologia do Solo (Esalq/USP) para confecção de lâminas delgadas, que foram descritas no Laboratório de

Microscopia e Petrografia (UFU). Ressalta-se que foram selecionados os Latossolos para descrição e análise, visto que ocorrem bem distribuídos em todas as superfícies geomórficas.

Dessa forma, fez-se uso de 18 amostras deformadas de Latossolos Amarelos, Vermelho-Amarelos e Vermelhos para análises granulométricas, morfológicas e morfoscópicas, que contemplam as diferentes superfícies geomórficas reconhecidas. As 07 lâminas de solo foram direcionadas ao Latossolo Vermelho, posicionado em superfície geomórfica mais jovem, que exibe maior complexidade quanto a sua gênese e diversidade de material constituinte, além de presença expressiva de *stone line* em perfil.

4.3.1. Descrição morfológica de solos

Para a descrição morfológica dos solos, fundamentou-se em Santos et al. (2015) e IBGE (2015). Para a definição das classes de solos, baseou-se no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) da Embrapa (2018), em seus dois primeiros níveis taxonômicos

4.3.2. Análise granulométrica

Nessa etapa, fundamentou-se em Cooper, Vidal-Torrado e Lepsch (2002) que propuseram um modelo de evolução da paisagem tropical na região de Piracicaba (SP), por meio de análise granulométrica da fração areia. Os autores fizeram uso da distribuição do tamanho dos sedimentos como ferramenta para comparação entre horizontes de solo que permitiram identificar eventos deposicionais, com descontinuidades estratigráficas, e a relação entre a cobertura e o modelo evolutivo.

A análise granulométrica dos 18 horizontes dos 04 perfis de Latossolos foram realizadas pelo Laboratório de Física do Solo (Esalq/USP), baseada no método do densímetro (ou de Bouyoucos), para quantificação da fração silte e argila, e por peneiramento, para a fração areia. Após secagem da fração areia, fez-se a separação em cinco intervalos granulométricos, sendo eles: areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa e muito grossa, definidos por Almeida et al. (2012). Os dados obtidos foram utilizados para a elaboração de gráficos comparativos para cada horizonte dos Latossolos, posicionados em diferentes superfícies geomórficas, voltados à diferenciação e compreensão quanto à gênese das coberturas da área de estudo.

4.3.3. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa

Neste trabalho, os sedimentos da fração areia derivados dos perfis de solo foram classificados quanto aos critérios morfométricos de Powers (1953) e morfoscópicos de Cailleux (1942). De acordo com Dias (2004), a morfometria consiste na diferenciação da esfericidade e do rolamento (ou arredondamento) dos grãos, enquanto a morfoscopia visa diferenciar os principais tipos de grão com base no aspecto superficial, que podem ser desgastados ou não. Para o autor, essas características fornecem informação acerca do tipo e tempo de transporte.

A fração grossa lavada foi obtida após dispersão da fração silte e argila, em análise granulométrica. Esse material grosso corresponde a 18 amostras/horizontes dos quatro perfis de Latossolo. Para a descrição, fez-se uso de microscópio estereoscópico binocular, da marca Opton, com aumento de até 160 vezes, do Laboratório de Geologia e Mineralogia (UFU).

4.3.4. Descrição micromorfológica de solos

A descrição e classificação dos horizontes de solo sob perspectiva micromorfológica foi fundamentada em Castro et al. (2003), Castro (2008) e Castro e Cooper (2019). Fez-se uso de microscópio petrográfico do Laboratório de Microscopia e Petrografia (UFU), da marca Lumen CX40P com ampliação de até 1600x. As 07 lâminas descritas correspondem a horizontes e *stone line* de Latossolo Vermelho, em superfície geomórfica mais jovem.

4.4. Interpretação evolutiva do relevo e das coberturas superficiais

A interpretação evolutiva do relevo e das coberturas superficiais foi possível pela correlação entre as características geológicas, geomorfológicas e pedológicas mapeadas, estruturadas em processos e eventos associados à formação de superfícies, fundamentadas por revisão bibliográfica expressa no Item 3. Desta forma, tornou-se possível compreender para a área de estudo a distribuição dos materiais diversos em contexto de chapada e, em seguida, propor um modelo evolutivo para a formação das superfícies geomórficas reconhecidas.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Esse item contém os resultados e discussões obtidas a partir de revisão bibliográfica, procedimentos cartográficos, trabalhos de campo e de laboratório, contemplados nas etapas

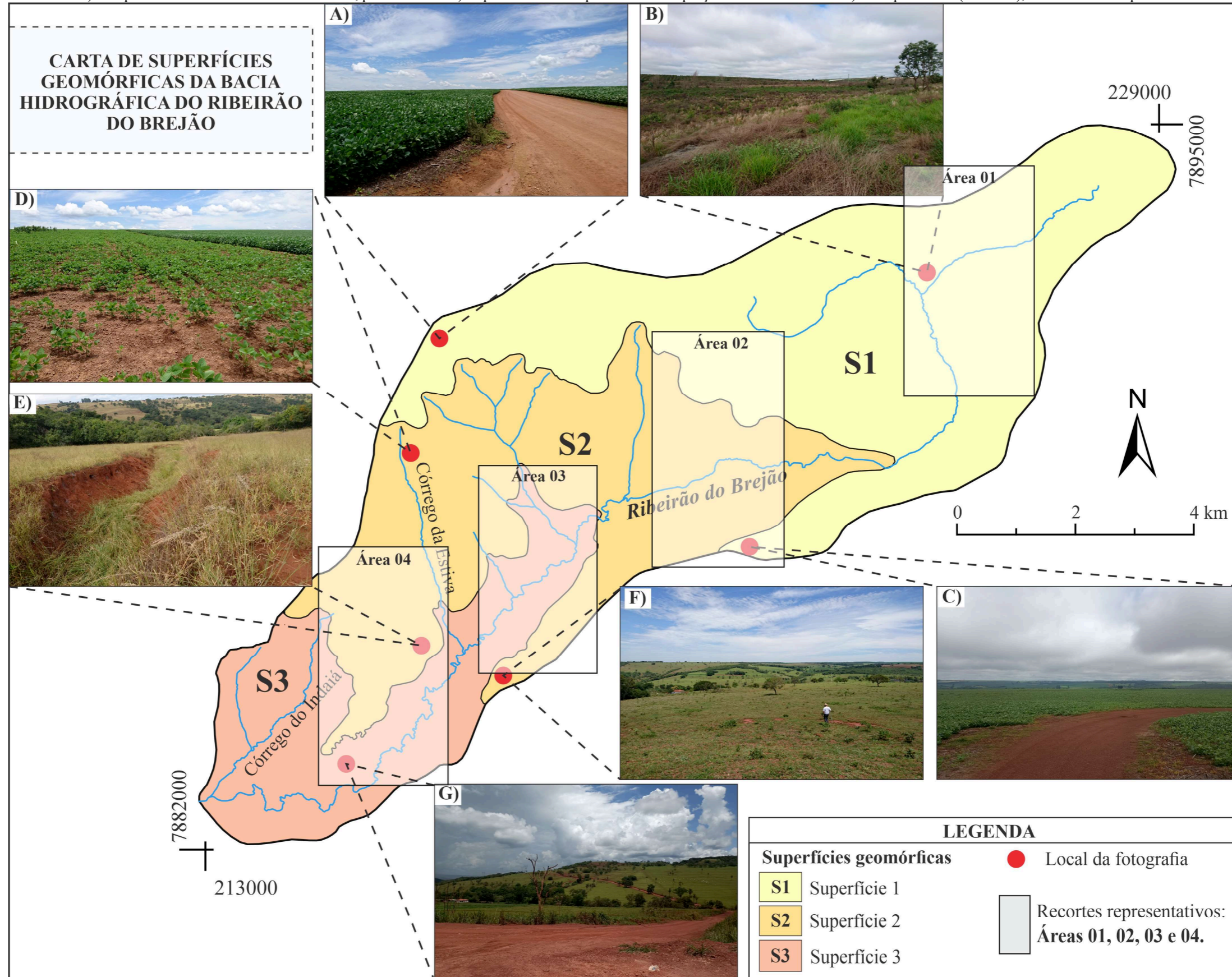
metodológicas propostas. O detalhamento e interpretação dos dados estão expressos pelos subitens: 1) Superfícies geomórficas (SG) e a integração relevo-rocha-solo; 2) Descrição morfológica dos Latossolos; 3) Análise granulométrica para os Latossolos e as superfícies geomórficas; 4) Análise granulométrica da fração areia; 5) Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa; 6) Descrição micromorfológica do Latossolo Vermelho (S3); 7) Evolução do relevo e das coberturas superficiais.

5.1. Superfícies geomórficas (SG) e a integração relevo-rocha-solo

Foram reconhecidas para a bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão três superfícies geomórficas (S1, S2 e S3) (Figura 8) definidas por meio da integração dos mapeamentos intermediários (Item 4.1.1). Conforme mencionado em Material e Métodos, na sequência procedeu-se a ampliação escalar para quatro recortes espaciais representativos contemplando as três SG identificadas, fazendo uso de fotointerpretação de anáglifos no *software* QGIS (Figura 8). Esse detalhamento culminou na organização de cartas de integração para quatro áreas (numeradas por áreas 1, 2, 3 e 4), que exibem informações acerca das feições geomorfológicas, litologias e sedimentos inconsolidados, e classes de solo (Figuras 9 e 15).

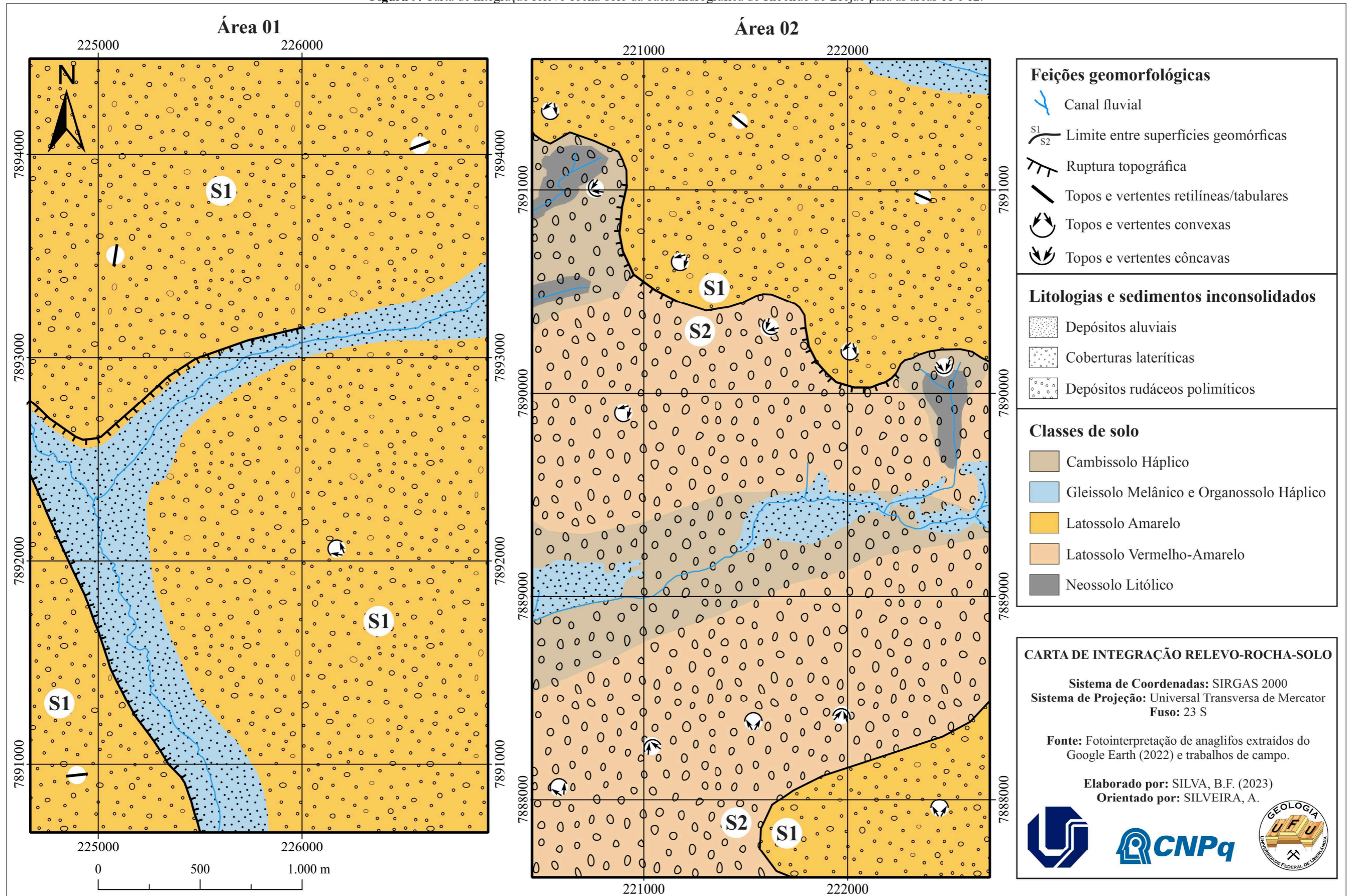
A morfologia das SG responde à ação dos cursos d'água na dissecação da borda da chapada Indianópolis, cujos níveis são diferenciáveis em relação às características da paisagem. A superfície geomórfica S1 está distribuída em porções com declives bem reduzidos, sobretudo em forma de topos planos e amplos (Figuras 8A e 8C), e com associação a fundos de vales suaves e condicionados ao hidromorfismo (Figura 8B). A superfície geomórfica S2 possui cotas intermediárias, com topos e vertentes suaves convexas (Figuras 8D e 8F) que transicionam para rampas coluvionares com ravinamentos frequentes (Figura 8E). Por fim, a superfície geomórfica S3 está posicionada em extensas rampas de colúvio direcionadas aos canais fluviais encaixados e que dissecam as escarpas da chapada de estudo (Figura 8G).

Figura 8. Superfícies geomórficas, fotografias de paisagem e os recortes propostos. A) topo plano da S1, sentido centro da chapada. B) Fundo de vale amplo da S1. C) Topo plano em interflúvio Ribeirão do Brejão e Rio Araguari, em S1. D) Vertente convexa suave em S2. E) Rampa de colúvio com ravinamento em S2, próxima à S3. F) Topo suave em S2 que direciona às porções dissecadas da S3. G) Escarpa erosiva (ao fundo), com extensa rampa coluvionar da S3.



Fonte: De autoria própria.

Figura 9. Carta de integração relevo-rocha-solo da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão para as áreas 01 e 02.

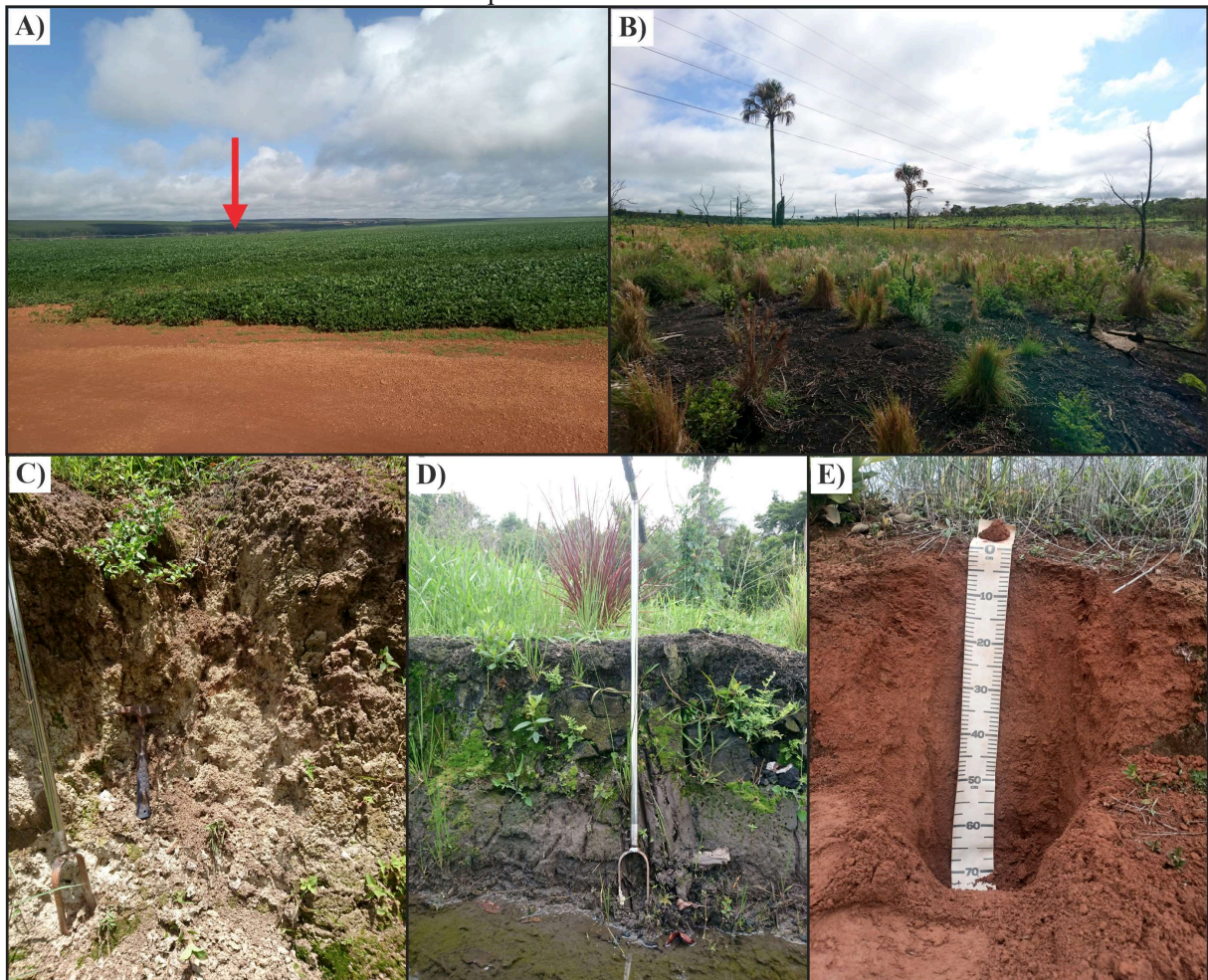


Fonte: De autoria própria.

A **área 01** (Figura 9) está posicionada na Alta Bacia, nos topos tabulares e vertentes suaves convexas (Figura 10A), no interior da superfície geomórfica 1 (S1), em cotas próximas a 1020 metros. Para as áreas de acumulação, verifica-se uma baixa densidade de drenagem, concentrada em forma de planícies de inundação (depósitos aluviais) associadas às veredas (Figura 10B), constituídas por Gleissolos Melânicos (Figura 10C) e Organossolos Háplicos (10D).

Por vezes, a transição dessas áreas hidromórficas para as extensas vertentes convexas suaves se dá por rupturas topográficas estruturadas por couraças ferruginosas, que inibem o aprofundamento dos canais e marcam níveis pretéritos de atuação do lençol freático. No conjunto são áreas de reduzida denudação, constituídas por coberturas detritico-lateríticas estão sobrepostos por profundos Latossolos Amarelos (Figura 10E), posicionados, sobretudo, nos topos tabulares.

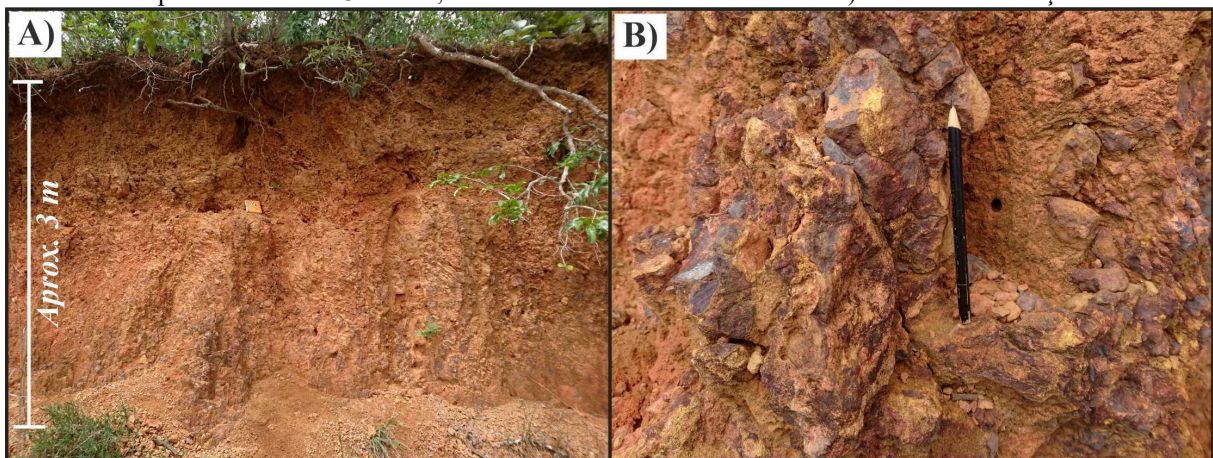
Figura 10. Relevo e solos associados a superfície geomórfica 1: A) Topo tabular e vertente convexa suave que se dirige à área de vereda (seta), ao fundo. B) Amplo fundo de vale amplo em área de acumulação. C) Gleissolo Melânico associado às planícies de inundação. D) Organossolo Háplico em área de acumulação. E) Latossolo Amarelo em topos e vertentes com reduzido declive.



Fonte: De autoria própria.

A **área 02** (Figura 9) marca o limite entre as superfícies S1 e S2, em cota próxima a 1000 metros, e com ocorrência de topos tabulares e vertentes convexas suaves para a S1, enquanto a S2 é bem representada por vertentes convexas e côncavas. Conforme observado na área 1, a S1 é caracterizada por rupturas topográficas estruturadas por couraças (Figuras 11A e 11B), que delimitam as vertentes e os fundos de vale, bem como pela ocorrência de Latossolos Amarelos, que compõe a parte superficial das Coberturas Detrito-Lateríticas Coluvionares (Figura 9).

Figura 11. Couraça que sustenta os topos tabulares da superfície geomórfica 1: A) Perfil laterítico de aproximadamente 3 metros, com material laterítico endurecido. B) Detalhe da couraça.

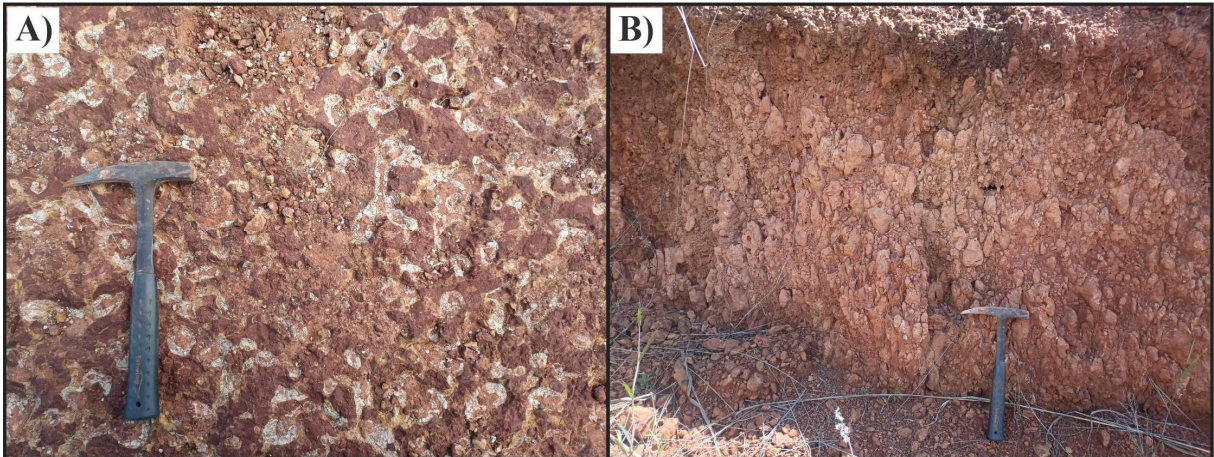


Fonte: De autoria própria.

Diferentemente da S1, para a S2, verificam-se predominantemente Latossolos Vermelho-Amarelos nos terços médios e superiores da vertente, enquanto Cambissolos Háplicos ocupam os terços inferiores em contexto mais favorável à morfogênese, além de Gleissolos Melânicos e Organossolos Háplicos em planícies com depósitos aluviais, associadas a hidromorfismo permanente. Os solos rasos e arenosos, constituídos por Neossolos Litólicos, estão posicionados em canais que dissecam diretamente os depósitos rudáceos e de maiores gradientes de vertente que fazem exposição de sedimentos inconsolidados da área 2.

Na transição S1-S2, verifica-se também a ocorrência de níveis lateríticos no perfil, que marcam a base dos Latossolos Amarelos. Nota-se que sentido ao Rio Araguari, a transição entre essas duas superfícies geomórficas se torna mais sutil, visto que as rupturas se tornam mais suaves em concordância com ocorrência mais restrita de perfis de material laterítico endurecido (Figura 12).

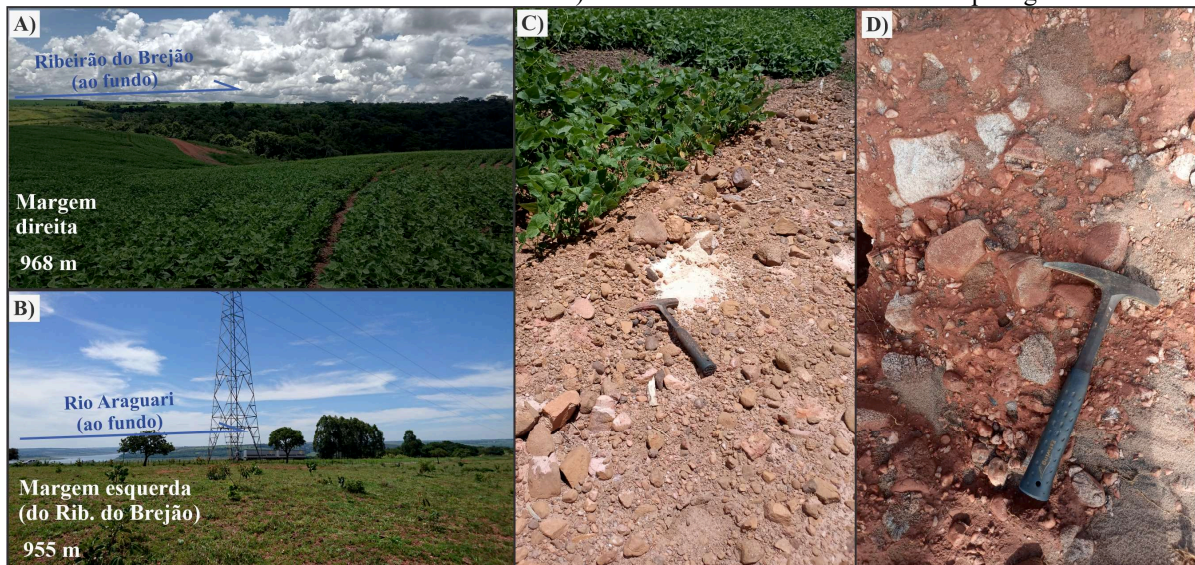
Figura 12. Nível laterítico em transição S1-S2 na Média Alta Bacia: A) Material laterítico endurecido. B) Material lateritizado e inconsolidado.



Fonte: De autoria própria.

A S2 possui a ocorrência de solos mais diversificados, porém comumente mais arenosos e cascalhentos em área associada aos depósitos rudáceos polimíticos. Como exemplo, na margem direita do Ribeirão do Brejão (Figura 13A), em cota 968 m, próximo à transição S1-S2 e sentido interior da chapada, verificam-se vertentes convexas e côncavas com rupturas bem-marcadas pelo entalhamento do canal e exposição de material inconsolidado. Também é visto a exposição desse material em topo suave convexo à margem esquerda do Ribeirão do Brejão e próximo ao rio Araguari (Figura 13B), em cotas de 955 m, compondo material similar à outra margem do Ribeirão do Brejão, citada anteriormente, com distância de 3,5 km entre os dois pontos.

Figura 13. Relevo e material inconsolidado associado à porção superior da S2: A) Alta Vertente próxima à S1, em canais de primeira ordem do Ribeirão do Brejão. B) Topo convexo suave às margens do Rio Araguari. C) Material inconsolidado com matriz arenosa. D) Material inconsolidado com matriz pedogenizada.



Fonte: De autoria própria.

O depósito rudáceo em cotas superiores a 950-960 metros, sentido centro da chapada, aparenta menor retrabalhamento, visto que são constituídos por blocos maiores, que incluem arenitos esbranquiçados, sub-angulosos a sub-arredondados, e friáveis, além de quartzitos e quartzo de veio, dispostos em matriz arenosa, possivelmente derivada da desagregação dos próprios blocos de arenitos (Figura 13C). O nível associado ao topo próximo ao Araguari (Figura 13B) demonstra arenitos similares àqueles verificados na margem direita do Ribeirão do Brejão, porém, associados a uma matriz areno-argilosa fortemente pedogenizada (Figura 13D).

De maneira geral, constituem depósitos inconsolidados mal selecionados, com diferentes graus de arredondamento, sob matriz comumente pedogenizada, porém com ocorrência também de níveis mais arenosos. Os seixos são compostos por quartzo de veio, quartzito e arenito, com possível contribuição de material vulcânico, porém, bem alterados em forma de mosqueamentos argilosos. Em virtude da proximidade à represa de Nova Ponte e similaridade com os materiais reconhecidos e descritos localmente por Ferrari (1989), estabelece-se uma relação dos depósitos rudáceos polímitos mapeados nesse trabalho como pertencentes à Formação Nova Ponte. No entanto, não se descarta a possibilidade de interdigitação com unidades cretáceas sentido interior da chapada, visto o amplo recobrimento dos topos pela cobertura laterítica e escassos afloramentos, também apontados por Chaves e Dias (2017).

As reduzidas declividades e elevado grau de desenvolvimento das formações superficiais marcam a avançada idade da S1, cujos processos de erosão geoquímica permitiram o acúmulo de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio na base dos perfis e espessos Latossolos. As couraças são reconhecidas por Moreira e Perez Filho (2020) na Chapada Uberaba-Uberlândia como o processo responsável pela manutenção das chapadas, visto que atribuem resistência frente aos processos erosivos e dificultam a infiltração de água. De acordo com os autores, a baixa permeabilidade dos topos aplainados do Triângulo Mineiro e as condições climáticas holocênicas mais úmidas permitiram o entalhe dos canais e acúmulo de sedimentos argilo-arenosos em depósitos aluviais, somada à instalação das veredas nesses ambientes hidromórficos.

Os topos tabulares, estruturados pelas couraças, são indicativos de superfícies geomórficas desenvolvidas sobre às antigas superfícies de aplainamento terciárias, representadas pela Formação Nova Ponte na área de estudo, que sob condições favoráveis aos processos geoquímicos permitiram o rebaixamento e aplainamento em contexto de etchplanação sobre superfícies reliquias.

Chaves e Dias (2017) atribuem ao Neógeno a formação dessas coberturas, porém, desenvolvidas sobre as rochas sedimentares da Formação Marília, de idade cretácea. No entanto, Ferrari (1989) reconhece os níveis de cascalheira da área de estudo, definidos neste mapeamento como depósitos rudáceos polimíticos, como materiais da Formação Nova Ponte, de idade terciária (não diferenciada) e derivada do retrabalhamento de formações da Bacia Bauru, que inclui a própria Formação Marília.

Assim, compreende-se que rochas de diferentes formações tenham sido retrabalhadas e depositadas em forma de níveis rudáceos a partir de neotectônica terciária e de oscilações climáticas, especialmente durante o Paleógeno. Em um momento posterior e em contexto de estabilidade tectônica, esse nível de aplainamento foi submetido a processos geoquímicos durante o Neógeno.

Em síntese, acerca da diferenciação das coberturas lateríticas, a S1 por ser mais antiga possui o predomínio de solos mais desenvolvidos e espessos. No entanto, a S2 também aponta que a instalação dos processos pedogenéticos não é recente, mas posterior a S1, sendo diferenciáveis pelos níveis altimétricos, grau de alteração dos sedimentos inconsolidados, e grau de desenvolvimento e profundidade dos solos.

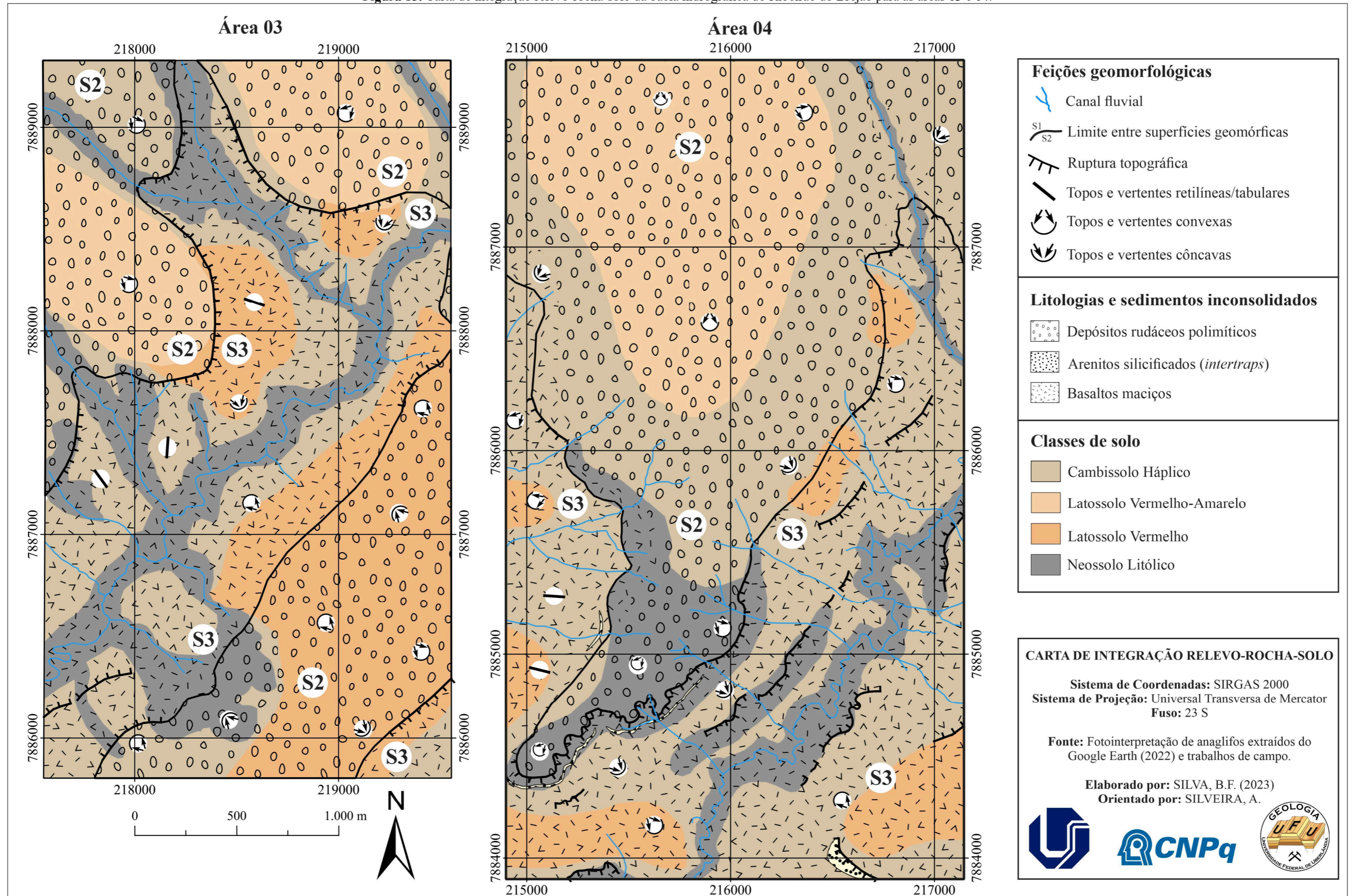
A **área 03** (Figura 15) compreende a transição S2-S3, sobretudo em cotas próximas a 900 metros, representada pelo predomínio de topos e vertentes convexas suaves (Figura 14A), com ocorrência de rampas coluvionares em geometria retilínea e de canais pluviais instalados nas formas côncavas. As S2 e S3 são preferencialmente delimitadas pelas rupturas topográficas que estão estruturadas pela base dos depósitos rudáceos polimíticos, em contato com os basaltos maciços da Formação Serra Geral. Ainda, a drenagem fluvial é condicionada pelo comportamento litoestrutural da área, visto que os basaltos fraturados permitem a formação expressiva de cursos de primeira e segunda ordem.

Figura 14. Relevo e solo para a S2: A) Topos e vertentes convexas suaves; B) Latossolo Vermelho-Amarelo.



Fonte: De autoria própria.

Figura 15. Carta de integração relevo-rocha-solo da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão para as áreas 03 e 04.

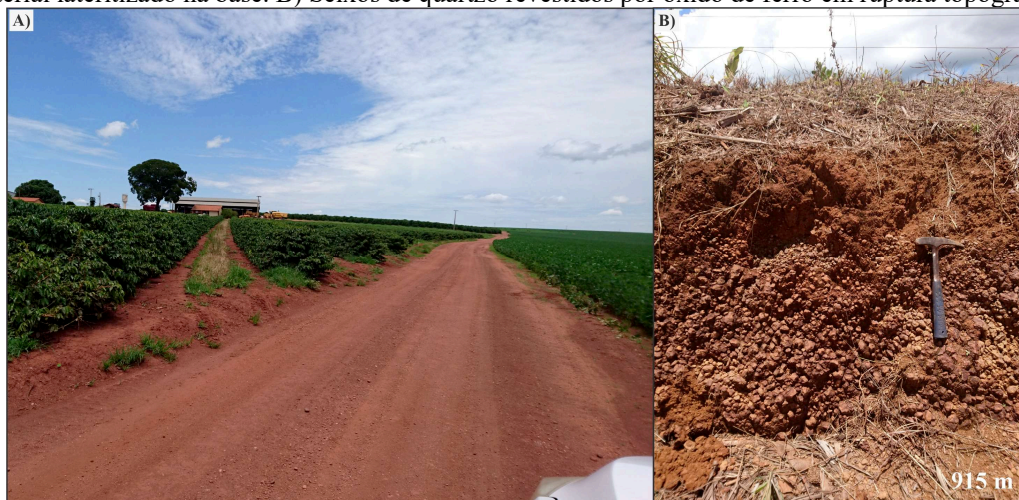


A S2 marca declividades mais reduzidas quando comparado à superfície S3, cuja resposta litológica e ação das águas no modelado diferencia os principais tipos de solo. Verificam-se o predomínio de Latossolos Vermelho-Amarelos na S2 (Figura 14B), em área dos depósitos rudáceos, caracterizado por granulometria mais arenosa. Porém, em porção de transição entre as superfícies geomórficas, já se verifica a ocorrência de Latossolos Vermelhos sobre basaltos, com contribuição de material arenoso em níveis mais superficiais. Além disso, ocorrem Cambissolos Háplicos e Neossolos Litólicos que marcam uma variação lateral derivada da maior proximidade do canal fluvial em áreas mais dissecadas, restringindo os perfis quanto à profundidade e da maior contribuição do substrato rochoso/sedimentar no solo.

De maneira geral, a S2 é também é representada por solos mais profundos e com maior grau de desenvolvimento, sobretudo pela disposição de Latossolos Vermelho-Amarelos sobre depósitos sedimentares compostos por fração areia a seixo. Apesar de ser mais jovem que a superfície S1, a superfície S2 marca também um longo período de atuação de processos geoquímicos, atrelados aos pedogenéticos, responsáveis pelo desenvolvimento dos perfis de solo mesmo frente ao predomínio de quartzo como material fonte.

A contribuição de óxidos de ferro mobilizados de áreas mais elevadas pode ser o responsável pela diferenciação dos Latossolos mais avermelhados dos topos e vertentes suaves da S2 (Figura 16A), sustentados por pavimento detrítico lateritizado. Verifica-se pavimentos constituídos por níveis de quartzo revestido por óxidos de ferro (Figura 16B) em limites de rupturas topográficas, em transição S2-S3, como verificado em cota 915 m. Esses níveis de cascalho aparentam corresponder aos depósitos rudáceos, com um acúmulo prolongado de óxidos por processos geoquímicos, responsável pelo aplainamento da superfície S2.

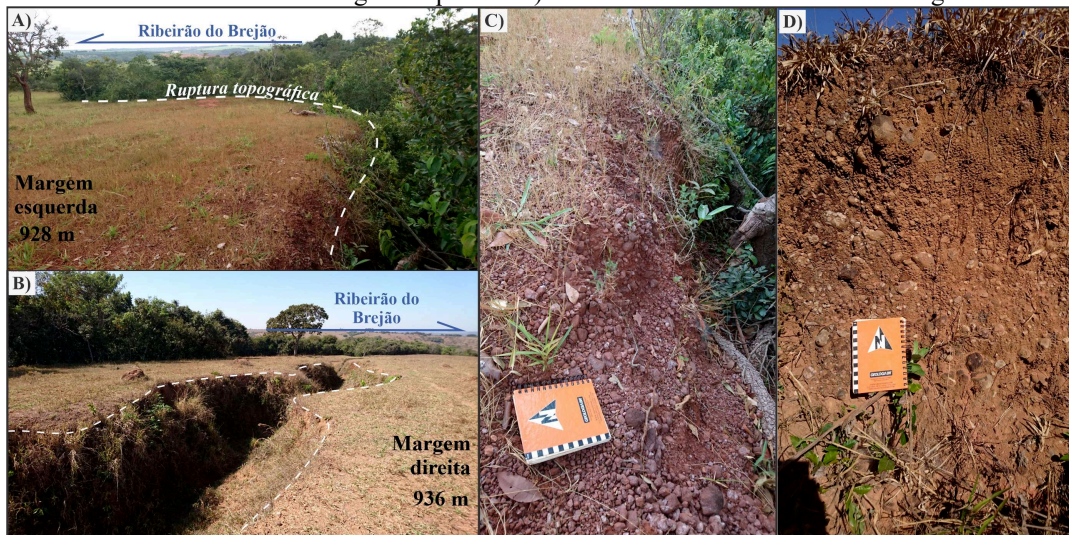
Figura 16. Relevo e material inconsolidado do limite S2-S3, na Média Bacia: A) Vertente suave sustentada por material lateritizado na base. B) Seixos de quartzo revestidos por óxido de ferro em ruptura topográfica.



Fonte: De autoria própria.

Apesar do desnível de 80 metros, a S2 possui extensas rampas com declive inferior a 3%. Os limites superiores dessa SG em ambas as margens do Ribeirão do Brejão possuem ocorrência dos depósitos rudáceos, delimitados por rupturas topográficas e concentração de blocos e seixos. Com distância de 2,3 km, em cota 928m, a margem esquerda (Figura 17A) exhibe rupturas topográficas bem definidas pela incisão dos canais, enquanto à margem direita, em cota 936 (Figura 17B), tem-se frequentes ravinamentos e exposição do material cascalhento. Verifica-se também uma matriz mais avermelhada para os materiais associados à margem esquerda (16C) quando comparado aos verificados em margem direita (16D).

Figura 17. Níveis dos depósitos rudáceos em S2: A) Margem esquerda com exposição do material cascalhento em rupturas topográficas. B) Margem direita com exposição do material cascalhento em ravinamentos. C) Seixos em matriz avermelhada da margem esquerda. D) Seixos em matriz amarelada da margem direita.

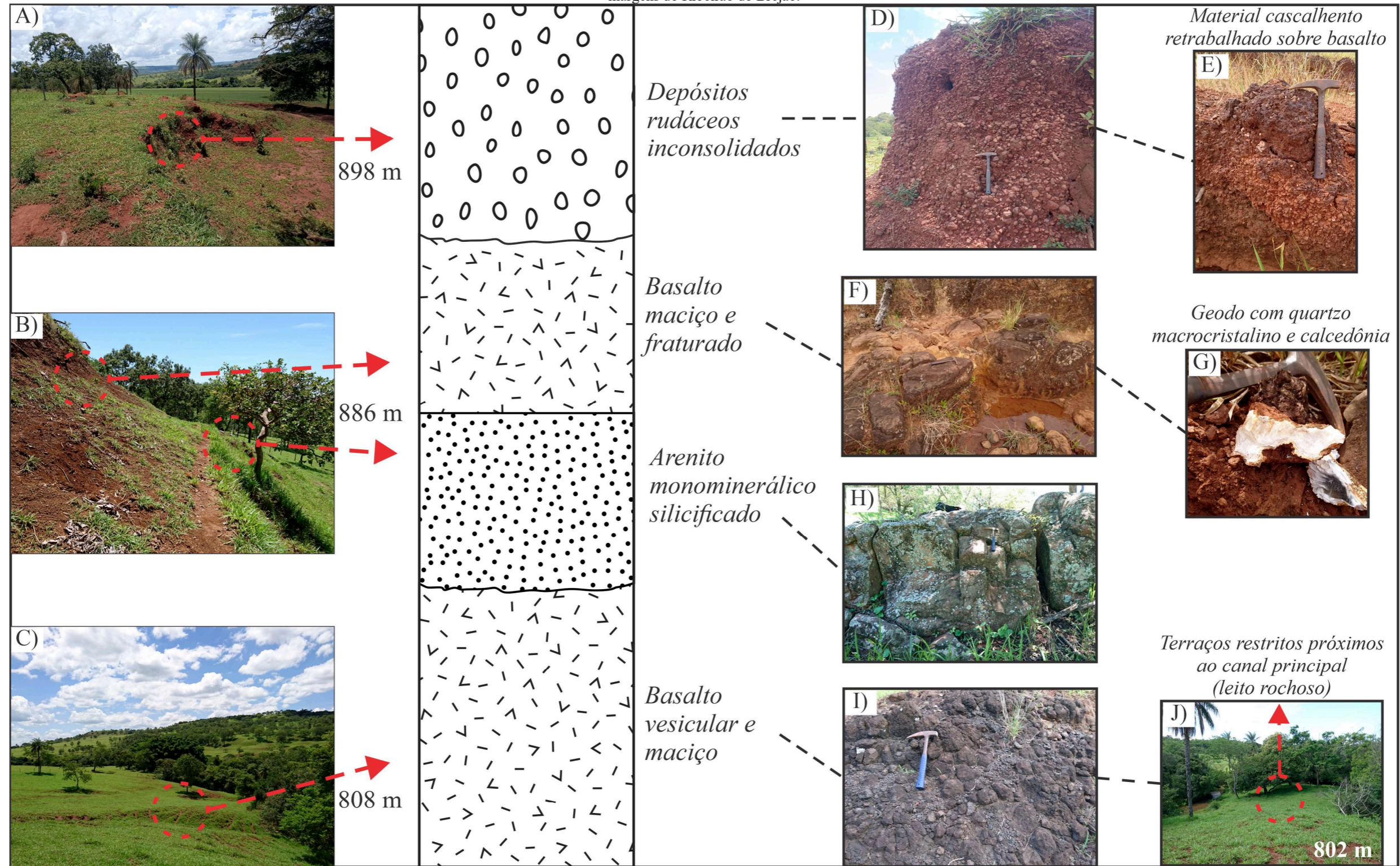


Fonte: De autoria própria.

Sobre S2 e em margem esquerda do Ribeirão do Brejão, verifica-se uma distribuição de Latossolos mais avermelhados, registrados na carta de integração relevo-rocha-solo (Figura 15), além de depósitos rudáceos com matriz mais pedogenizada, que pode ser derivado da resposta do nível de base do Rio Araguari frente aos processos geoquímicos atuantes durante etchplanação. Assim, é possível que tenha sido acumulado maiores teores de ferro em proximidade ao nível de base principal, registrado pelas coberturas sobre a margem esquerda do Ribeirão do Brejão, em maior proximidade ao Rio Araguari. Acrescenta-se também a possibilidade de maior contribuição de basalto alterado na constituição da matriz pedogenizada dos depósitos rudáceos, responsável por atribuir cores mais avermelhadas.

Para melhor compreensão da interação entre relevo, litologia e materiais associados para a **área 04** (Figura 15), elaborou-se um esquema representativo baseado em características evidenciadas em campo, do topo ao fundo de vale (Figura 18).

Figura 18. Esquema representativo para o relevo, litologias e materiais associados. A) Topo de escarpa erosiva com exposição dos níveis conglomeráticos, em cota 898 m. B) Vertente superior com ruptura topográfica que delimita o contato entre basalto e arenito, em cota 886 m. C) Média vertente e baixa vertente associadas aos do primeiro derrame, sobretudo expostos em cota 808 m. D) Depósito rudáceo constituído por seixos de arenito, quartzo e quartzito, sob matriz pedogenizada. E) Material derivado do retrabalhamento dos depósitos rudáceos e depositados sobre o basalto. F) Blocos e matações de basalto, em contexto de retrabalhamento do topo do derrame. G) Ocorrência de material derivado de cavidades e dos gases associados à formação dos basaltos, possivelmente correlatos aos níveis superiores erodidos. H) Camada de arenito silicificado entre derrames de basalto. I) Basalto vesicular associado ao segundo derrame. J) Terraços constituídos por sedimentos retrabalhados pelo canal e remanescentes às margens do Ribeirão do Brejão.



Fonte: De autoria própria.

Os topos das escarpas erosivas (Figura 18A) possuem cotas próximas a 900 metros, dissecadas pelo Ribeirão do Brejão e pelo seu afluente, o Córrego Indaiá, com exposição de depósitos rudáceos polimíticos em forma de rupturas topográficas, posicionados na transição do topo para a alta vertente. Na alta vertente (Figura 18B), em cota 886 m, ocorrem basaltos maciços e fraturados sobrepostos aos arenitos monominerálicos silificados, que marcam rupturas topográficas bem definidas e diferenciam dois diferentes derrames vulcânicos. Já na média e baixa vertente (Figura 18C), verificam-se extensas rampas coluvionares, com afloramento de basaltos vesiculares e basaltos maciços, em que estes últimos são comuns no leito dos canais bem entalhados, além dos encachoeiramentos comuns da Baixa Bacia.

Os depósitos rudáceos (Figura 18D) são mal selecionados, polimíticos e com matriz pedogenizada. Acima dos basaltos associados ao segundo derrame, nota-se também material cascalhento similar aos verificados na transição do topo para a alta vertente, permitindo associar esse material a *stone line* oriunda de retrabalhamento dos depósitos rudáceos (Figura 18E). Os basaltos do segundo derrame, posicionados acima do arenito, são maciços e fraturados (Figura 18F), com ocorrência expressiva de geodos com quartzo macrocristalino e calcedônia dissociado dessa litologia (Figura 18G). Presume-se que o topo do segundo derrame de basalto tenha sido erodido, somado aos processos de alteração, com preservação de materiais mais resistentes associado aos níveis superiores do basalto.

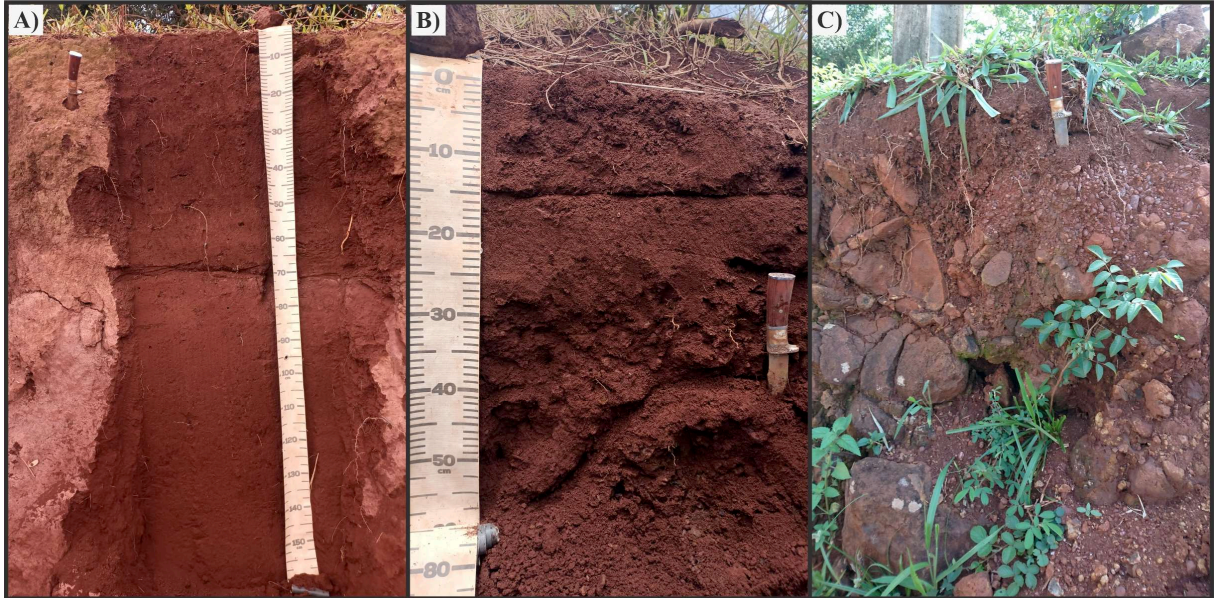
Os arenitos são dispostos em camadas métricas, bem silificados e horizontalizados, em forma de *intertraps* que permite apontar como pertencentes à Formação Botucatu (Figura 18H). Abaixo do arenito, o derrame anterior à deposição sedimentar é apresentado em forma de basalto vesicular (Figura 18J), com afloramento em cota 808 m. Ainda, verifica-se a ocorrência de basaltos maciços a fraturados no leito dos canais e em encachoeiramentos da Baixa Bacia, com expressivos lineamentos de drenagem, elevada densidade de drenagem e aprofundamento dos canais. Por fim, verifica-se também restritos terraços fluviais (Figura 18J) próximos ao Ribeirão do Brejão, sobretudo em cota 802 m.

Acerca dos solos, para a superfície S2 a variação lateral dos solos é determinada pela estruturação dos depósitos rudáceos e configuração do relevo. O recuo da escarpa e exposição dos níveis de cascalheira da Formação Nova Ponte restringe o desenvolvimento dos solos, configurando a presença de Neossolos e Cambissolos, em áreas de menor declive. Os Latossolos Vermelho-Amarelos somente são encontrados em direção ao interior dessa superfície (S2) ou em áreas onde a transição para S3 é menos abrupta, ou seja, mais suave e menos escarpada.

Nessa transição S2-S3 também é registrado rampas coluvionares constituídas por Latossolos Vermelhos (Figura 19A), com substrato rochoso de basalto. Em virtude de maiores

gradientes de vertente, a S3 apresenta perfis mais restritos, constituídos por Cambissolos (Figura 19B) e Neossolos (Figura 19C), estes últimos associados às rupturas topográficas dos basaltos e seus derrames, além de proximidade aos canais fluviais.

Figura 19. Solos desenvolvidos em basalto. A) Latossolo Vermelho em rampa de colúvio. B) Cambissolo com topografia irregular. C) Neossolo com substrato rochoso e material transportado próximo a superfície.



Fonte: De autoria própria.

Em suma, os Latossolos Vermelhos de transição S2-S3 e os Latossolos Vermelhos posicionados na S3 apresentam diferenças quanto aos graus de desenvolvimento e características morfológicas, visto que os solos de transição possuem maior contribuição das cascalheiras e dos depósitos correlativos em horizontes mais superficiais. Ainda, a S3 constitui os solos mais jovens para a área de estudo, desenvolvidos sobretudo pela alteração de basalto. O controle litológico demonstra ser o principal fator determinante nas características do solo, que apesar de idade mais avançada da superfície S2, os Latossolos Vermelho-Amarelo possuem desenvolvimento vertical mais restrito que os Latossolos Vermelhos da S3, visto que são condicionados por depósitos rudáceos quartzosos e basaltos, respectivamente.

5.2. Descrição morfológica dos Latossolos

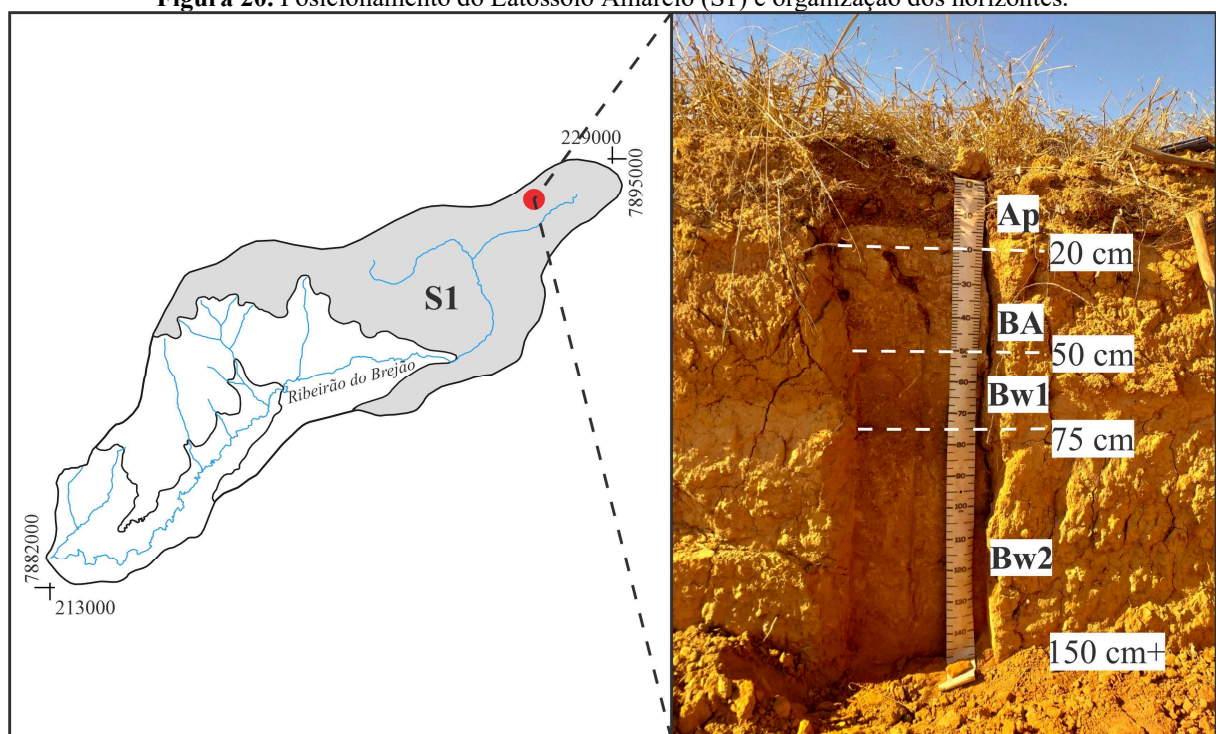
Conforme se pôde observar, a área investigada apresenta significativa presença de Latossolos. Assim, foram realizadas a descrição morfológica em quatro perfis de solos que estão posicionados nas distintas SG identificadas: Latossolo Amarelo da S1 (Quadro 2),

Latossolo Vermelho-Amarelo da S2 (Quadro 3), Latossolo Vermelho S2-S3 (Quadro 4) e Latossolo Vermelho da S3 (Quadro 5).

5.2.1. Latossolo Amarelo (S1)

O Latossolo Amarelo está localizado na S1, em setor de topo de relevo tabular com uso destinado à monocultura do eucalipto. Nas áreas ao entorno do perfil também são registradas a produção de grãos, sobretudo soja, com frequente uso de pivôs. O LA descrito tem cor úmida marrom escuro (7,5YR 4/6), possui profundidade superior a 150 cm, com textura muito argilosa para todos os horizontes (Figura 20). Configura-se um solo bem profundo, sem evidência de horizonte C e de afloramentos rochosos ao entorno. É homogêneo, tem topografia plana e transição clara a difusa entre os horizontes, com aparente presença de cerosidade no BA (pouco frequente e fraca). Os agregados são constituídos por estrutura granular, e em blocos subordinados, e por grau forte. Verticalmente, a consistência torna-se mais dura e firme.

Figura 20. Posicionamento do Latossolo Amarelo (S1) e organização dos horizontes.



Fonte: De autoria própria.

Quadro 2. Descrição morfológica de Latossolo Amarelo (S1).

PERFIL: LATOSSOLO AMARELO												
Horizonte	Prof. (cm)	Cor (Úmida)	Agregados (Estrutura)			Consistência			Textura	Topografia	Transição	Cerosidade
			Tipo	Tamanho	Grau	Seca	Úmida	Molhada				
Ap	20	7,5YR 4/4	Granular (1) e Blocos subangulares (2)	Muito pequena a pequena (1); média a grande (2)	Forte	Dura	Friável	Muito plástica; muito pegajosa	Muito argilosa	Plana	Clara	Ausente
BA	50	7,5YR 4/6	Granular (1) e Blocos subangulares (2)	Muito pequena a pequena (1); média a grande (2)	Forte	Muito dura	Firme	Muito plástica; muito pegajosa	Muito argilosa	Plana	Difusa	Pouca e fraca
Bw1	75	7,5YR 4/6	Granular	Muito pequena a pequena	Forte	Muito dura a extremamente dura	Firme a muito firme	Muito plástica; muito pegajosa	Muito argilosa	Plana	Difusa	Ausente
Bw2	150+	7,5YR 5/8	Granular	Muito pequena a pequena	Forte	Muito dura a extremamente dura	Firme a muito firme	Muito plástica; muito pegajosa	Muito argilosa	Plana	Difusa	Ausente

Fonte: De autoria própria.

Quadro 3. Descrição morfológica de Latossolo Vermelho-Amarelo (S2).

PERFIL: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO												
Horizonte	Prof. (cm)	Cor (Úmida)	Agregados (Estrutura)			Consistência			Textura	Topografia	Transição	Cerosidade
			Tipo	Tamanho	Grau	Seca	Úmida	Molhada				
Ap	10	7,5YR 5/3	Granular	Pequena a média	Moderada	Ligeiramente dura	Muito friável	Ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa	Franco argilo-arenosa	Plana	Clara	Ausente
BA	30	5YR 5/3	Granular	Pequena a média	Moderada	Ligeiramente dura	Muito friável	Ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa	Franco argilo-arenosa	Plana	Difusa	Ausente
Bw	80	5YR 5/4	Granular	Pequena a média	Moderada a forte	Ligeiramente dura	Muito friável	Ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa	Franco argilo-arenosa	Plana	Difusa	Ausente
Stone line	80+									Irregular	Clara	

Fonte: De autoria própria.

Quadro 4. Descrição morfológica de Latossolo Vermelho em transição S2-S3.

PERFIL: LATOSSOLO VERMELHO (Transição S2-S3)												
Horizonte	Prof. (cm)	Cor (Úmida)	Agregados (Estrutura)			Consistência			Textura	Topografia	Transição	Cerosidade
			Tipo	Tamanho	Grau	Seca	Úmida	Molhada				
Ap	32	10R 3/3	Granular	Muito pequena a pequena	Moderada	Ligeiramente dura	Friável	Ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa	Argilo-arenosa	Plana	Difusa	Ausente
Bw	95	10R 3/3	Granular	Muito pequena a pequena	Forte	Dura	Friável	Plástica; pegajosa	Argila	Plana	Difusa	Ausente
Stone line	140								Argila*	Irregular	Abrupta	
C	140+	10R 3/3	Granular	Muito pequena a pequena	Fraca a moderada	Dura	Friável	Ligeiramente plástica; pegajosa	Argila	Irregular	Clara	Ausente

*Textura atribuída ao material de fração entre areia muito grossa e argila, excluindo conteúdo de cascalho.

Fonte: De autoria própria.

Quadro 5. Descrição morfológica de Latossolo Vermelho (S3).

PERFIL: LATOSSOLO VERMELHO (STONE LINE - MG 190)												
Horizonte	Prof. (cm)	Cor (Úmida)	Agregados (Estrutura)			Consistência			Textura	Topografia	Transição	Cerosidade
			Tipo	Tamanho	Grau	Seca	Úmida	Molhada				
Ap	25	10R 3/2	Blocos subangulares (1) e granular (2)	Média a grande (1); pequena a média (2)	Forte	Extremamente dura	Extremamente firme	Plástica; pegajosa	Muito argilosa	Plana	Clara	Ausente
BA	55	10R 3/4	Granular (1) e blocos subangulares (2)	Muito pequena a pequena (1); média a grande (2)	Forte	Muito dura	Muito firme	Plástica; pegajosa	Muito argilosa	Plana	Difusa	Ausente
Bw1	110	10R 3/4	Granular (1) e blocos subangulares (2)	Muito pequena a pequena (1); pequena a média (2)	Forte a moderada	Dura	Friável	Plástica; pegajosa	Muito argilosa	Plana	Difusa	Ausente
Bw2	155	10R 3/4	Granular (1) e blocos subangulares (2)	Muito pequena a pequena (1); Pequena (2)	Forte	Ligeiramente dura	Friável	Plástica; pegajosa	Muito argilosa	Ondulada	Difusa	Ausente
Stone line	220								Argilo-arenosa*	Ondulada	Abrupta	
2Bw	242	10R 3/4	Granular e blocos subangulares	Pequena a média	Moderada	Ligeiramente dura	Friável à firme	Ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa	Argila	Plana	Clara	Ausente
2BC	274+	10R 4/2	Granular e blocos subangulares	Pequena a média	Fraca	Muito dura	Muito firme	Ligeiramente Plástica; ligeiramente pegajosa	Argilo-siltosa	Ondulada	Abrupta	Ausente

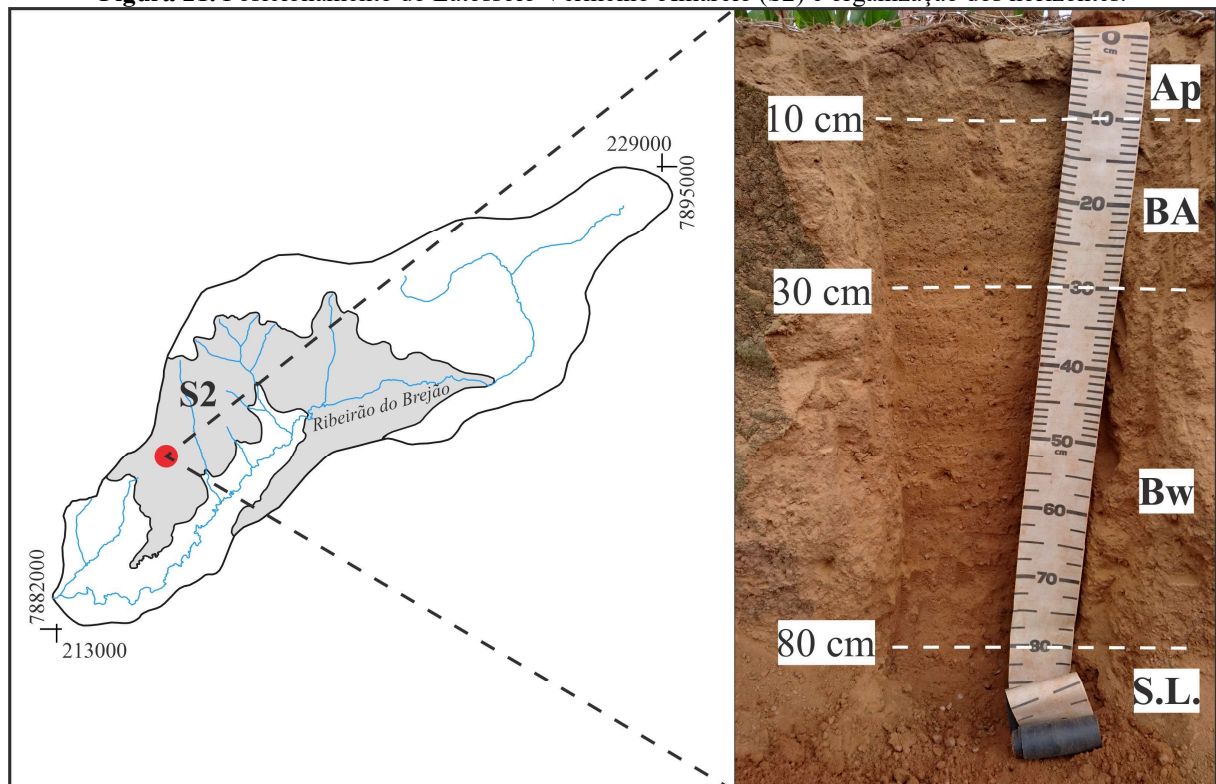
*Textura atribuída ao material de fração entre areia muito grossa e argila, excluindo conteúdo de cascalho.

Fonte: De autoria própria.

5.2.2. Latossolo Vermelho-Amarelo (S2)

O Latossolo Vermelho-Amarelo da S2 posiciona-se em terço superior de vertente convexa bem suave e extensa, que se dirige ao Ribeirão do Brejão com uso destinado à soja (Figura 21). Sua cor úmida é marrom avermelhado (5YR 5/4), possui profundidade superior a 90 cm, com textura franco argilo-arenosa para todos os horizontes. Próximo ao perfil, já na média vertente, em bolsão de escoamento de água, foi localizado a presença de depósitos rudáceos polimíticos (cascalheira) em profundidade de 1,2 metros. Configura-se um solo não tão profundo e com ocorrência expressiva de fração arenosa em todos os horizontes, de topografia plana e transição clara a difusa. Os agregados são constituídos por estrutura granular e por grau moderado a forte. Em virtude da característica textural, tem-se a consistência ligeiramente dura e muito friável, com pouca plasticidade e pegajosidade. Apesar da elevada concentração de fração grossa no perfil, em resposta do material fonte rico em quartzo, o grau de desenvolvimento do Latossolo ainda permite a agregação da fração argila em forma de grânulos.

Figura 21. Posicionamento do Latossolo Vermelho-Amarelo (S2) e organização dos horizontes.

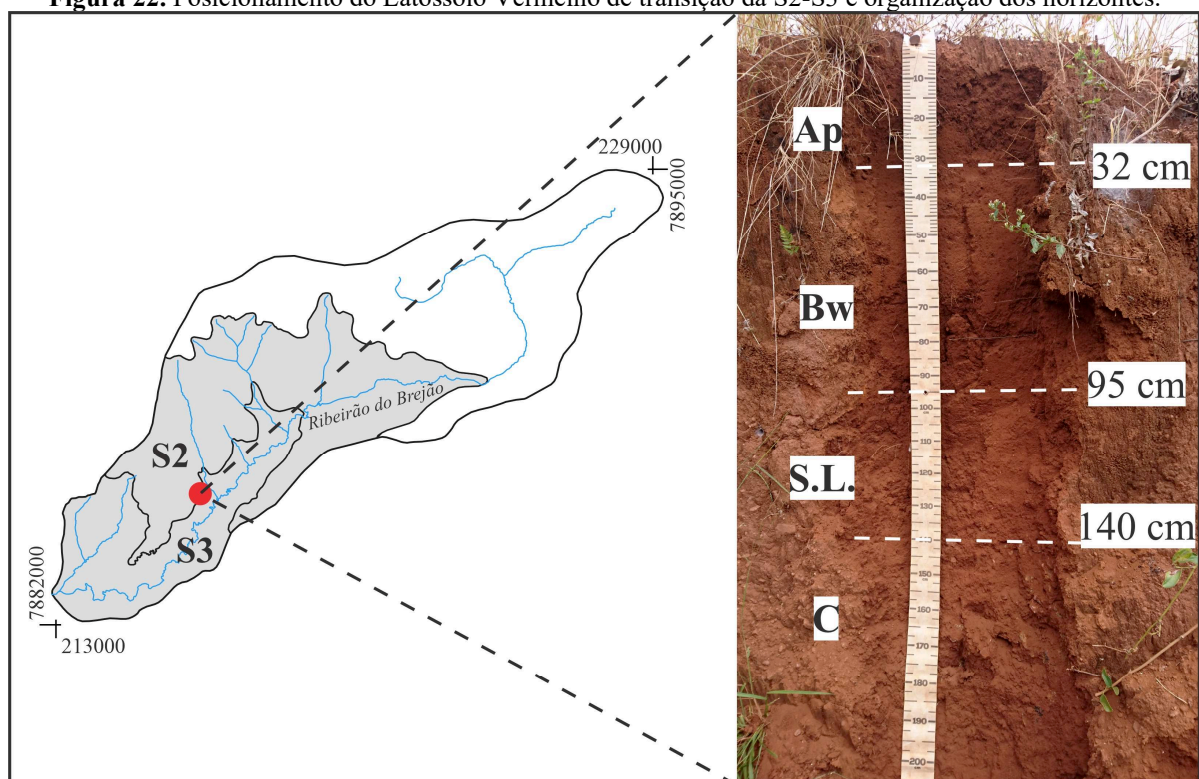


Fonte: De autoria própria.

5.2.3. Latossolo Vermelho (S2-S3)

O Latossolo Vermelho em área de transição da S2-S3 está localizado em terço inferior de vertente dirigida ao Ribeirão do Brejão que tem uso destinado à pastagem (Figura 22). Sua cor úmida é vermelho-escuro (10R 3/3), possui profundidade superior a 150 cm, com textura argilo-arenosa para o horizonte superficial (Ap) e textura argila para o Bw, o C e para o material agregado da *stone line*. Corresponde a um solo mais profundo, se comparado ao LVA, com fração arenosa mais concentrada próximo à superfície, de topografia plana e transição clara a difusa para os horizontes superficial e diagnóstico. Em contrapartida, o pavimento detrítico possui transição abrupta e topografia irregular em contato com o horizonte C. Os agregados são constituídos por estrutura granular, com consistência friável para todos os horizontes e maior plasticidade e pegajosidade para o Bw. Destacam-se a ocorrência de basalto alterado no horizonte C e a presença, a poucos metros à jusante do perfil, de afloramento de basalto em ruptura topográfica.

Figura 22. Posicionamento do Latossolo Vermelho de transição da S2-S3 e organização dos horizontes.



Fonte: De autoria própria.

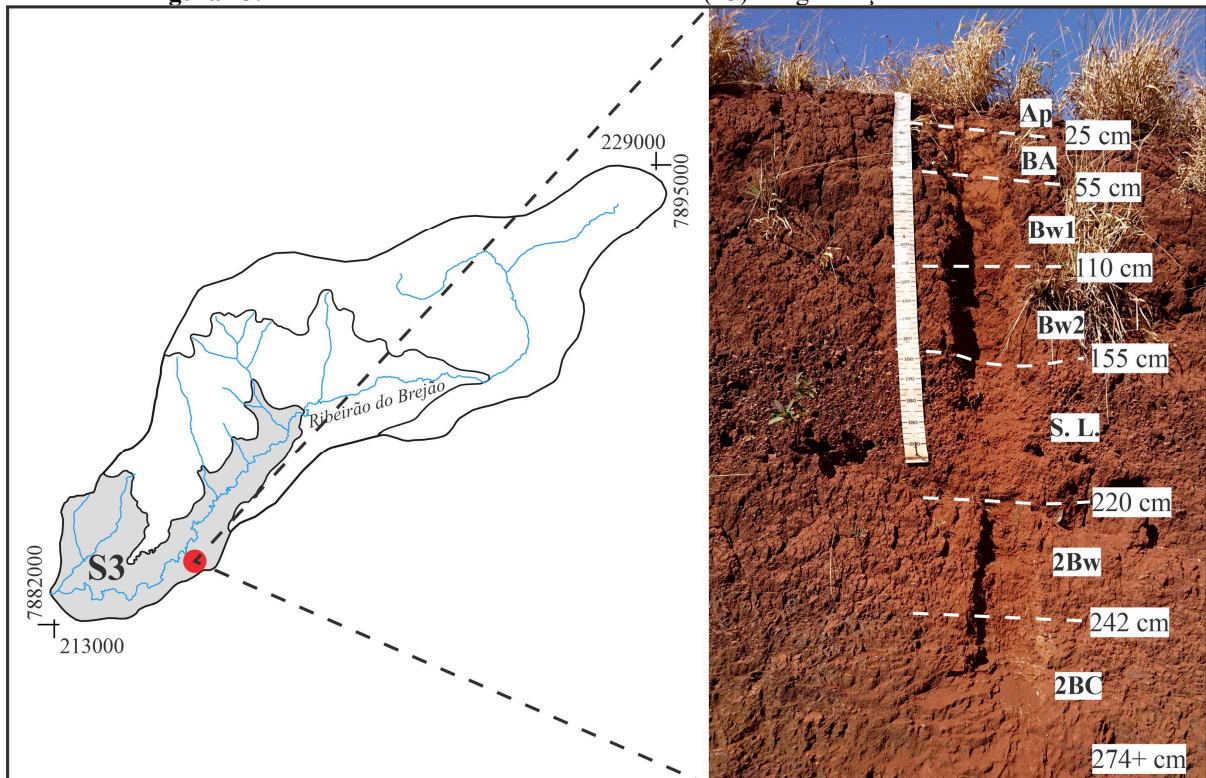
Verifica-se que o horizonte superficial desse Latossolo Vermelho da S2-S3 possui características próximas ao Latossolo Vermelho-Amarelo da S2, visto que possui textura mais

arenosa, menor plasticidade e pegajosidade, além de consistência menos dura. Em profundidade, a contribuição do basalto na formação do solo possibilita o aumento da fração argila no perfil. Ainda, a ocorrência de *stone line* no perfil marca a evidência de transporte de material derivado dos depósitos rudáceos, situados em níveis mais elevados, que marca um pavimento associado a gênese de superfície geomórfica na área.

5.2.4. Latossolo Vermelho (S3)

O Latossolo Vermelho da S3 localiza-se em terço superior de vertente que drena em direção ao Ribeirão do Brejão, com uso destinado à pastagem (Figura 23). Tem cor úmida vermelho escuro (10R 3/4), possui profundidade superior a 274 cm, com textura muito argilosa para os horizontes acima da *stone line* (Ap, BA, Bw1 e Bw2). Por outro lado, os horizontes 2Bw e 2BC apresentam textura argilosa e argilo-siltosa, respectivamente. Configura-se um solo bem profundo e com enriquecimento da fração silte em profundidade, de topografia plana e transição clara a difusa aos horizontes superficiais e diagnósticos, e ondulada com transição abrupta para a linha de pedra e o horizonte C. Os agregados são constituídos por estrutura granular e em blocos subangulares.

Figura 23. Posicionamento do Latossolo Vermelho (S3) e organização dos horizontes.



Fonte: De autoria própria.

Observa-se que os horizontes acima da *stone line* possuem grau mais forte, consistência mais dura e maior pegajosidade e plasticidade, quando comparado aos horizontes abaixo, que descrevem uma menor pedalidade. Ressalta-se que o horizonte superficial apresenta consistência extremamente firme em virtude de compactação mecânica. O aumento da fração silte em profundidade condiz com horizontes menos desenvolvidos e com maior contribuição de substrato rochoso em alteração, neste caso basalto, registrado por fragmentos em perfil e proximidade a rocha-mãe. Dentre todos os solos, o Latossolo Vermelho é o que apresenta uma maior relação silte-argila, permitindo apontar, juntamente com o posicionamento em superfície geomórfica mais recente, uma idade pouco avançada quando comparado às demais coberturas pedológicas.

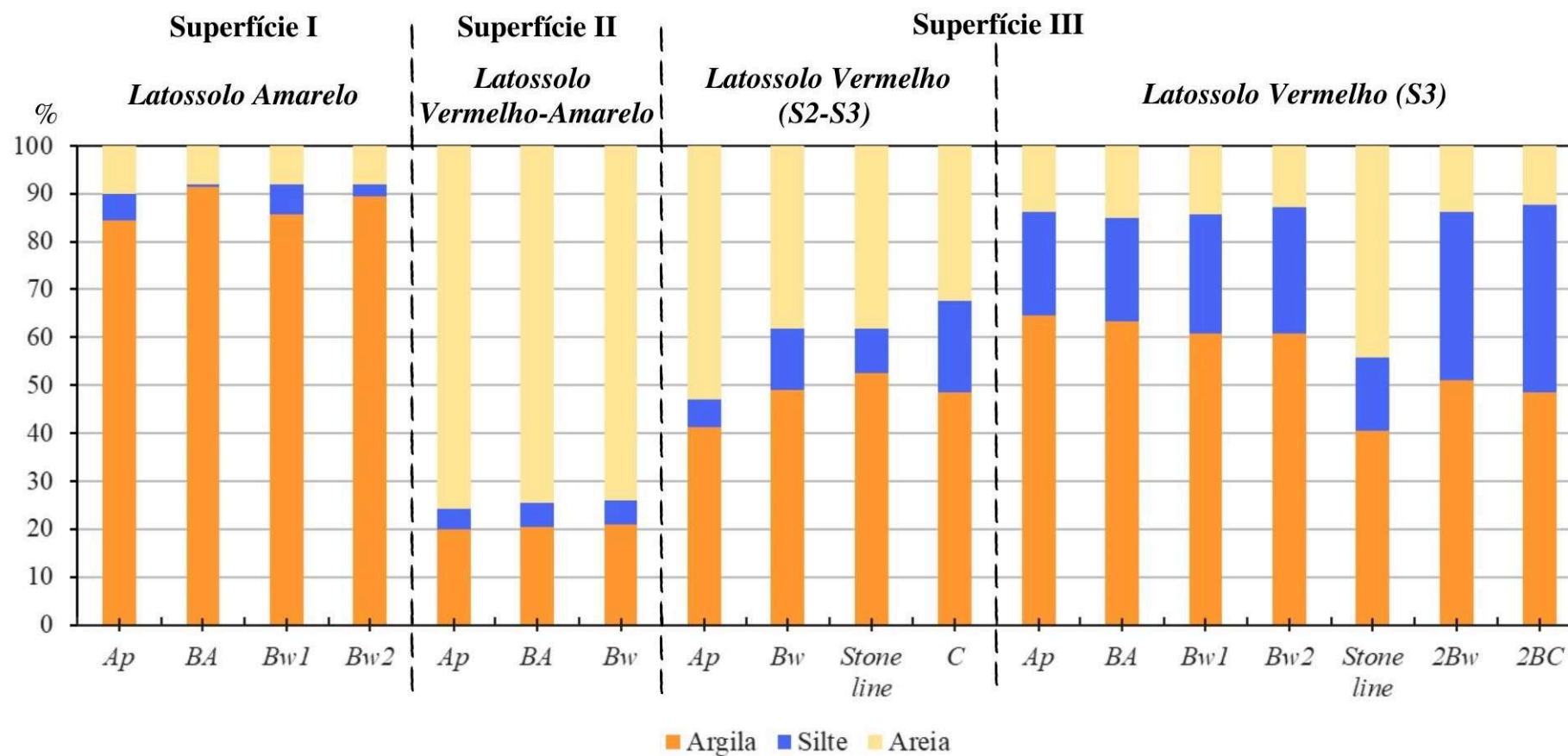
A linha de pedras possui topografia ondulada e transição irregular, com espessura de aproximadamente 65 cm. É constituída por seixos e grânulos de tipos diversos, imersos em material pedogenizado de textura argilo-arenosa. Esse material aparenta ser derivado do retrabalhamento dos depósitos rudáceos, verificados em proximidade. A *stone line* em questão é bem distribuída por aproximadamente 1 km, entre as cotas 911 e 858 m, cuja espessura em perfil é variável, com média entre 30 e 70 cm (SILVA, SILVEIRA e BARBOSA, 2020).

5.3. Análise granulométrica para os Latossolos e as superfícies geomórficas

Com o intuito de diferenciar os Latossolos de cada SG, elaborou-se um gráfico comparativo da fração granulométrica de todos os horizontes, com o percentual de areia, silte e argila (Figura 24). Todos os quatro horizontes do Latossolo Amarelo da S1 (Ap, BA, Bw1 e Bw2) possuem textura muito argilosa, com o menor teor de argila para o horizonte superficial Ap com 84,35%, e máximo de silte de 6,04% para o horizonte Bw1, demarcando uma relação argila-silte muito expressiva. A fração areia no horizonte Ap é de 10,15% e o horizonte Bw2 marca o mínimo com 7,99%. Dessa forma, verifica-se um comportamento homogêneo do perfil, com pouca variação granulométrica.

Todos os três horizontes do Latossolo Vermelho-Amarelo da S2 (Ap, BA e Bw) possuem textura franco argilo-arenosa, com uma transição de aproximadamente 20% para 21% no teor de argila do horizonte superficial para o mais profundo, neste caso o Bw. A fração areia chega a cerca de 74-75% do material constituinte do solo. A variação granulométrica é praticamente imperceptível em profundidade. Compreende-se que o teor elevado da fração areia esteja associado ao seu material de origem, constituído por fração grossa e predominantemente por quartzo.

Figura 24. Gráfico comparativo da fração argila-silte-areia para os horizontes dos Latossolos posicionados nas três SG mapeadas.



Fonte: De autoria própria.

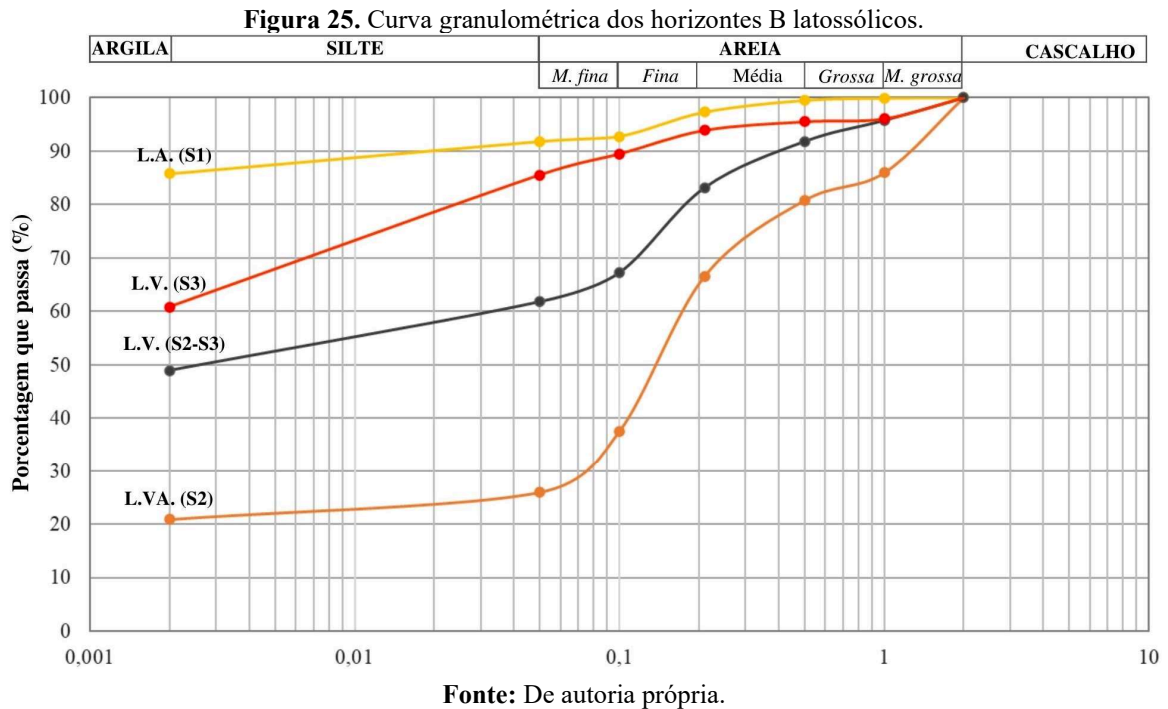
Os quatro horizontes/camada do Latossolo Vermelho da S2-S3 (Ap, Bw, *stone line* e C) possuem textura argilosa, exceto o horizonte superficial que é argilo-arenoso. De maneira geral, os horizontes apresentam o conteúdo de argila entre 41,16% e 52,61%, com enriquecimento relativo em profundidade, que condiz também com um ganho de silte, atingindo o máximo para o horizonte C com 19,03%. Apesar da semelhança de valores entre fração silte e areia para o horizonte Bw e *stone line*, há uma nítida diferenciação entre eles na análise das cinco frações areia, que será abordada a seguir. Nota-se a contribuição de fração areia oriundos da S2, sobretudo para os horizontes mais superficiais, além de maior teor de argila derivado da alteração do substrato rochoso constituído por basalto.

O Latossolo Vermelho da S3 foi organizado em sete horizontes/camada, correspondendo a: Ap, BA, Bw1, Bw2, *stone line*, 2Bw e 2BC. Acerca da textura, o material acima da *stone line* é classificado como muito argiloso, entre 60 e 65% de argila e com teor de silte elevado, entre 21 e 27%. De maneira geral, o teor de argila diminui sentido *stone line*, com substituição por silte. O menor percentual de argila e de silte ocorre no material agregado à linha de pedra, com 40,45% e 15,41% respectivamente, baseado na relação areia-silte-argila e que configura textura argilo-arenosa. Por fim, os horizontes abaixo possuem um percentual intermediário de argila, com 50,98% para o horizonte 2B e 48,44% para o 2BC, porém, apresenta os maiores valores para silte, sendo 35,07% e 39,22%, respectivamente.

No Latossolo Vermelho (S3), a maior concentração de silte em profundidade é devido ao menor grau pedogenético desses horizontes, sobretudo para aqueles derivados *in situ* do basalto (2B e C). Apesar da *stone line* definir um intervalo erosivo e de deposição, os solos posicionados acima desse pavimento comportam-se como material bem desenvolvido e com pouca contribuição arenosa. Assim, entende-se que os horizontes acima do pavimento detrítico tenham recebido materiais já alterados do basalto, e em seguida passaram por uma pedogênese mais efetiva. Neste caso, as características granulométricas dos sete horizontes condizem com um solo profundo, porém ainda com evidências de transformação.

Em síntese, os Latossolos posicionados em distintas SG permitem estabelecer uma relação do grau de desenvolvimento frente ao tempo de estabilidade para atuação da pedogênese, acrescentando as características da contribuição de diferentes materiais para a formação do solo. O aumento do teor de silte nos horizontes e perfis das três SG contribuiu para a visualização das diferentes idades relativas de formação das coberturas latossólicas. No gráfico de curva granulométrica (Figura 25) para os horizontes B latossólicos, pode-se observar a variação das frações, com fácil identificação da relação argila-silte, baseado na inclinação da linha entre os dois primeiros pontos, que justifica reduzidas inclinações para os horizontes dos

solos das S1 e S2, apesar de expressiva diferenciação na fração areia. Ainda, os solos desenvolvidos em S2, e secundariamente em transição S2-S3, marcam os maiores níveis da fração areia, que correspondem à contribuição dos depósitos rudáceos inconsolidados como substrato dos perfis ou retrabalhados pela denudação das escarpas.

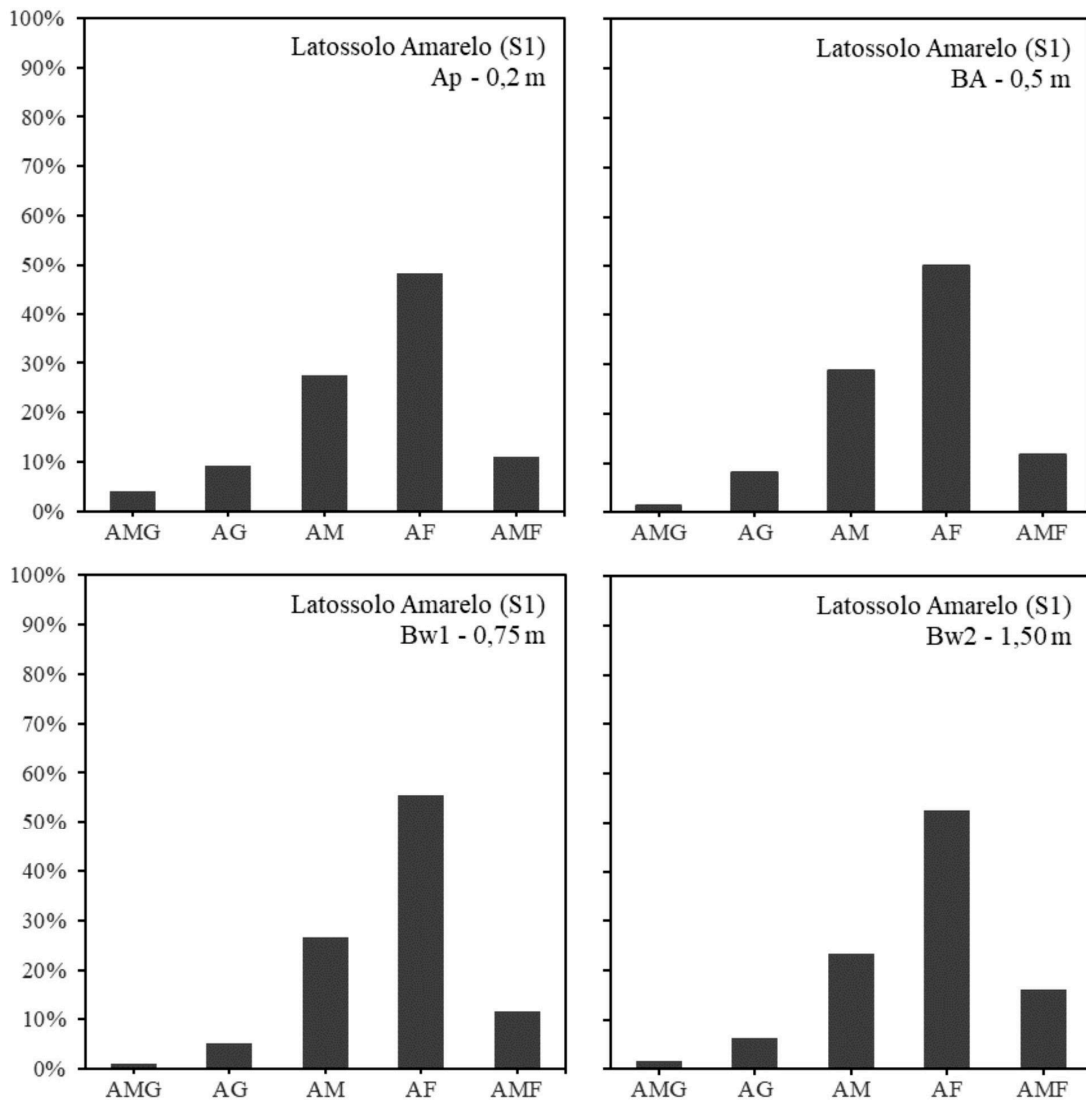


5.3.1. Análise granulométrica da fração areia

Foram realizadas análises granulométricas a partir de gráficos com a relação percentual entre as cinco frações areia: areia muito grossa (AMG), areia grossa (AG), areia média (AM), areia fina (AF) e areia muito fina (AMF). Os gráficos foram elaborados para todos os horizontes dos Latossolos reconhecidos nas SG (Figuras 26, 27, 28 e 29).

Os horizontes do Latossolo Amarelo (Ap, BA, Bw1 e Bw2) apresentam pouca variação granulométrica, com transformação vertical homogênea (Figura 26). A fração predominante é AF com 55,54% para o horizonte Bw1, que possui os menores valores para AMG e AF, 0,95% e 5,08%, respectivamente. Essas duas frações maiores apresentam os maiores percentuais para o horizonte Ap. Por outro lado, a fração AMF predomina no horizonte Bw2. Em síntese, verifica-se uma redução gradual do tamanho das partículas do solo em profundidade. Trata-se de um solo bem desenvolvido, homogêneo e em contexto de estabilidade, típico dos Latossolos em topos de chapada, posicionado na SG mais antiga.

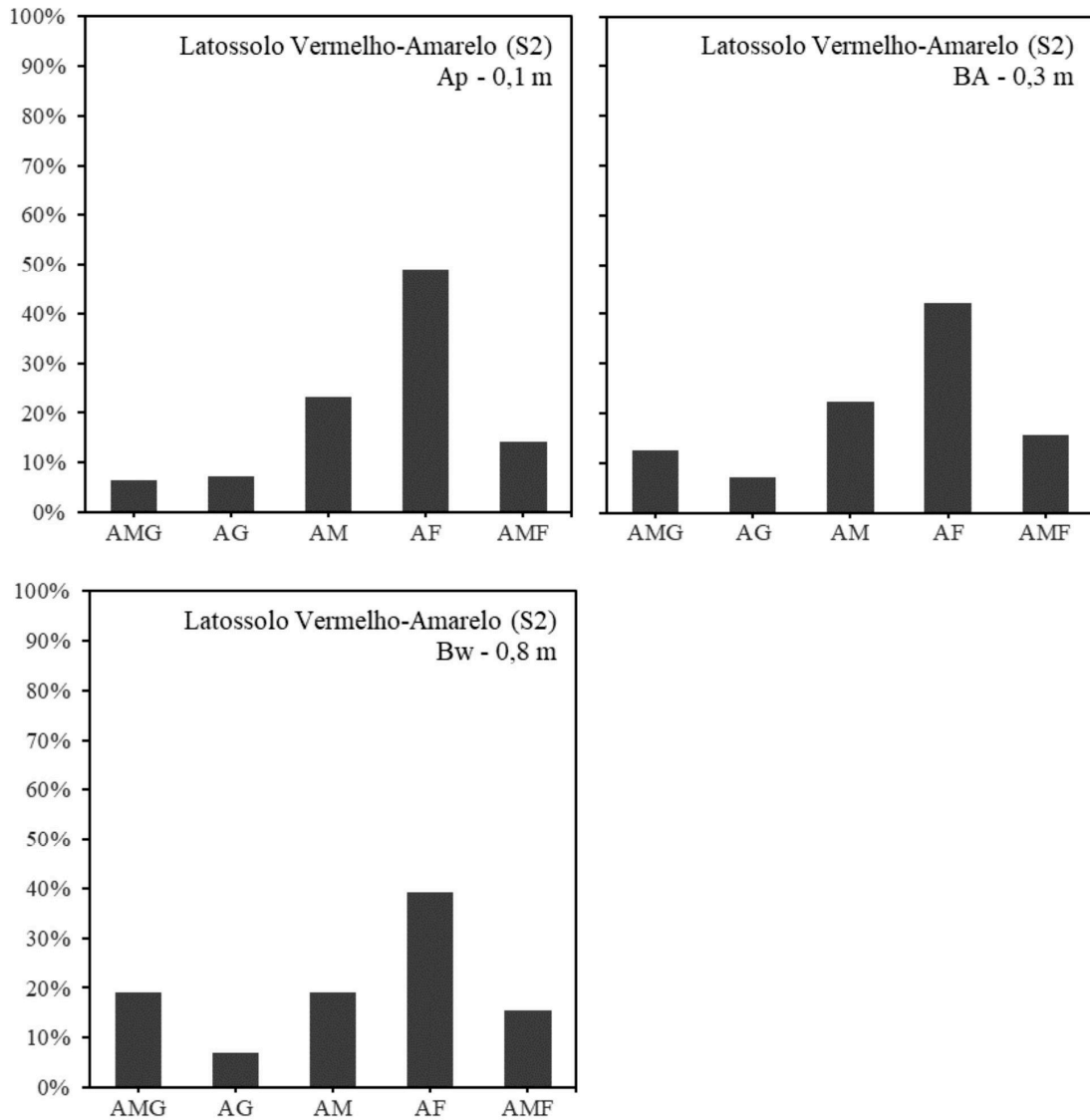
Figura 26. Distribuição das cinco frações areia dos horizontes do Latossolo Amarelo (S1).



Fonte: De autoria própria.

Os horizontes do Latossolo Vermelho-Amarelo (Ap, BA e BW) apresentam significativa variação granulométrica, sobretudo em profundidade (Figura 27). A fração predominante é AF com 48,93% para o horizonte Ap, que possui também o menor valor de AMG, 6,48%. O horizonte Bw possui 18,98% de areia muito grossa, enquanto o horizonte de transição BA apresenta 12,54% dessa fração. Assim, verifica-se para o Latossolo Vermelho-Amarelo, um aumento expressivo de partículas maiores em profundidade, que permite correlacionar à contribuição do substrato arenoso a cascalhento, representado pelos depósitos rudáceos inconsolidados, nas características desse solo.

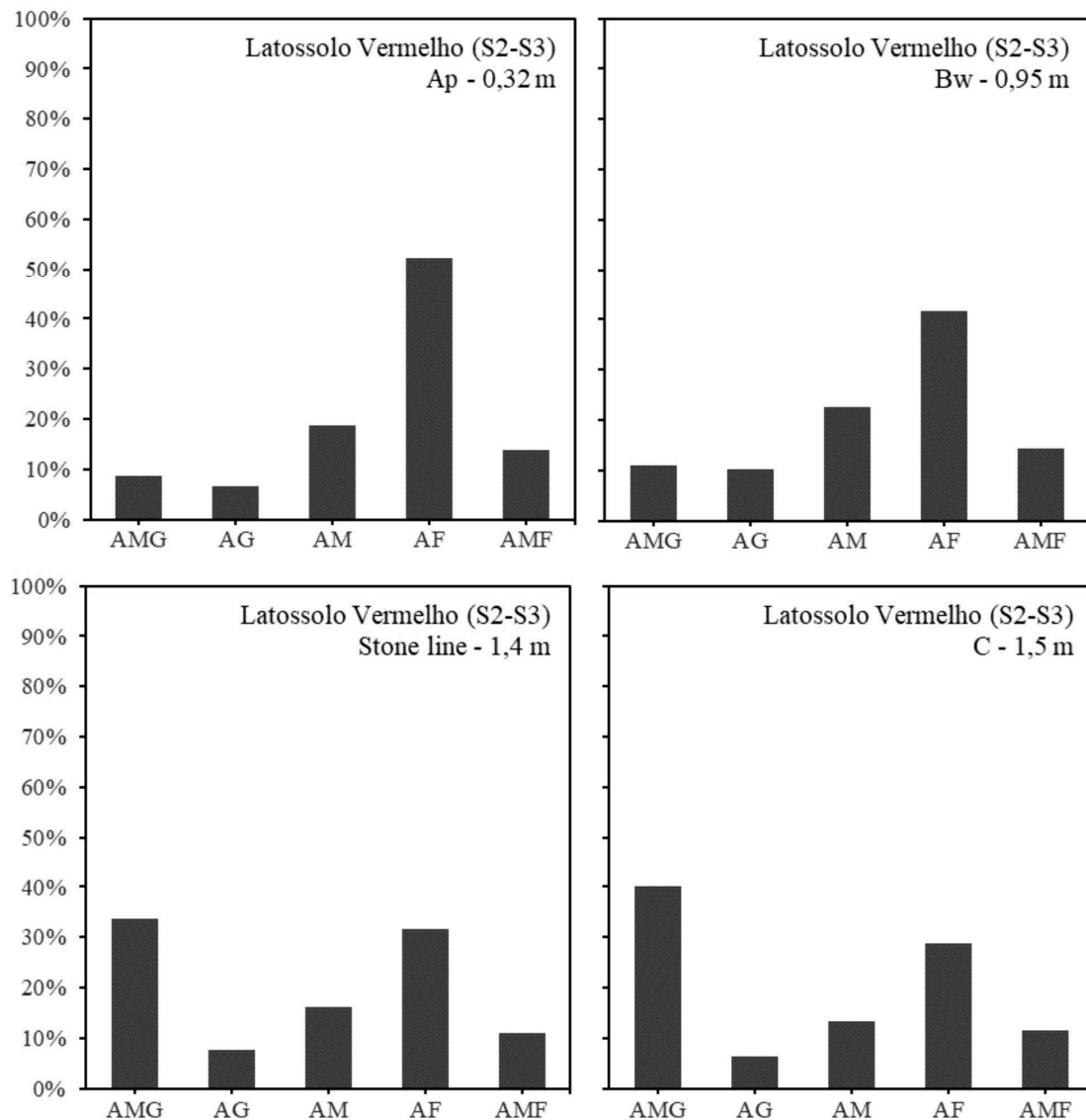
Figura 27. Distribuição das cinco frações areia dos horizontes do Latossolo Vermelho-Amarelo (S2).



Fonte: De autoria própria.

Acerca dos horizontes/camada do Latossolo Vermelho (S2-S3), pode-se verificar um agrupamento por similaridade entre Ap-Bw e *stone line*-C, em que o material fonte aparenta ser determinante na diferenciação do desenvolvimento do solo acima e abaixo do pavimento detrítico (Figura 28). Os horizontes apresentam expressiva variação granulométrica, com nítida diferenciação vertical. Há um aumento do tamanho das partículas na constituição do solo em profundidade. A fração AF é predominante no horizonte Ap, com 52,18%, enquanto as frações AM e AG concentram-se no horizonte BW, com 22,62% e 10,33%, respectivamente. Por fim, a *stone line* e o horizonte C detêm os maiores valores para a fração AMG, sendo 33,72% e 40,13%.

Figura 28. Distribuição das cinco frações areia dos horizontes do Latossolo Vermelho (S2-S3).



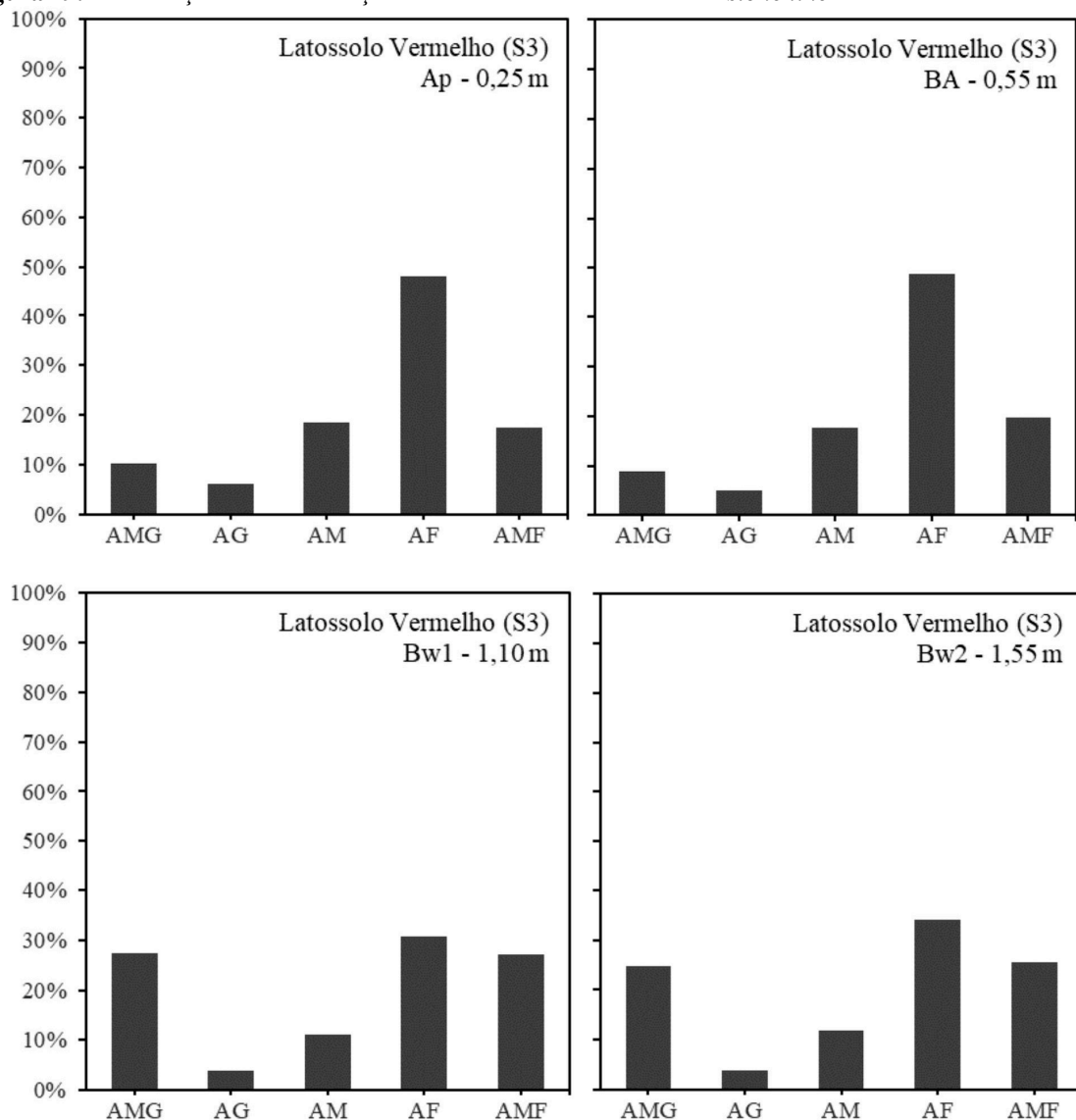
Fonte: De autoria própria.

Em descrição macroscópica em campo, verifica-se que material também é diferenciado, quando os horizontes mais superficiais são enriquecidos em quartzo e os subsuperficiais em basalto, fator que aparenta ser determinante no maior teor de argila em profundidade. Em síntese, os Latossolos Vermelhos de transição marcam contribuição de sedimentos arenosos para os horizontes mais superficiais, enquanto em profundidade há um enriquecimento de fração bem grossa, que condiz com o pavimento detrítico em perfil e à ocorrência de fragmentos de basalto do substrato.

O Latossolo Vermelho em S3 foi organizado em sete horizontes/camada, correspondendo a: Ap, BA, Bw1, Bw2, *stone line*, 2Bw e 2BC. Os horizontes acima da *stone line* podem ser facilmente agrupados em dois pares em virtude da semelhança entre as frações (Figura 29). Os horizontes Ap e BA possuem as maiores concentrações de AF, com valores

próximos a 48%, de AM, entre 17% e 19%, e de AG, entre 5 e 6%. Esses dois horizontes mais superficiais apresentam os menores valores para AMG, entre 9% e 10%. Por outro lado, os horizontes Bw1 e Bw2 possuem como semelhança um aumento expressivo de material tanto na fração AMG quanto AMF, registrando um valor entre 25% e 27%. Ainda, são verificadas reduções comuns em fração AG, AM e AF para o horizonte Bw1 e Bw2. A fração AG é próxima a 4% para ambos os horizontes, com AM entre 11 e 12% e AF entre 30 e 34%, registrando uma redução bem significativa em profundidade comparado aos horizontes mais superficiais.

Figura 29. Distribuição das cinco frações areia dos horizontes acima da *stone line* do Latossolo Vermelho (S3).

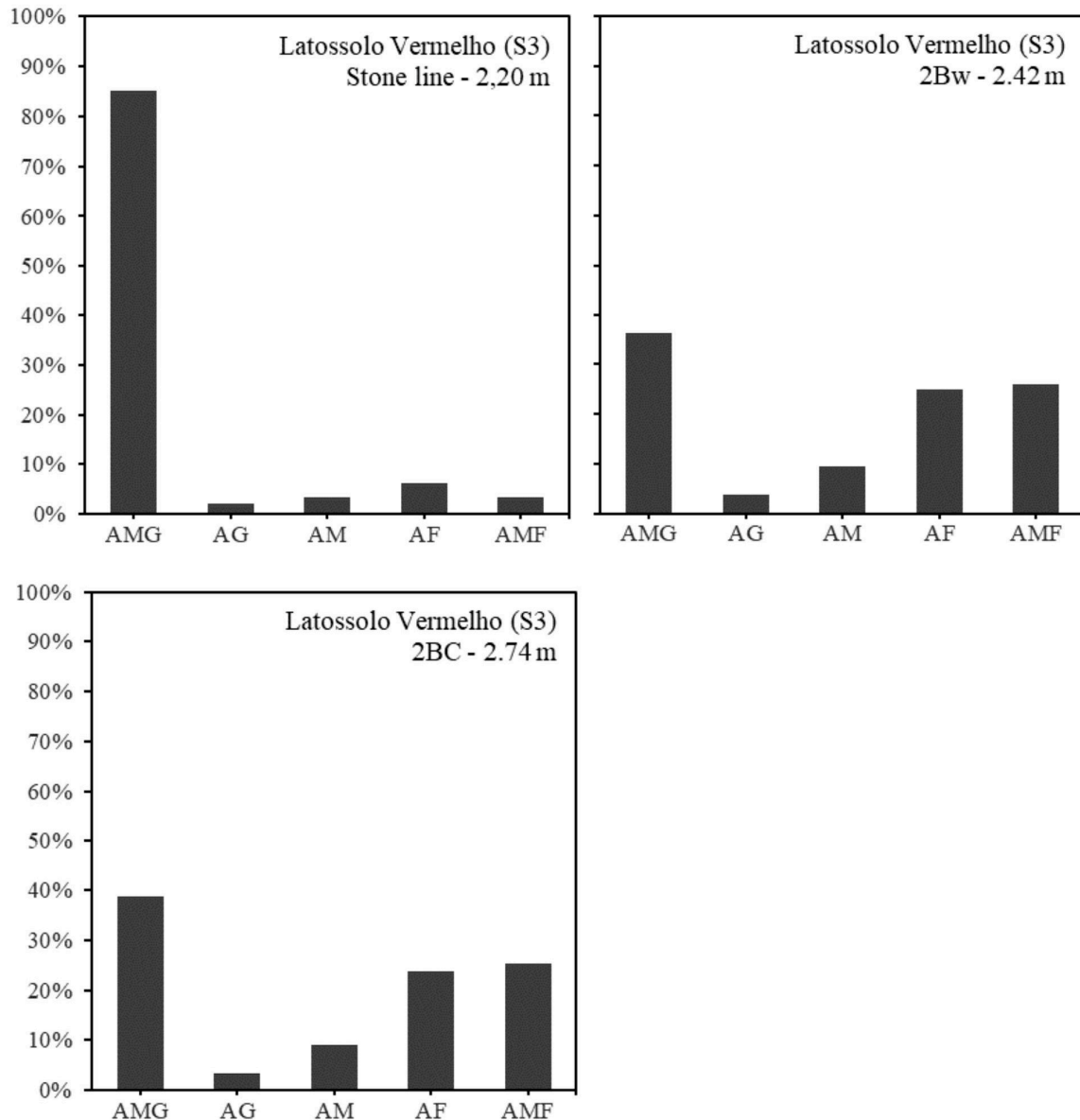


Fonte: De autoria própria.

Já a linha de pedra possui 85,17% do material na fração AMG, seguido por 6,13% para AF e as demais frações próximas a apenas 3%. Em contrapartida, os horizontes abaixo da *stone*

line (Figura 30) possuem entre 36% e 39% de AMG, com acréscimo em profundidade, enquanto as demais frações não apresentaram mudança significativa.

Figura 30. Distribuição das cinco frações areia da *stone line* e dos horizontes abaixo, do Latossolo Vermelho (S3).



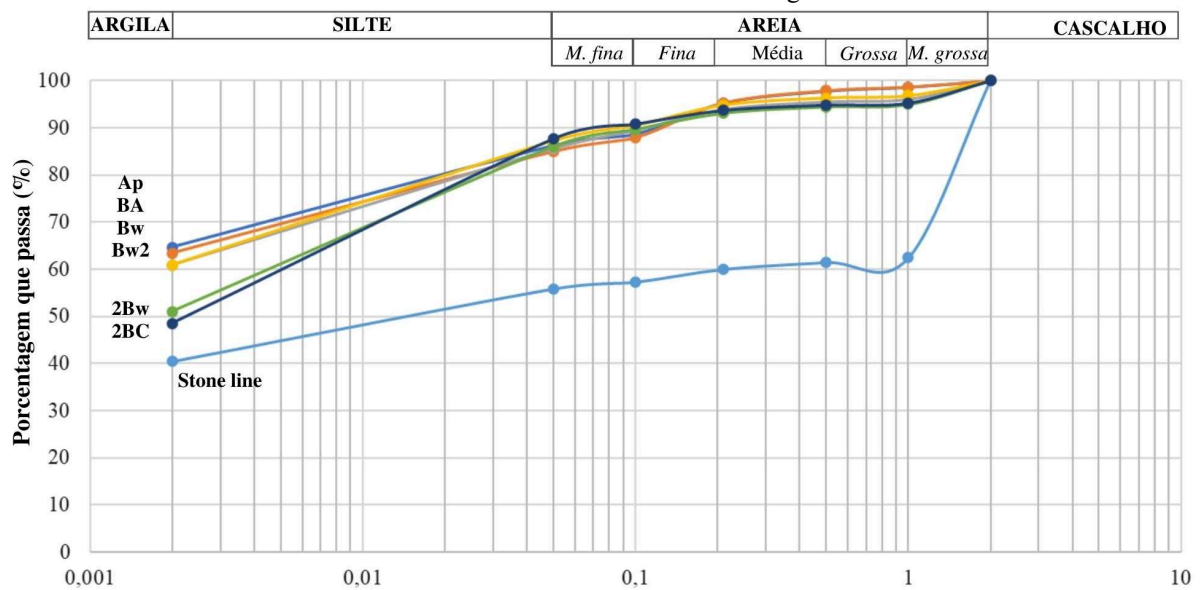
Fonte: De autoria própria.

Em síntese, os horizontes Ap e BA do Latossolo Vermelho (S3) parecem exibir comportamento semelhante aos horizontes mais superficiais do Latossolo Vermelho-Amarelo (S2) e do Latossolo Vermelho de transição (S2-S3). Presume-se que isso derive da mobilização de materiais em superfície (morfogênese), somado às ações biológicas próximos à superfície, que podem contribuir também com a seleção granulométrica. Os horizontes Bw1 e Bw2 apresentam maior grau pedogenético, porém, em virtude da proximidade ao pavimento

detrítico, verifica-se um ganho em profundidade da fração muito grossa por ocorrência de fragmentos de basalto, arenito e quartzo diverso. Por outro lado, os horizontes abaixo (2Bw e 2BC) possuem os menores valores para areia média e fina, que condiz com menor contribuição de arenitos e quartzo associados, e de ganho expressivo na fração muito grossa decorrente da proximidade ao substrato rochoso de basalto.

Em suma, assume-se que os horizontes abaixo da *stone line* tenham se desenvolvido sobre os basaltos, com uma contribuição mais limitada de materiais diversos adjacentes. Em contrapartida, os horizontes acima da *stone line* são marcados por sedimentos quartzosos de áreas mais elevadas, além de coberturas já em estágio avançado de alteração derivadas de basaltos, fato que justifica maior grau pedogenético dos solos acima do pavimento detrítico, conforme pode ser visualizado na Figura 31.

Figura 31. Curva granulométrica do Latossolo Vermelho (S3), com nítido agrupamento dos horizontes acima e abaixo da *stone line* frente ao teor de argila.



Fonte: De autoria própria.

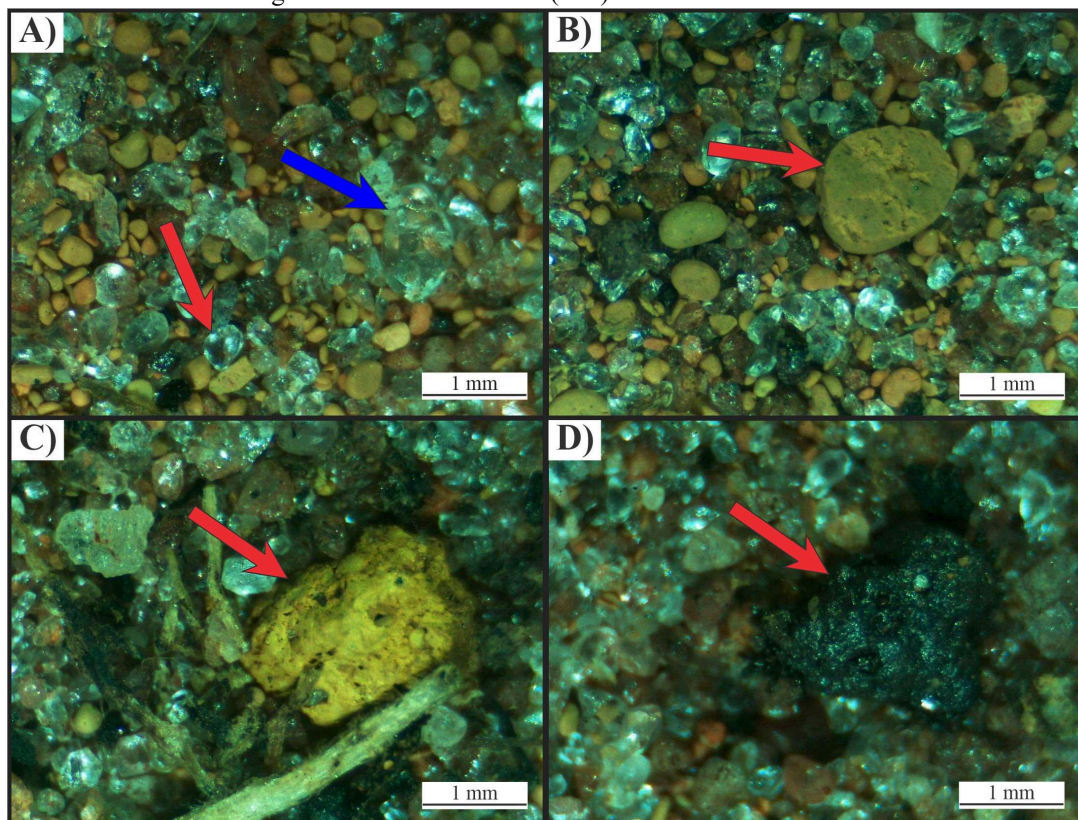
5.4. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa

A fração grossa descrita corresponde à fração areia lavada, com remoção de silte e argila do material, de cada horizonte dos Latossolos. Os sedimentos foram descritos sobretudo quanto à morfologia e morfoscopia (Quadro 6, 7, 8 e 9), detalhados nos subitens a seguir: Latossolo Amarelo (S1), Latossolo Vermelho-Amarelo (S2), Latossolo Vermelho de transição (S2-S3) e Latossolo Vermelho (S3).

5.4.1. Latossolo Amarelo (S1)

O Latossolo Amarelo da S1 é constituído por quartzo desgastado e brilhante, representado pelo maior grau de rolamento (ou arredondamento), além de não desgastados subédricos a euédricos, e fraturados (Figura 32A). As fraturas estão revestidas por óxido de ferro vermelho que marca o avançado tempo de alteração desse solo. De maneira geral, há uma semelhança morfológica e morfoscópica entre os materiais dos horizontes Ap, BA, Bw1 e Bw2 (Quadro 6). Os nódulos de argila, de coloração marrom, são amplamente distribuídos em todos os horizontes, em concordância com a textura muito argilosa desse solo, apesar de estarem concentrados nos horizontes mais profundos (Figura 32B), com dimensões milimétricas. Verifica-se para os grãos de quartzo um brilho vítreo, além da contribuição de quartzo leitoso rolado, sobretudo no horizonte BA.

Figura 32. Materiais da fração areia pertencentes ao Latossolo Amarelo (S1): A) Quartzo desgastado brilhante (seta vermelha) e não desgastado (seta azul), além de diversos nódulos de argila no Bw1. B) Corte em nódulo de argila (seta) com dimensão superior a 1mm, em horizonte Bw2. C) Nódulo amarelo (seta) no horizonte Ap. D) Nódulo ferruginoso de brilho metálico (seta) com inclusões no horizonte BA.



Fonte: De autoria própria.

Os nódulos de ferro são facilmente diferenciáveis dos nódulos de argila pela cor e brilho, visto que não possuem coloração similar aos horizontes de solo. Ainda, o brilho é terroso

para os nódulos amarelos (Figura 32C) e metálico para os nódulos pretos (Figura 32D). Os nódulos amarelos foram identificados no horizonte superficial, enquanto os pretos são melhores distribuídos verticalmente. Os minerais opacos podem estar associados a magnetita, que resultam na magnetização do solo. O grau de rolamento (arredondamento) é bem variável em virtude de diferentes materiais e de origens distintas, incluindo processos sedimentares e pedogenéticos.

Em profundidade, há uma restrição da ocorrência de nódulos de ferro, possivelmente derivado da desagregação desse material em concordância com a atual condição climática oxidante. Em suma, o Latossolo Amarelo aparenta ter se desenvolvido em níveis argilo-arenosos, cuja origem sedimentar é diversificada, com distintos graus de arredondamento. O avançado estágio de alteração e desenvolvimento desse solo possivelmente também tenha contribuído com a concentração da fração fina, em detrimento da alteração da fração grossa. Apesar da expressiva presença de nódulos, minerais primários magnéticos são pouco frequentes, que resultam em menor magnetismo, sobretudo em profundidade.

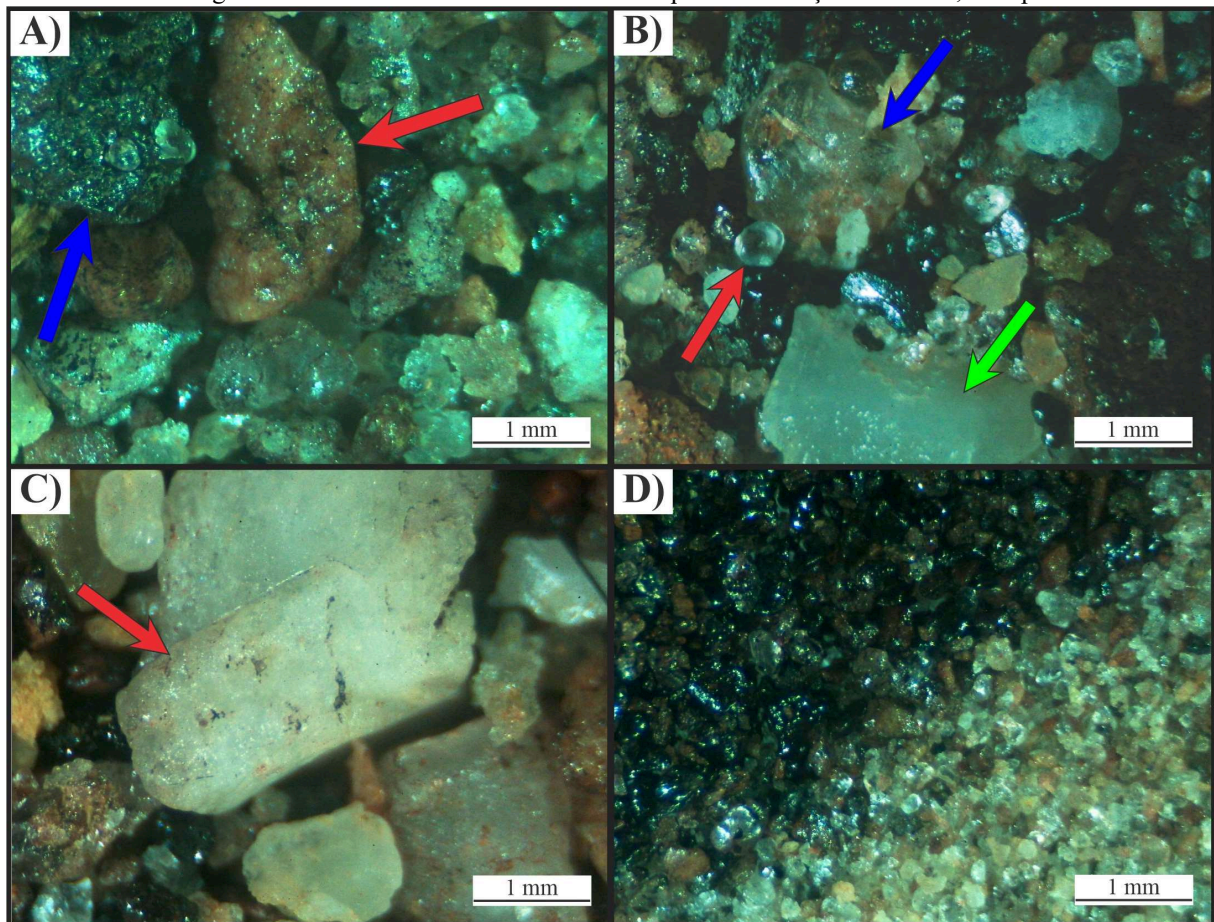
5.4.2. Latossolo Vermelho-Amarelo (S2)

O Latossolo Vermelho-Amarelo (S2) é constituído por quartzo desgastado e brilhante, representado pelo maior grau de rolamento, além de não desgastados, estes mais angulosos, fraturados e associados aos quartzos de veio (Quadro 7). Esses grãos não desgastados possuem película de óxidos e/ou hidróxidos de ferro, assim como revestimento das fraturas por material vermelho a cinza escuro. Diferentemente do Latossolo Amarelo (S1), o Latossolo Vermelho-Amarelo (S2) não possui a ocorrência de nódulos de argila. Para os três horizontes (Ap, BA e Bw), verificam-se nódulos de ferro pretos e vermelhos, de brilho metálico e com seleção moderada, com arredondamento sub-angular a rolado e com comum inclusão por grãos de quartzo (Figura 33A) de fração areia fina. Ainda, os horizontes possuem forte magnetismo em virtude da concentração de minerais primários como a magnetita, além dos nódulos e óxidos de ferro associados.

Os horizontes do Latossolo Vermelho-Amarelo (S2) possuem o predomínio de quartzo na composição do solo, quando comparado aos demais elementos da fração grossa reconhecidos para as SG. Quartzo de veio leitoso, quartzitos e grãos de quartzo arredondados (Figuras 33B e 33C), estes derivados de retrabalhamento anterior, configuram a constituição dos horizontes. Verifica-se também com maior expressividade minerais magnéticos (Figura 33D) e nódulos, sobretudo quando comparado aos solos da S1. Possivelmente, a ocorrência mais concentrada

desses materiais magnéticos é derivada de uma menor exposição aos processos pedogenéticos quando comparada ao Latossolo Amarelo (S1). Ainda, a concentração da fração grossa, sobretudo de material não desgastado, aparenta ser resposta da proximidade ao topo dos depósitos rudáceos.

Figura 33. Materiais da fração areia pertencentes ao Latossolo Vermelho-Amarelo (S2): A) Quartzo não desgastado com revestimento de óxidos (seta vermelha), além nódulos metálicos com inclusão de grãos bem rolados de quartzo (seta azul), do horizonte Ap. B) Grão de quartzo rolado e brilhante (seta vermelha), fragmentos não desgastados (seta azul) e quartzo leitoso (seta verde), do horizonte Bw. C) Materiais diversos, com centralização de quartzito (seta), do horizonte Ap. D) Separação de óxidos e minerais magnéticos (escuro) de grãos com diferentes arredondamentos de quartzo na fração areia fina, do Ap.



Fonte: De autoria própria.

Quadro 6. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa de Latossolo Amarelo da S1.

MORFOLOGIA E MORFOSCOPIA DA FRAÇÃO GROSSA: Latossolo Amarelo (S1)					
Horizonte/ Camada	Tipo de grão	Grau de seleção	Esfericidade	Rolamento (Arredondamento)	Observações
AP	Qtz: desgastados/brilhante e não desgastados; Nd: não desgastados, com brilho metálico e fosco; Op: desgastado/brilho metálico.	Qtz: moderadamente a bem selecionado. Nd: moderadamente selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal. Nd: esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: angular a rolados, com predomínio de rolados. Nd: sub-angular a rolado; Op: sub-angular a rolado.	Comum presença de carvão vegetal. Nódulos de argila esféricos. Nódulos ferruginosos pretos, marrons e amarelos, com inclusão de grãos de quartzo. Ocorrem quartzo de veio leitoso. Material moderadamente a pouco magnético.
BA	Qtz: desgastados/brilhantes e não desgastados; Nd: não desgastado, brilho metálico e fosco; Op: desgastado/brilho metálico.	Qtz: moderadamente selecionado. Nd: bem selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: angular a rolados, com predomínio de rolados. Nd: sub-angular a sub-rolado. Op: sub-angular a rolado.	Comum presença de carvão vegetal. Nódulos de argila esféricos, com inclusão de quartzo. Os nódulos de ferro são pretos a marrom escuro. Nódulos com superfície lisa e rugosa. Moderadamente a pouco magnético.
Bw1	Qtz: desgastados/brilhantes e não desgastados. Nd: não desgastado, brilho metálico e fosco. Op: desgastado/brilho metálico.	Qtz: moderadamente selecionado. Nd: moderadamente selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: sub-angular a rolados. Nd: sub-angulares a sub-rolado. Op: sub-angular a rolado.	Comum presença de carvão vegetal. Nódulos de argila esféricos, de tamanho variado. Nódulos de ferro pretos e marrons, com inclusão. Moderadamente a pouco magnético.
Bw2	Qtz: desgastados/brilhantes e não desgastados. Nd: não desgastado, brilho metálico e fosco. Op: desgastado/brilho metálico.	Qtz: moderadamente selecionado. Nd: moderadamente selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal. Nd: esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: sub-angular a bem rolados. Nd: sub-rolado. Op: sub-angular a rolado.	Comum presença de carvão vegetal. Nódulos de argila esféricos, com variação até areia fina. Nódulos de ferro pretos e marrons pequenos, com inclusão. Pouco magnético.

*Qtz: quartzo; Nd: nódulo; Mc: material microcristalino; Op: minerais opacos (óxidos de ferro).

Fonte: De autoria própria.

Quadro 7. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa de Latossolo Vermelho-Amarelo da S2.

MORFOLOGIA E MORFOSCOPIA DA FRAÇÃO GROSSA: Latossolo Vermelho-Amarelo (S2)					
Horizonte	Tipo de grão	Grau de seleção	Esfericidade	Rolamento (Arredondamento)	Observações
AP	Qtz: não desgastado e desgastados/brilhantes. Nd: não desgastado, brilho metálico. Op: desgastado, brilho metálico.	Qtz: mal selecionado. Nd: mal selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a bem rolados. Nd: sub-angular a sub-rolado. Op: sub-angular a rolado.	Comum presença de carvão vegetal. Nódulos pretos e vermelhos com inclusão de grãos de quartzo. Quartzo bem rolado na fração areia fina, com brilho. Quartzo leitoso e fraturado com revestimento por óxidos. Muito magnético.
BA	Qtz: não desgastado e desgastados/brilhantes. Nd: não desgastado, brilho metálico. Op: desgastado, brilho metálico.	Qtz: mal selecionado. Nd: mal selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a bem rolados (menores). Nd: angular a sub-rolado. Op: sub-angular a rolado (menores).	Nódulos pretos e vermelhos com inclusão de grãos de quartzo. Ocorrem quartzitos e quartzo de veio com textura sacaroide. Grãos de quartzo bem rolados muito comum na fração areia fina. Muito magnético.
Bw	Qtz: não desgastado e desgastados/brilhantes. Nd: não desgastado, brilho metálico. Op: desgastado, brilho metálico.	Qtz: mal selecionado. Nd: moderadamente selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: angular a bem rolados (menores). Nd: sub-angulares a sub-rolado. Op: sub-angular a rolado (menores).	Nódulos pretos e vermelhos com inclusão de grãos de quartzo. Ocorrem quartzo leitoso subédrico. Grãos de quartzo arredondados em fração areia fina. Grãos de quartzo com superfície de impacto. Muito magnético.

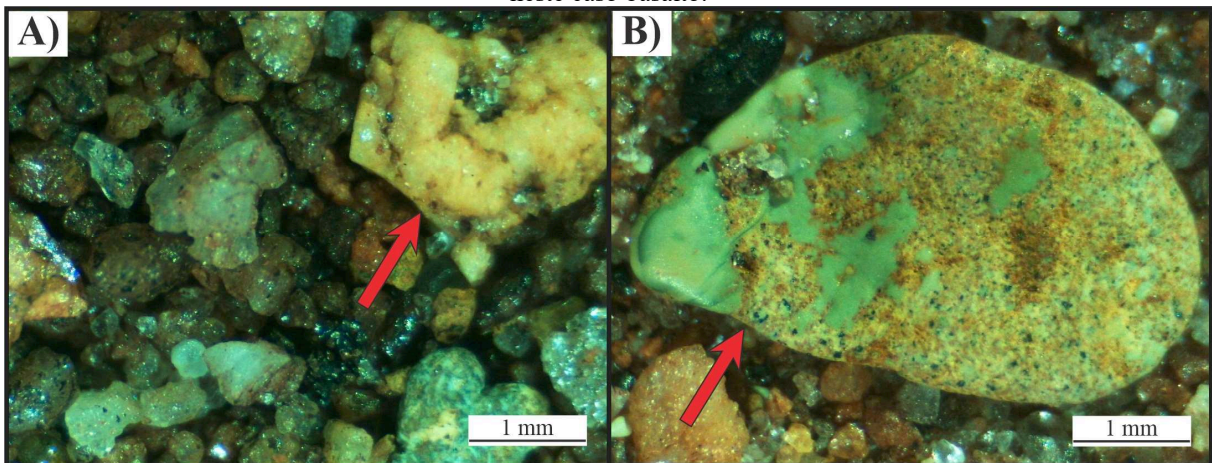
*Qtz: quartzo; Nd: nódulo; Mc: material microcristalino; Op: minerais opacos (óxidos de ferro). Fonte: De autoria própria.

Fonte: De autoria própria.

5.4.3. Latossolo Vermelho (S2-S3)

O Latossolo Vermelho de transição (S2-S3) é constituído por quartzo não desgastado e desgastado brilhante, este último sobretudo na fração areia fina e muito fina (Quadro 8). Ocorrem nódulos amarelos, vermelhos e pretos, associados a inclusões de quartzo. Diferentemente do Latossolo Amarelo (S1) e Latossolo Vermelho-Amarelo (S2), encontram-se quartzo macrocristalinos e material microcristalinos de coloração verde e/ou branco (Figura 34). Esses fragmentos são geralmente discoidais a esféricos e estão bem distribuídos nas coberturas pedológicas da S3, que pode ser derivado da formação dos basaltos e processos hidrotermais associados, com posterior retrabalhamento.

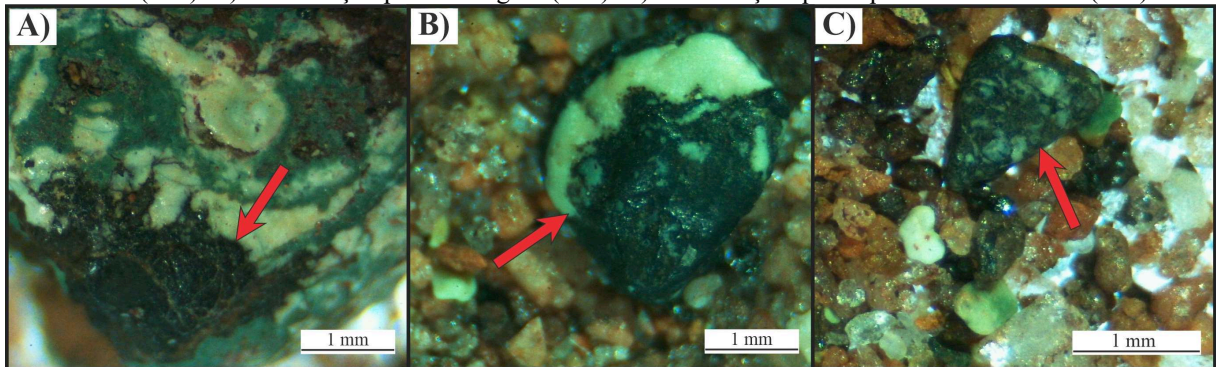
Figura 34. Materiais associados ao basalto: A) Borda externa de cavidade preenchida por quartzo macrocristalino (seta). B) Material microcristalino verde com revestimento de rocha vulcânica alterada (seta), neste caso basalto.



Fonte: De autoria própria.

Chaves e Dias (2017), em mapeamento geológico da região menciona a presença de celadonita como preenchimento de cavidades, além de óxidos e hidróxidos de ferro derivados de processos hidrotermais, com comum associação de calcedônia em vesículas. Desta forma, para os sedimentos descritos, foram classificados os materiais microcristalinos de coloração verde como celadonita e as variações microcristalinas a criptocristalina de coloração branca como calcedônia. Além disso, esse material esverdeado está comumente revestido por óxidos de coloração preta, em diferentes estágios (Figura 35) e que permite identificar uma direta associação aos nódulos pretos sem inclusão de quartzo e sem magnetismo.

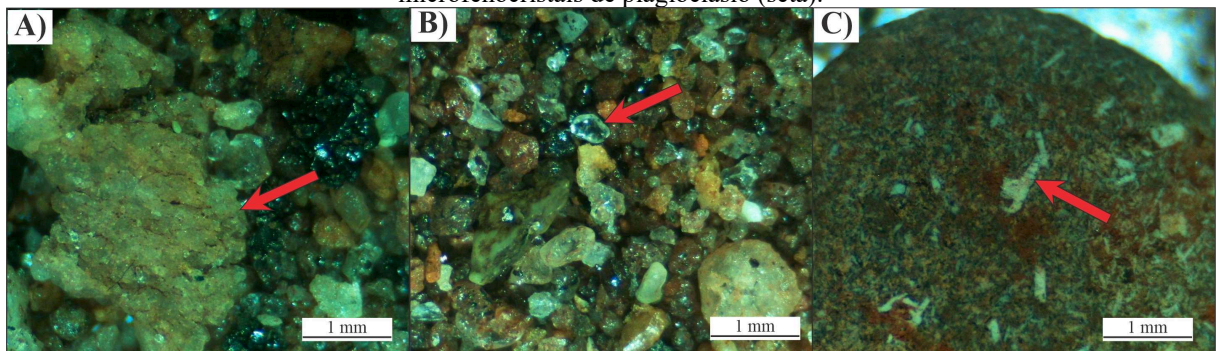
Figura 35. Diferentes estágios da formação de nódulos de ferro em celadonita: A) Revestimento superficial inicial (seta). B) Substituição parcial do grão (seta). C) Substituição quase que total do material (seta).



Fonte: De autoria própria.

Encontra-se, sobretudo em profundidade, quartzo euédrico a subédrico que possivelmente são oriundos de geodos com quartzo macrocristalino, identificados em campo próximo aos afloramentos de basalto. De maneira geral, a fração grossa é constituída por materiais diversos e com variados graus de arredondamento. O quartzo anguloso e de textura sacaroidal (Figura 36A) próximo à superfície marca material derivado dos depósitos rudáceos, em que os grãos bem rolados (Figura 36B) seriam oriundos de arenito, litologia encontrada na *stone line*. Ainda, fragmentos discoidais a esferoidais de basalto (Figura 36C) e dos materiais vulcânicos associados indicam um retrabalhamento do topo do derrame. O magnetismo para todos os horizontes é decorrente da expressividade de magnetita, em fração areia fina, na constituição do solo.

Figura 36. Materiais da fração areia pertencentes ao Latossolo Vermelho (S2-S3): A) Quartzo com textura sacaroidal (seta). B) Quartzo rolado brilhante (seta) entre material diverso. C) Fragmento de basalto com microfênocristais de plagioclásio (seta).



Fonte: De autoria própria.

Quadro 8. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa de Latossolo Vermelho em transição das S2-S3.

MORFOLOGIA E MORFOSCOPIA DA FRAÇÃO GROSSA: Latossolo Vermelho (S2-S3)					
Horizonte/ Camada	Tipo de grão	Grau de seleção	Esfericidade	Rolamento (Arredondamento)	Observações
AP	Qtz: não desgastado e desgastados/brilhantes. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Mc: desgastado/fosco. Op: desgastado/metálico.	Qtz: mal selecionado. Nd: moderadamente selecionado. Mc: moderadamente selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Mc: discoidal e esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a sub-angular. Nd: sub-angular. Mc: sub-rolado. Op: sub-angular a sub-rolado.	Nódulos com cores variegadas (amarelo/vermelho/preto), com grãos de quartzo da fração areia fina. Ocorrem também nódulo botroidal. Minerais primários são representados por magnetita. Moderadamente magnético.
Bw	Qtz: não desgastado e desgastados/brilhantes. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Mc: desgastado/fosco. Op: desgastado/metálico.	Qtz: mal selecionado. Nd: moderadamente selecionado. Mc: moderadamente selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Mc: discoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a sub-rolado. Nd: sub-angular a sub-rolado. Mc: sub-angular a sub-rolado. Op: sub-angular a sub-rolado.	Nódulos com brilho metálico e inclusões de quartzo, além de nódulos amarelos opacos. Grãos de quartzo rolados pequenos e pouco frequentes. Fragmentos de basalto discoidais. Magnetitas predominantes na fração areia fina a muito fina. Muito magnético.
Stone line	Qtz: não desgastado e desgastados/brilhantes. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Mc: desgastado/fosco. Op: desgastado/metálico.	Qtz: mal selecionado. Nd: mal selecionado. Mc: mal selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Mc: discoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a bem rolados. Nd: sub-angular a sub-rolado. Mc: sub-angular a sub-rolado. Op: muito angular a rolado.	Nódulos pretos, marrons e amarelos. Nódulos pretos em material microcristalino esverdeado. Material esbranquiçado com inclusões de opacos. Arenito monomineralico moderadamente selecionado. Muito magnético.
C	Qtz: não desgastado e desgastados/brilhantes. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Mc: desgastado/fosco. Op: desgastado/metálico.	Qtz: mal selecionado. Nd: mal selecionado. Mc: mal selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Mc: esferoidal e discoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a bem rolados. Nd: sub-angular a sub-rolado. Mc: sub-angular a rolado. Op: sub-angular a rolado.	Nódulos pretos em material microcristalino esverdeado. Fragmento de basalto (discoidal a esferoidal) com textura intergranular. Quartzo euédrico a subédrico é comum. Muito magnético.

*Qtz: quartzo; Nd: nódulo; Mc: material microcristalino; Op: minerais opacos (óxidos de ferro).

Fonte: De autoria própria.

Em síntese, o Latossolo Vermelho (S2-S3) possui nítida contribuição dos depósitos rudáceos da S2, sobretudo nos horizontes mais superficiais e representados pela própria *stone line*. O quartzo não desgastado aparenta ser derivado de material associado às cavidades do basalto da Formação Serra Geral. No entanto, a ocorrência de fragmentos de basalto, de quartzo macrocristalino e de celadonita em horizontes mais superficiais, com significativo arredondamento, indica a contribuição de materiais alterados transportados derivados do limite dessa unidade geológica com o contato erosivo com os depósitos da Formação Nova Ponte.

5.4.4. Latossolo Vermelho (S3)

O Latossolo Vermelho (S3) é constituído por uma grande diversidade de materiais que são descritos no Quadro 9 e ilustrados na Figura 37. Os grãos de quartzo bem rolados e foscos são comuns nos horizontes desse solo, sobretudo em profundidade, com ocorrência concentrada de celadonita e calcedônia em horizontes mais superficiais. São verificados nódulos de cores preta e marrom, esta última com elevada suscetibilidade magnética e com aspecto desgastado. Os nódulos marrons possuem brilho fosco, tamanho areia média a muito fina, com maior concentração para os horizontes mais superficiais Ap e BA (Figura 37A1 e 37B1), e redução significativa para o Bw1 e Bw2 (Figura 37C1 e 37C1). Além disso, é verificado a presença de nódulos marrom a cinza escuro em basaltos no horizonte Ap (Figura 37A2).

A fração areia fina do Bw1 possui grãos com diversos arredondamentos para grãos de quartzo brilhante e de material microcristalino (Figura 37C1). Neste horizonte, apesar de bem frequentes, os nódulos pretos formados a partir da alteração da celadonita não possuem magnetismo (Figura 37C2). O horizonte Bw2 possui uma maior ocorrência de grãos de quartzo bem rolados e foscos (Figura 37D1), além de arenito monominerálico silicificado (Figura 37D2).

A ocorrência da *stone line* na porção intermediária do perfil, além de diferenciar os horizontes com contribuição mais expressiva de colúvios daqueles formados diretamente sobre o substrato rochoso, marca uma relação erosiva e deposicional dos depósitos rudáceos na constituição da fração grossa do perfil. De maneira geral, os materiais são mal selecionados, com amplo grau de arredondamento, além de diversidade quanto à natureza, como o quartzo de origem sedimentar (grão arredondados derivados de arenitos), de veio (textura sacaroide e leitoso) e quartzito (Figura 37E1 e 37E2). Os horizontes desse perfil são bem magnéticos, exceto a *stone line* que possui fraco magnetismo em virtude da concentração anômala de material quartzoso frente aos minerais magnéticos (Figura 37E1).

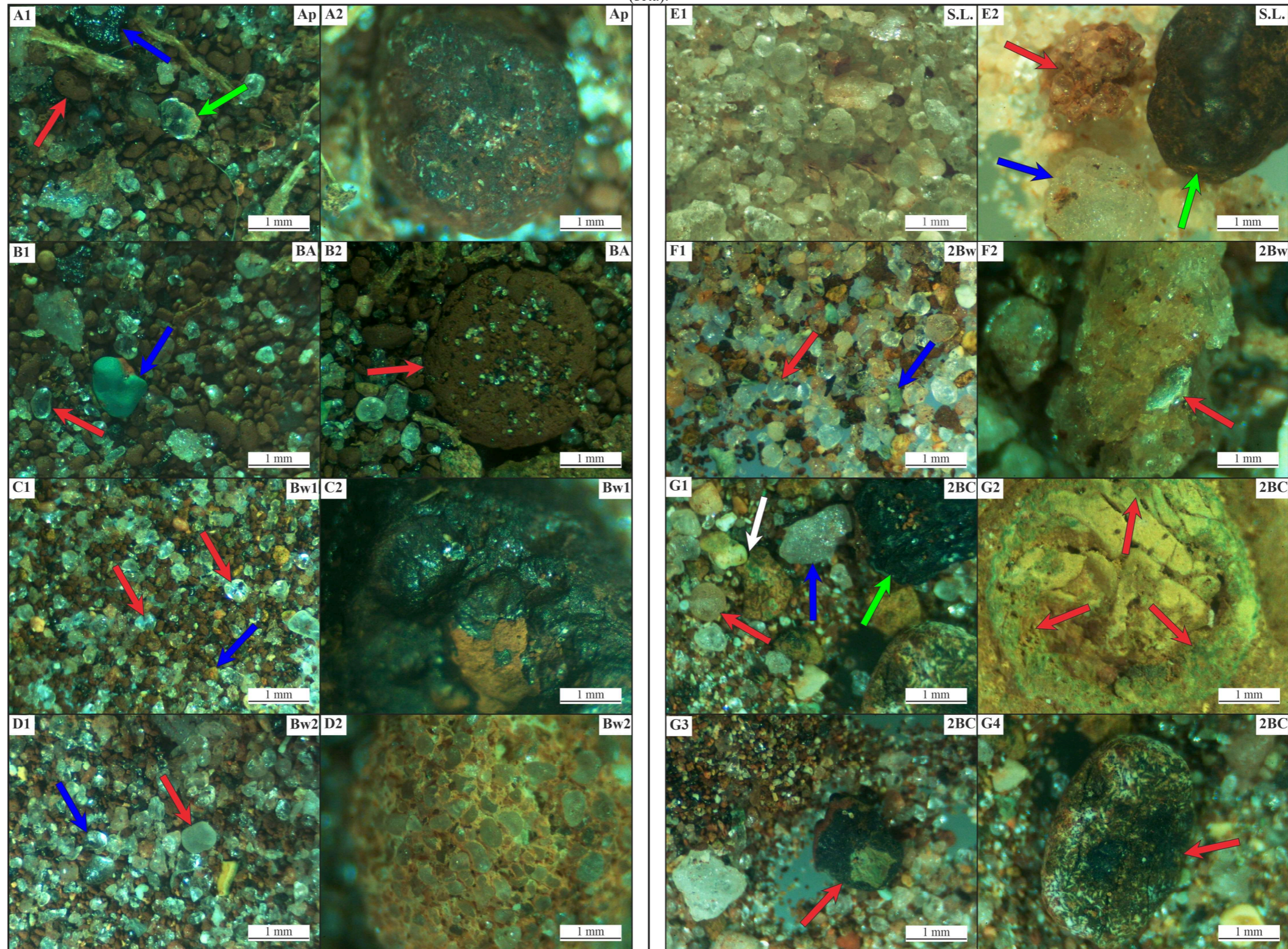
Quadro 9. Descrição morfológica e morfoscópica da fração grossa de Latossolo Vermelho em S3.

MORFOLOGIA E MORFOSCOPIA DA FRAÇÃO GROSSA: Latossolo Vermelho (S3)					
Horizonte/ Camada	Tipo de grão	Grau de seleção	Esfericidade	Rolamento (Arredondamento)	Observações
AP	Qtz: desgastado/brilhante, desgastado/fosco e não desgastado. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Mc: desgastado/fosco; Op: desgastado/metálico	Qtz: mal selecionado. Nd: moderadamente selecionado. Mc: moderadamente selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal. Nd: esferoidal. Am: esferoidal e discoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a bem rolados. Nd: sub-rolado a bem rolado. Am: sub-angular a rolado. Op: rolado.	Material microcristalino verde e branco, com revestimento de óxidos de ferro (preto). Grãos de quartzo com diferentes graus de arredondamentos, brilhantes e foscas. Quartzo de veio leitoso. Opacos bem pequenos (magnetita). Nódulo preto, além de nódulo com hábito botrioidal. Muito magnético.
BA	Qtz: desgastado/brilhante, desgastado/fosco e não desgastado. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Mc: desgastado/fosco. Op: desgastado/metálico	Qtz: mal selecionado; Nd: moderadamente selecionado; Mc: moderadamente selecionado; Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Am: esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a bem rolados. Nd: sub-rolado a bem rolado. Am: sub-angular a rolado. Op: sub-rolado a rolado.	Material microcristalino verde e branco, com revestimento de óxidos de ferro (preto). Grãos de quartzo com diferentes graus de arredondamentos, brilhantes e foscas. Quartzo de veio leitoso. Opacos bem pequenos (magnetita). Nódulo preto, além de nódulo com hábito botrioidal. Muito magnético.
Bw1	Qtz: desgastado/brilhante, desgastado/fosco e não desgastado. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Mc: desgastado/fosco. Op: desgastado/metálico	Qtz: mal selecionado. Nd: moderadamente selecionado a mal. Mc: moderadamente selecionado a bem. Op: bem selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Am: esferoidal e discoidal. Op: esferoidal.	Qtz: angular a bem rolados. Nd: sub-rolado a bem rolado. Am: sub-angular a rolado. Op: sub-rolado a rolado.	Nódulos de ferro pretos em fração superior a areia grossa. Nódulos de ferro marrons (foscas) são abundantes em fração areia fina a muito fina. Quartzo com diversos graus de arredondamento, além de quartzo prismático. Arenito bimodais, monominerálicos e com revestimento dos grãos por óxido de ferro. Pouca magnetita. Bem magnético.
Bw2	Qtz: desgastado/brilhante, desgastado/fosco e não desgastado. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Mc: desgastado/fosco. Op: desgastado/metálico	Qtz: mal selecionado. Nd: moderadamente selecionado a mal. Mc: moderadamente selecionado a bem. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Am: esferoidal e discoidal. Op: esferoidal.	Qtz: angular a bem rolados. Nd: sub-rolado a bem rolado. Am: sub-rolado a rolado. Op: sub-rolado a rolado.	Nódulos de ferro pretos em fração superior a areia grossa. Nódulos de ferro marrons (foscas) são abundantes em fração areia fina a muito fina. Material microcristalino não é comum, ocorrem em areia fina a muito fina. Quartzo leitoso tamanho cascalho. Muscovita em fração areia fina a muito fina. Bem magnético.
SL	Qtz: desgastado/brilhante, desgastado/fosco e não desgastado. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Op: desgastado/metálico	Qtz: mal selecionado. Nd: mal selecionado. Op: bem selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a bem rolados. Nd: sub-angular a rolado. Op: rolado.	Quartzo de veio predominam, além de nódulos pretos na fração areia grossa e maior. Arenito bimodais, monominerálicos e com revestimento dos grãos por óxido de ferro vermelho. Ocorrem basalto e quartzito. Pouco magnético.
2Bw	Qtz: desgastado/brilhante, desgastado/fosco e não desgastado. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Mc: desgastado/fosco. Op: desgastado/metálico.	Qtz: mal selecionado. Nd: moderadamente selecionado. Mc: moderadamente selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Mc: discoidal e esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a bem rolados. Nd: sub-angular a rolado. Mc: sub-rolado a rolado. Op: sub-angular a rolado.	Nódulos pretos (maiores e metálicos) e marrons (menores e mais magnéticos). Material microcristalino comum em todas as frações. Ocorre arenito mal selecionado a moderadamente, grãos menores com menor grau de arredondamento. Quartzitos bem fraturados. Bem magnético.
2BC	Qtz: desgastado/brilhante, desgastado/fosco e não desgastado. Nd: não desgastado/fosco e metálico. Mc: desgastado/fosco. Op: desgastado e não desgastado, brilho metálico e fosco.	Qtz: mal selecionado. Nd: mal selecionado. Mc: mal selecionado. Op: moderadamente selecionado.	Qtz: esferoidal e discoidal. Nd: esferoidal. Mc: discoidal e esferoidal. Op: esferoidal.	Qtz: muito angular a bem rolados. Nd: sub-angular a rolado. Mc: angular a rolado. Op: angular a rolado.	Nódulos com cores variegadas, com formação incipiente em basalto e material microcristalino verde. Basalto discoidal, com cavidades preenchidas. Arenito bimodais, monominerálicos e com revestimento dos grãos por óxido de ferro vermelho, além de arenito com menor grau de arredondamento e com brilho. Moderadamente magnético.

*Qtz: quartzo; Nd: nódulo; Mc: material microcristalino; Op: minerais opacos (óxidos de ferro).

Fonte: De autoria própria.

Figura 37. Materiais da fração areia pertencentes ao Latossolo Vermelho (S3), com os horizontes respectivos indicados: A1) Nódulos de ferro marrons (seta vermelha) e pretos (seta azul), além de cristal de muscovita (seta verde). A2) Nódulo formado em basalto. B1) Nódulos de ferro marrons, grãos rolados de quartzo (seta vermelha) e de material microcristalino verde (seta azul). B2) Nódulo de ferro com dimensão próxima a 2 mm (seta). C1) Fração areia fina com grãos de quartzo rolado brilhante (seta vermelha) e material vulcânico (seta azul). C2) Nódulo preto não magnético (centralizado). D1) Grãos de quartzo bem rolados fosco (seta vermelha) e brilhante (seta azul). D2) Arenito monominerálico e silicificado, com grãos foscos (centralizado). E1) Fração areia constituída essencialmente por quartzo, de diferentes graus de arredondamento. E2) Fração maior composta por material diverso, incluem arenito (seta vermelha), quartzo de veio (seta azul) e nódulo de ferro (seta verde). F1) Fração areia fina com quartzo fosco e brilhante arredondados (seta vermelha), com material vulcânico verde associado (seta azul). F2) quartzo sacaróide com cristal de muscovita (seta). G1) grão de quartzo bem rolado e fosco (seta vermelha) em contraste com não desgastados (seta azul), além de nódulos (seta verde) e fragmentos de material vulcânico (seta branca). G2) cavidade preenchida em basalto revestida por celadonita (seta). G3) Nódulo com formação incompleta em celadonita (seta). G4) Basalto rolado com concentração de óxidos (seta).



Fonte: De autoria própria.

O horizonte 2Bw, posicionado abaixo da *stone line*, é constituído por quartzo rolado fosco e brilhante, fragmentos não desgastados, além de materiais vulcânicos associados, demonstrando complexidade quanto à natureza dos materiais (Figura 37F1). Ainda, verifica-se a ocorrência de quartzo com textura sacaroidal com cristais de muscovita preservados (Figura 37F2). Ressalta-se a ocorrência de muscovita também dispersa em fração areia fina para o horizonte Ap (Figura 37A1). Com isso, é nítida a influência de materiais adjacentes na formação do Latossolo Vermelho para horizontes superficiais e subsuperficiais. Como exemplo, no horizonte 2BC, verifica-se grão de quartzo bem rolado fosco, rolado brilhante e não desgastado (Figura 37G1), além de nódulo formado em material vulcânico (Figura 37G3).

Os fragmentos maiores de basalto preservam cavidades revestidas por celadonita e com preenchimento interno por minerais secundários diversos (Figura 37G2). Ainda, o arredondamento desses materiais (Figura 37G4) marcam um retrabalhamento anterior à alteração química e concentração de óxidos e hidróxidos de ferro.

Em campo, são verificados nos limites S2-S3 a ocorrência de pavimentos de material ferruginoso, que pode tratar-se de acumulação em contexto de estabilidade favorável aos processos de erosão geoquímica do relevo. Esses cascalhos lateríticos, representados por nódulos de ferro, marcam a base da S2 e que a partir de erosão e remobilização desse material foram dispostos em porções topograficamente mais rebaixadas. Ainda, a ocorrência de grãos de quartzo foscos e bem rolados podem ser diretamente associados aos arenitos da Formação Botucatu, que ocorrem intercalados aos derrames basálticos.

O nível cascalhento no perfil marca um momento de predomínio da morfogênese, com deposição sobre um substrato de basalto em retrabalhamento. Posteriormente, teve-se o recobrimento desse pavimento com material mais argiloso de origem coluvionar, que constitui os horizontes mais superficiais. Por fim, a diferenciação dos horizontes mais profundos abaixo da *stone line* é associada a intensificação da frente intempérica e pedogenética, responsáveis por aprofundar o manto de alteração e formar solos a partir da alteração do próprio substrato rochoso.

Acerca das principais características morfológicas e morfoscópicas entre as frações grossas dos Latossolos para cada SG, predominam-se a ocorrência expressiva de nódulos de argila para a S1, fragmentos de quartzo não desgastado e nódulos metálicos para a S2, e nódulos foscos bem magnéticos e maior concentração de quartzo arredondado para a S3. Assim, a análise da fração grossa colaborou de forma positiva com evidências das principais contribuições dos materiais-fonte na formação e diferenciação dos Latossolos para as três S3 reconhecidas.

5.5. Descrição micromorfológica do Latossolo Vermelho (S3)

A descrição micromorfológica dos horizontes do Latossolo Vermelho (S3) estão detalhados no Quadro 10. O fundo matricial corresponde à fração fina (argila), fração grossa (silte, areia e maiores) e os poros.

De maneira geral, a fração grossa aumenta dos horizontes superficiais em direção à *stone line*, de 25 a 60%, atenua-se no horizonte abaixo do pavimento detrítico (2Bw), com 25%, e ganha expressividade novamente em profundidade, atingindo até 65% no BC. Esse comportamento é justificável especialmente pelo aumento da fração areia e cascalho, visto que para os horizontes acima do pavimento tem-se um enriquecimento de material transportado/retrabalhado, enquanto os horizontes abaixo possuem maior fração grossa em virtude da presença do substrato rochoso remanescente, em processo de alteração.

A porosidade também é variável em profundidade, e está diretamente associada ao grau pedogenético do horizonte, em concordância com a distribuição relativa predominantemente enáulica, atingindo valores de 30%. As distribuições porfírica aberta apresentam as menores porosidades em virtude da microagregação incipiente, que resulta em reduzida porosidade inter-agregado. A fração fina é constituída por argila e óxidos de ferro, composição típica de Latossolos. Não são identificadas fábricas birrefringentes, exceto no horizonte Bw2 que aparece de maneira rara e associada à orientação de argila em canal de raiz (poroestriada).

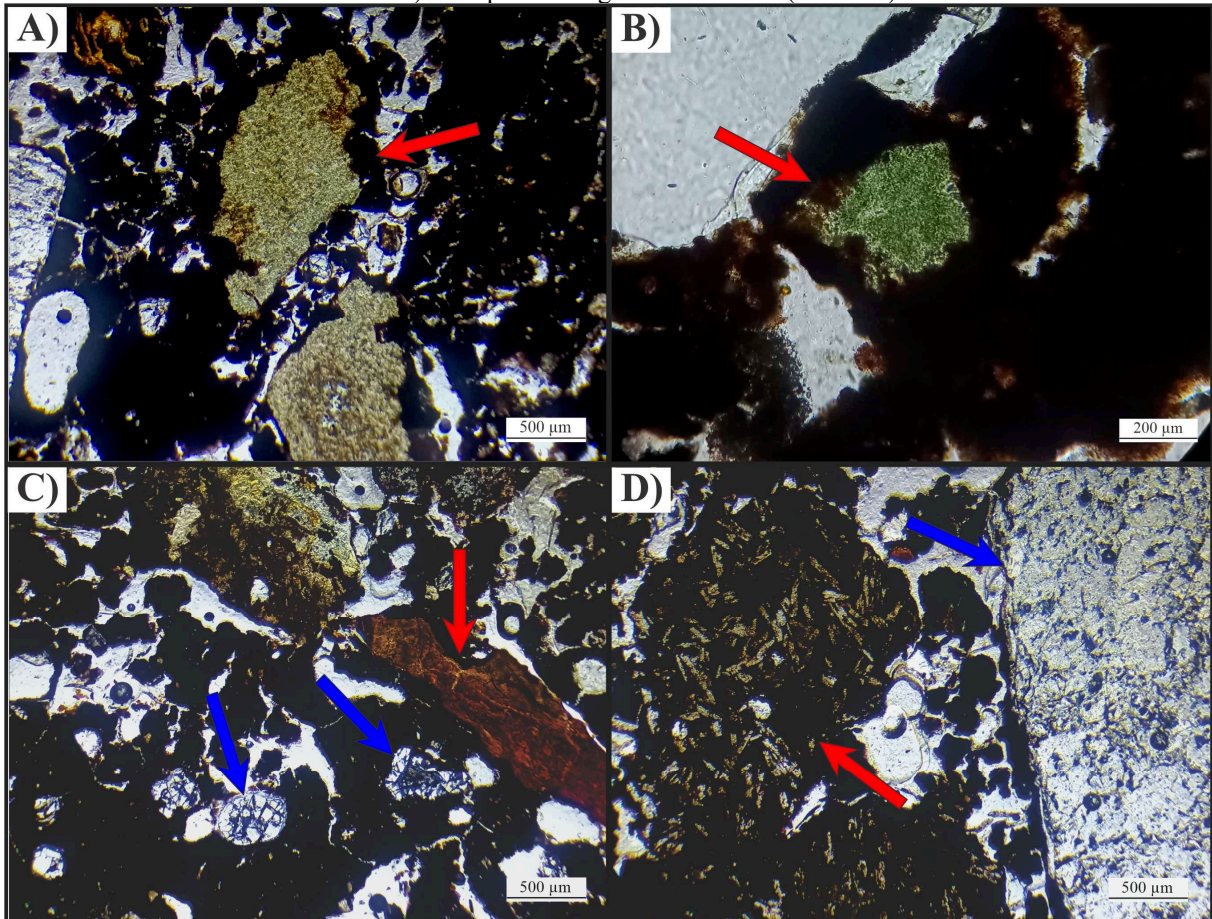
O horizonte Bw1 apresenta distribuição porfírica-enáulica (Figura 38), sob pedalidade moderada e fraca subordinada, com grânulos pequenos à médios e estrutura maciça. Verifica-se fragmentos de basalto e minerais secundários associados, sobretudo celadonita (Figura 37A), que se encontra em avançado estágio de desagregação (Figura 38B) ou substituída por óxidos de ferro, como goethita e limonita (Figura 38C). Além disso, grãos de quartzo bem arredondados a sub-angulosos, comumente fraturados, compõem a fração grossa desse horizonte. Ocorrem fragmentos de basalto na fração areia grossa (Figura 38D), em contraste com quartzo com dimensões proeminentes. Acerca das feições pedológicas, verifica-se evidente bioturbação, sobretudo por raízes, que favorece a porosidade e o desenvolvimento do horizonte. A desagregação de basalto e materiais associados favorecem a formação da fração fina do horizonte Bw1.

Quadro 10. Descrição micromorfológica de Latossolo Vermelho em S3.

PERFIL: Latossolo Vermelho (Stone line) - 861 m										
Horizonte/ Camada	Prof. (cm)	Domínio	Fundo Matricial	Distribuição Relativa. GF	Fração Grossa	Fração Fina	Poros	Microestrutura	Fábricas birrefringentes	Feições Pedológicas
Bw1	110	1	Fração grossa: 25% Fração fina: 50% Poros: 25%	Porfírica- enáulica. G/F 2µm: 1/2	Grãos de quartzo fraturados, arredondados a subangulosos, na fração areia média e fina. Ocorre quartzito e vulcânica alcalina (raros). Fragmentos de basalto bem alterados, subarredondados, e pouco frequentes	Composição: argila e óxidos de ferro	Cavidades do tipo orto, de tamanho pequeno a grande. Ocorrem também canais alongados, de espessura variável. Fissuras são restritas.	Grânulos pequenos e médios, além de estrutura maciça. Pedalidade mediamente desenvolvida associada aos grânulos, com pedalidade fraca subordinada.	Indiferenciada	Canais alongados sinuosos e pouco alisados com raízes. Avançado estágio de alteração de fragmentos líticos. Estrutura maciça derivada de compactação mecânica superficial.
Bw2	155	1	Fração grossa: 25% Fração fina: 45% Poros: 30%	Enáulica- porfírica. G/F 2µm: 5/9	Fragmentos de basalto alterados e nódulos de ferro, subangulosos a subarredondados, tamanho areia média e grossa. Grãos de quartzo subangulosos a arredondados, com predomínio de areia grossa e fina.	Composição: argila e óxidos de ferro	Cavidades do tipo orto e juntas (fissuras) de tamanho médio, além de canais alisados de dimensões de 30 a 80 mm.	Grânulos subarredondados, médios a pequenos. Pedalidade bem desenvolvida.	Poroestriada (rara).	Revestimento de argila em raiz (raro), óxido de ferro em basaltos e alteração quase que completa dos basaltos.
		2	Fração grossa: 55% Fração fina: 25% Poros: 20%	Porfírica- enáulica. G/F 2µm: 2,2/1	Fragmento de basalto e nódulos de ferro, subarredondados a angulosos, de fração areia média a grossa. Grão de quartzo de veio com deformação/recristalização, subarredondados, de tamanho areia muito grossa a seixo.	Composição: argila e óxidos de ferro		Grânulos subangulosos a subarredondados, médios a pequenos. Pedalidade mediamente desenvolvida.		Óxido de ferro em basaltos e alteração quase que completa dos basaltos. Maior porosidade e solo mais granular que os demais horizontes.
Stone line	220	1	Fração grossa: 60% Fração fina: 20% Poros: 20%	Porfírica aberta. G/F 2µm: 3/1.	Grãos de quartzo mal selecionados, angulosos a subarredondados, deformados/recristalizados (quartzitos e quartzos de veio). Basaltos com revestimento por óxi-hidróxidos de ferro. Arenitos monominerálicos e bimodais, de cascalho a areia grossa, mal selecionados, com revestimento dos grãos por óxidos de ferro. Nódulos arredondados a subarredondados de tamanho areia muito grossa.	Composição: argila e óxidos de ferro	Cavidades do tipo orto, juntas de tamanho médio, cavidades pouco arredondadas, além de fissuras médias a grandes.	Grânulos, sub angulares a subarredondados. Pedalidade fraca com porções pontuais de mediamente desenvolvidas. Agregados fracamente a moderadamente desenvolvidos e parcialmente acomodados.		Nódulos ferruginosos e fragmentos de basalto em degradação, com alteração completa de minerais primários. Revestimento de óxidos de ferro na fração grossa e bioturbação por raízes. Fissuras derivadas de baixa pedalidade e intenso tráfego rodoviário próximo.
2Bw	242	1	Fração grossa: 25% Fração fina: 50% Poros: 25%	Enáulica- porfírica. G/F 2µm: 1/2	Grãos de quartzo, areia média a muito fina, subangulosos a arredondados. Fragmentos de basalto e nódulos ferruginosos, de fração areia grossa e muito grossa, subarredondados a subangulosos. Cristais de goethita e fragmentos de rocha vulcânica alcalina (raro).	Composição: argila e óxidos de ferro	Cavidade do tipo orto e planares (juntas), de tamanho pequeno e médio, secundariamente.	Grânulos, sub angulares a subarredondados, parcialmente acomodados. Pedalidade moderada a desenvolvida.	Indiferenciada	Preenchimentos incompletos e canais associados a bioturbação, por raízes finas e compridas. Nódulos de ferro pequenos e revestimento de óxidos em processo de degradação.
2BC	274	1	Fração grossa: 60% Fração fina: 25% Poros: 15%	Porfírica aberta. G/F 2µm: 6,5/2	Grãos de quartzo, subarredondados a angulosos, mal selecionado, bem fraturados. Fragmentos de basalto alterados de tamanho areia grossa a cascalho. Nódulos ferruginosos pequenos dispersos no material fino.	Composição: argila e óxidos de ferro	Predominam cavidade orto, fissuras e canais (formados por raízes), respectivamente.	Grânulos pequenos subangulosos a subarredondados, parcialmente acomodados, e microagregados maciços. Pedalidade moderadamente desenvolvida.		Alteração completa de minerais primários do basalto, com preservação da textura intergranular. Óxidos de ferro e goethita dispersos na fração fina.
		2	Fração grossa: 65% Fração fina: 20% Poros: 15%	Porfírica aberta. G/F 2µm: 6,5/2	Basalto de tamanho cascalho, com comum ocorrência em forma de placas (esfoliação esferoidal). Também, grãos de quartzo, subarredondados a angulosos, além de pequenos nódulos dispersos. Material vulcânico verde.	Composição: argila e óxidos de ferro	Cavidades orto, fissuras médias e pequenas, além de porosidade planar.	Microestrutura maciça e com fissura, além de blocos angulosos subordinados, de tamanho grande. Pedalidade fracamente desenvolvida.		Alteração completa dos minerais primários do basalto. Óxidos de ferro dispersos na fração fina. Revestimento de goethita nas bordas e fraturas do basalto, em processo de degradação.

Fonte: De autoria própria.

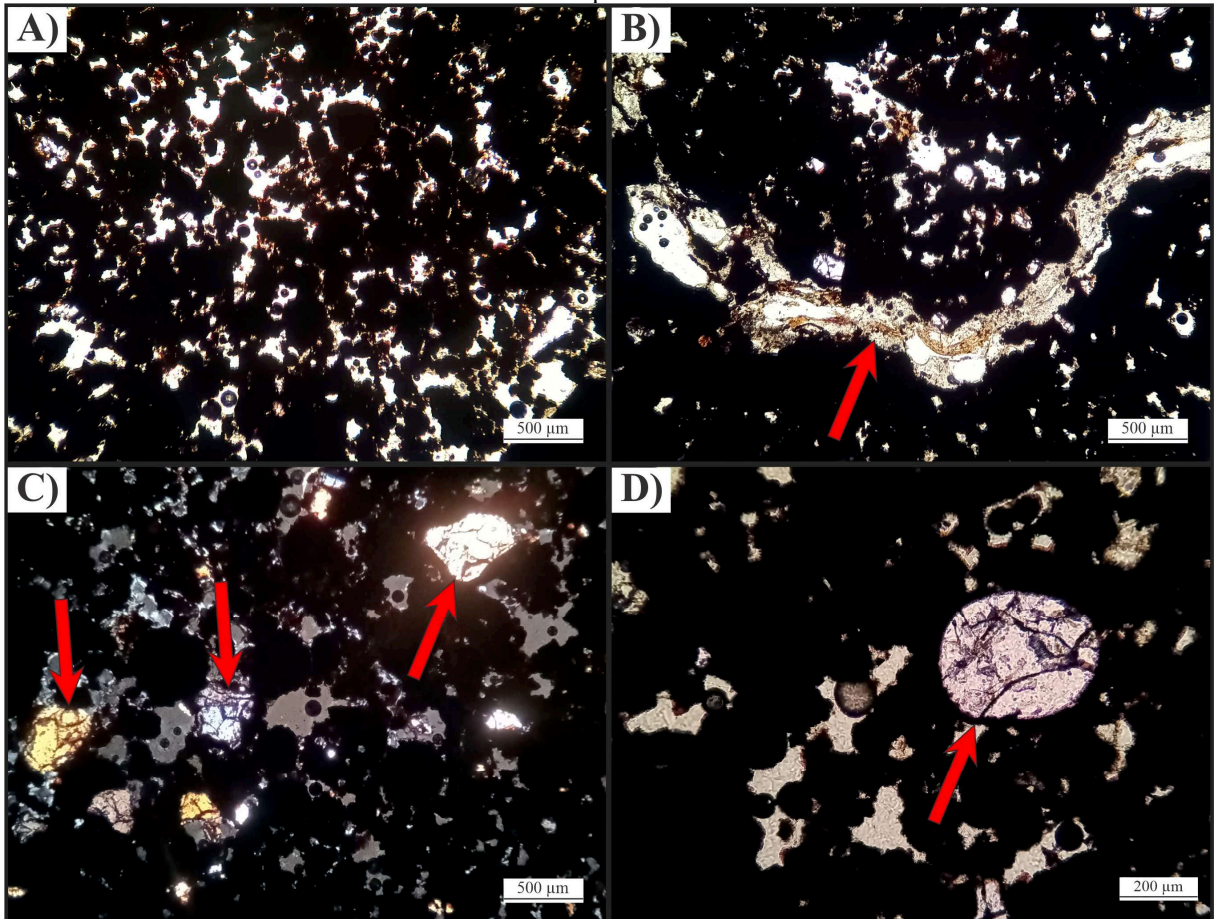
Figura 38. Materiais diversos em horizonte Bw1 de distribuição enáulica-porfírica, em nicóis paralelos. A) Celadonita revestida por óxido de ferro (seta). B) Grão de celadonita em desagregação, favorecendo a formação da fração fina (seta). C) Substituição de celadonita por óxidos de ferro (seta vermelha), além de grãos de quartzo fraturado e com distintos graus de arredondamento (seta azul). D) Fragmentos de basalto alterado (seta vermelha) e de quartzo de grande dimensão (seta azul).



Fonte: De autoria própria.

O horizonte Bw2 possui distribuição variável entre enáulica-porfírica (Figura 39A) e porfírica-enáulica, com dois domínios diferenciáveis, sob pedalidade bem a mediamente desenvolvida, com grânulos e blocos pequenos subarredondados e subangulosos. É verificado intensa bioturbação, registrada em forma de canais com raízes (Figura 39B), sobretudo no primeiro domínio. Ocorrem nódulos pequenos e basaltos bem alterados, além de quartzos de fonte sedimentar e de veio que marcam um retrabalhamento do topo da *stone line* (Figuras 39C e 39D), evidenciado no segundo domínio. Esse horizonte apresenta a maior porosidade e melhor individualização dos microagregados (granular) em relação ao perfil, com uma diferenciação em profundidade acerca de maior contribuição de material transportado em proximidade ao pavimento detrítico.

Figura 39. Materiais e feições pedológicas em distribuição enáulica a porfírica, do horizonte Bw2. A) Distribuição enáulica-porfírica, em nicóis paralelos. B) Canal irregular e sinuoso formado a partir de raízes (seta), com resquícios dispersos na cavidade, em nicóis paralelos. C) Grãos subarredondados a sub-angulosos de quartzo (setas) em proximidade à *stone line*, em nicóis cruzados. D) Grão de quartzo bem arredondado, em nicóis paralelos.



Fonte: De autoria própria.

A *stone line* é constituída por material muito diversificado, incluindo extraclastos de arenito, quartzito, fragmentos de basalto, além de nódulos e minerais secundários (Figura 40). Os basaltos possuem dimensão variada e com certo arredondamento (Figura 40A1), cuja textura intergranular reliquiar facilita a identificação desse litotipo, apesar da alteração completa dos plagioclásios (Figura 40A2).

Foram reconhecidos dois tipos de arenito, ambos monominerálicos, revestidos e preenchidos por óxido de ferro vermelho (Figura 40B1 e 40C1). O arenito I é caracterizado por ser mal selecionado, constituído predominantemente por areia fina, subangulosos a arredondados, em que grãos maiores (areia média) apresentam melhor arredondamento. Por outro lado, o arenito II é caracterizado pela bimodalidade, subarredondados a arredondados, de fração fina a média, cujos grãos maiores são mais arredondados. Além disso, o arenito II possui revestimento de óxido de ferro preto em todos os grãos (Figura 40C2), além do preenchimento

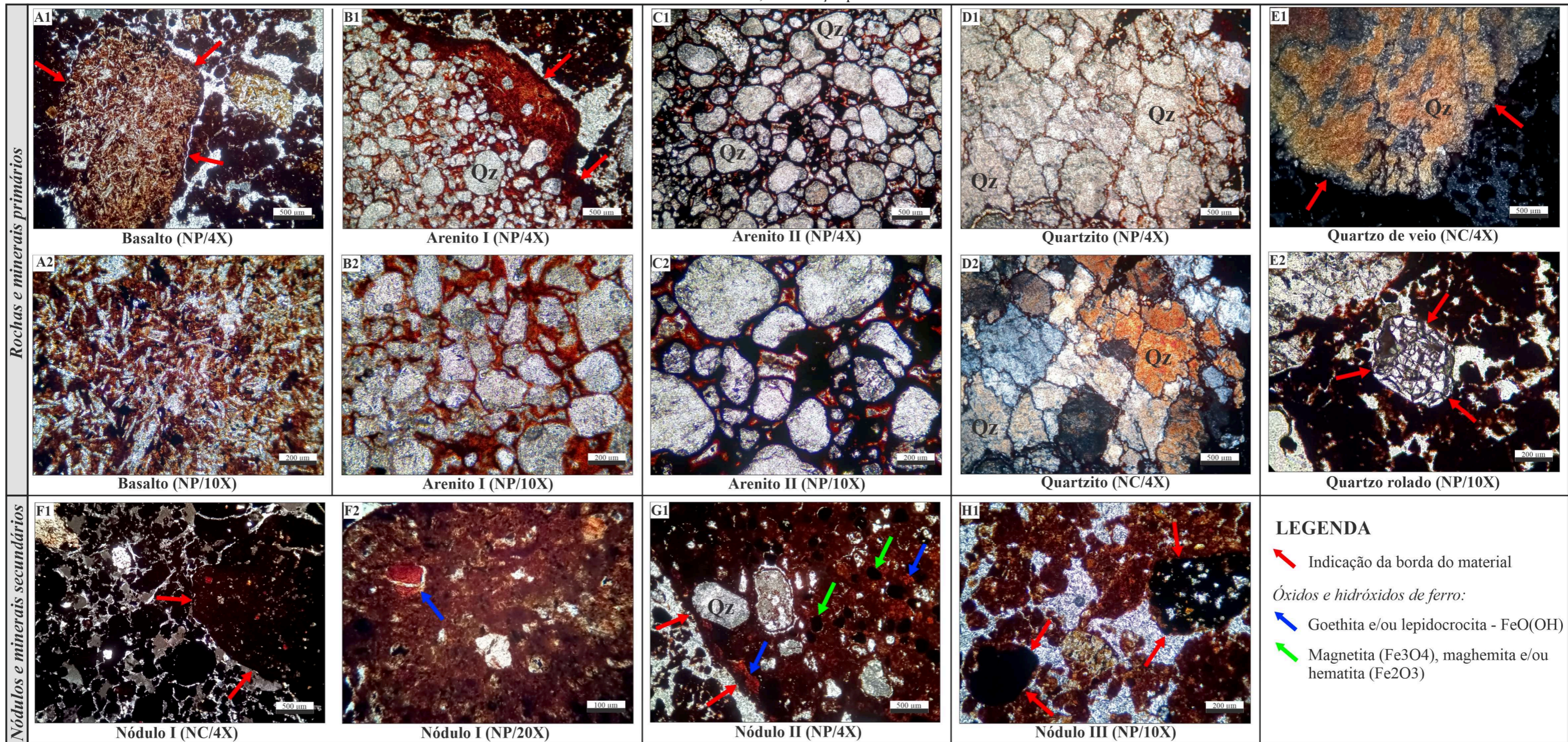
por óxido vermelho similar ao arenito I (Figura 40B2), que permite inferir o acúmulo desse material na superfície dos grãos em processos pré-sedimentação final.

Cavalcanti et al. (2022) descreve os arenitos da Formação Botucatu na região de Uberaba, dispostos em forma de *intertraps* nos derrames da Formação Serra Geral, como constituído por grãos arredondados e cobertos por uma película fina de óxidos/hidróxidos de ferro. Nessa perspectiva, em consideração ao revestimento de óxidos nos arenitos da Formação Botucatu, associado ao ambiente desértico, além da bimodalidade, supõe-se que o arenito II possa ser correlato a essa unidade. Por outro lado, o arenito I pode ser derivado do retrabalhamento de unidades da Bacia Bauru, cujo preenchimento e revestimento do clasto por óxido vermelho seria atribuído por processos instalados após sedimentação final, durante a formação das coberturas superficiais. A desagregação de ambos os arenitos contribui com a presença de grãos de quartzo com diversificados graus de arredondamento e tamanho para os horizontes do Latossolo Vermelho da S3.

Foi reconhecida a ocorrência de quartzito (Figuras 40D1 e 40D2), marcados pelo contato serrilhado e deformação, além de fraturas e desagregação intensificados pelos processos de sedimentação e de pedogênese. Quartzo de veio (Figura 40E1), comumente deformados e com textura sacaroidal, correspondem às frações mais grossas em lâmina, em contraste aos grãos de quartzo arredondados e fraturados em fração areia média a fina (Figura 40E2). Assim, esses distintos materiais contribuem com a diversidade de quartzo em natureza, forma e tamanho para os horizontes, que condiz com características verificadas em descrição morfológica e morfoscópica.

Os minerais secundários foram classificados como hidróxidos de ferro do tipo goethita e/ou lepidocrocita, com variação entre laranja a amarelo, comumente em forma de cristais ou revestimento (FRANK, 2018). Por outro lado, a forma criptocristalina, isotrópica em nicóis cruzados, é tratada como limonita (mistura de hidróxidos de ferro), que reveste principalmente os fragmentos de basalto e de celadonita (FRANK, 2018). Nódulos opacos, magnéticos e comumente esféricos foram classificados como magnetita, maghemita ou hematita, cuja transformação parcial não pôde ser reconhecida. Verificou-se a ocorrência de três tipos de nódulos diferenciáveis em lâmina: nódulo I, nódulo II e nódulo III.

Figura 40. Materiais constituintes da *stone line* do Latossolo Vermelho (S3), sob microscópio petrográfico. A1) Fragmento de basalto. A2) Ampliação do basalto que permite visualizar a textura intergranular remanescente, apesar da alteração dos plagioclásios. B1) Borda de arenito I, mal selecionado com revestimento por óxidos de ferro vermelho. B2) Ampliação do arenito I, cujos grãos são revestidos por óxidos similar à borda. C1) Arenito II, bimodal, cujos grãos areia média são arredondados e os grãos areia fina possuem menor arredondamento. C2) Ampliação do arenito II permite visualizar revestimento dos grãos por óxido de ferro preto, além de óxidos vermelhos nos poros, similar ao contexto do arenito I. D1) grãos de quartzo com contato serrilhado e intensa deformação em nicóis paralelos. D2) o mesmo quartzito em nicóis cruzados. E1) Quartzo de veio fraturado e com textura sacaroidal. E2) Quartzo rolado bem fraturado. F1) Nódulo I, de cor marrom e com cristais em seu meio. F2) Ampliação do Nódulo 1, com cristais de óxido e hidróxidos de ferro alaranjados a amarelados, possivelmente de goethita e/ou lepidocrocita. G1) Nódulo II, com inclusão de quartzo arredondado, revestimento e inclusão de óxidos e hidróxidos alaranjados (goethita ou lepidocrocita). H1) Nódulo III, de coloração preta.



Fonte: De autoria própria.

O nódulo I (Figura 40F1) é caracterizado por coloração marrom avermelhada e com inclusão de minerais secundários, sobretudo goethita e/ou lepidocrocita (Figura 40F2). Por outro lado, o nódulo II (Figura 40G1) possui inclusão de quartzo arredondado, além de óxido de ferro diverso tanto em forma de micronódulos imersos ou por revestimento. O nódulo III (Figura 40H1) é caracterizado por coloração preta uniforme, podendo ter inclusão de cristais de goethita e/ou lepidocrocita, com bordas em microagregação.

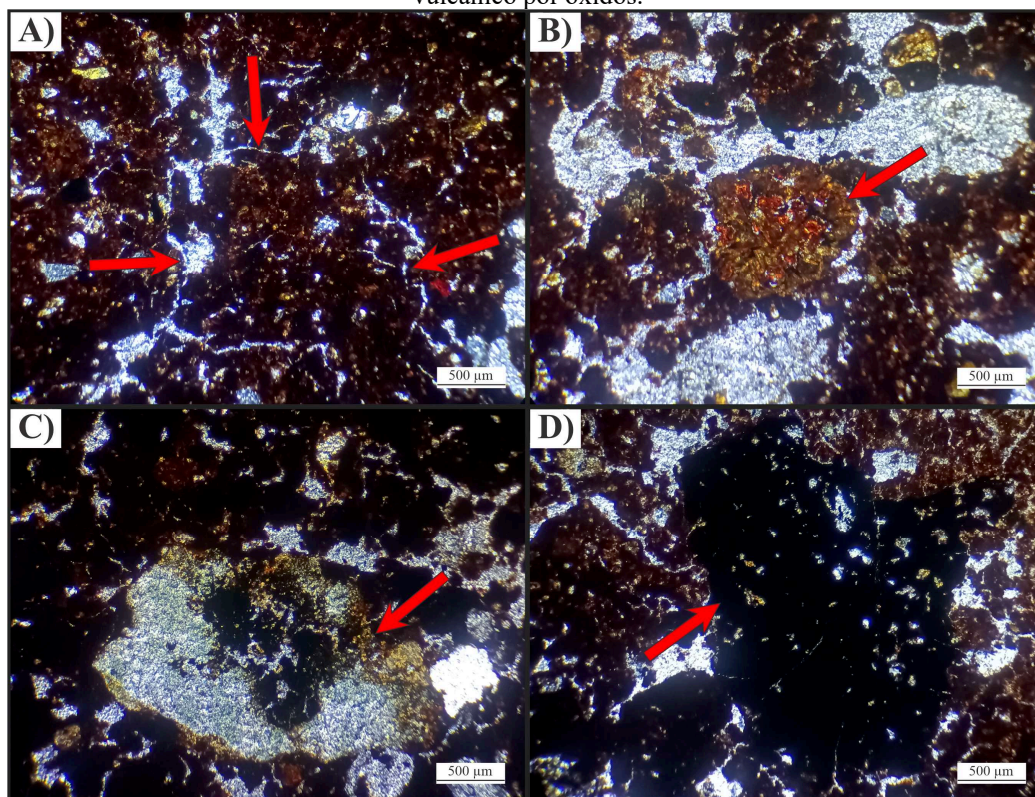
Os nódulos parecem ser diferenciáveis quanto ao material de formação. O nódulo do tipo I possui cor marrom avermelhada similar à fração fina, ausência de quartzo e com óxidos de ferro imersos, possivelmente derivado de alteração de basalto, visto que os piroxênios e minerais primários de magnetita podem contribuir com a formação de óxidos.

Os nódulos do tipo II também possuem coloração correlata à fração fina, porém com quartzo retrabalhado imerso, similar aos nódulos com inclusão verificados na descrição morfológica e morfoscópica. Possivelmente, esse tipo de nódulo tenha se desenvolvido pela própria concentração e agregação de óxidos de ferro no perfil do solo em contexto favorável, como resultado dos processos pedogenético nas coberturas lateríticas.

Os nódulos do tipo III são distinguíveis pela cor preta e por serem facilmente desagregados em fração fina. Em lâmina e em descrição macroscópica, verifica-se nódulos pretos homogêneos formados por substituição de celadonita por óxidos de ferro. Nessa perspectiva, os nódulos do tipo III seriam correlacionáveis àqueles não magnéticos derivados de alteração de fragmentos microcristalinos de celadonita associada aos materiais vulcânicos.

O horizonte 2Bw possui distribuição enáulica-porfírica, sob pedalidade moderada, caracterizada por grânulos e blocos. Certas porções desse horizonte possuem uma distribuição mais porfírica, com nítida microagregação do da fração fina em blocos (Figura 41A). Verifica-se a contribuição do material da *stone line* pela ocorrência de quartzos diversos, além de grãos de basalto com óxidos de ferro, de goethita e/ou lepidocrocita (Figura 41B), possivelmente em estágios iniciais de formação de nódulo do tipo I. Verifica-se também fragmentos de materiais vulcânicos com substituição do centro do material (Figura 41C) ou de forma totalizada (Figura 41D) por óxidos, responsável pela formação de nódulos pretos e opacos, similares ao tipo III.

Figura 41. Micromorfologia do horizonte 2Bw, em distribuição enáulica-porfírica, em nicois paralelos. A) Porção predominantemente porfírica, individualização em bloco (setas). B) Grão de basalto com óxidos (seta); C) Fragmento de material vulcânico com centro substituído por óxidos (seta); D) Substituição total de material vulcânico por óxidos.



Fonte: De autoria própria.

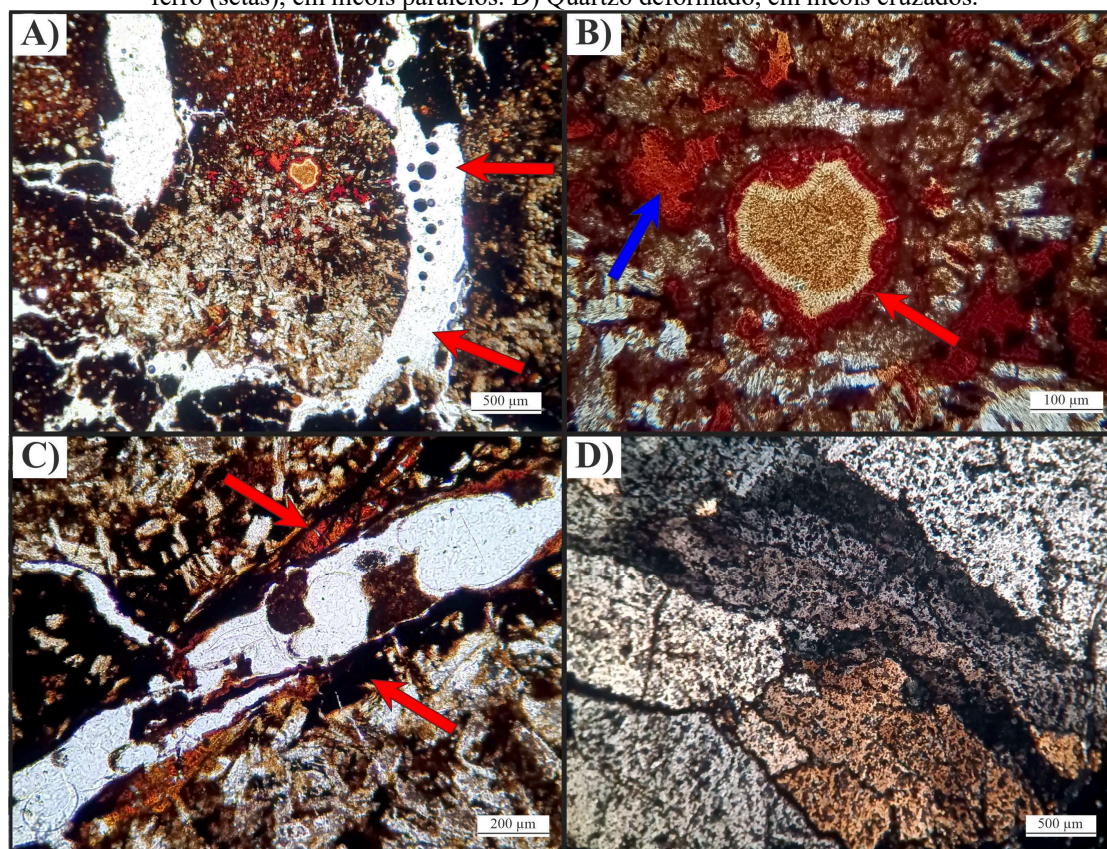
De maneira geral, para o horizonte 2Bw, os nódulos ocorrem bem dispersos no plasma, com tamanhos, formas e tipos variados. Além disso, acerca das feições pedológicas, esse horizonte possui uma redução de canais derivados de bioturbação quando comparado aos horizontes acima da *stone line*.

O horizonte 2BC apresenta dois domínios com distribuição porfírica aberta e menor porosidade no perfil (15%), sob fraca pedalidade. Ocorrem em abundância fragmentos de basalto, em que é possível verificar a esfoliação esferoidal dessa litologia que resulta em porosidade planar a convexa (Figura 42A). Os basaltos possuem vesículas comumente revestidas por goethita e/ou lepidocrocita, com ou sem franjas de argilominerais não diferenciáveis em microscópio óptico, além de preenchimento nos interstícios dos grãos por óxidos/hidróxidos de ferro (Figura 42B). Tolotti (2018) reconheceu, para os basaltos da Província Magmática do Paraná, o preenchimento de vesículas por crescimento radial e intercalado entre celadonita e esmectita, como produto de processos pós-magmáticos.

O revestimento por óxidos de ferro (preto, laranja e amarelo) (Figura 42C) pode ser derivado da substituição de minerais secundários formados em processos hidrotermais no basalto, como a celadonita, por exemplo. Por fim, apesar da expressiva contribuição de basalto

em profundidade, encontram-se fragmentos de quartzo deformado (Figura 42D) e grãos com diferentes arredondamentos.

Figura 42. Rochas e minerais em horizonte 2BC: A) Fragmentos de basalto com porosidade planar a convexa (setas), em nicóis paralelos. B) Goethita e/ou lepidocrocita em vesícula de basalto (seta vermelha), além preencher os interstícios dos grãos (seta azul), em nicóis paralelos. C) Revestimento do basalto por óxidos de ferro (setas), em nicóis paralelos. D) Quartzo deformado, em nicóis cruzados.



Fonte: De autoria própria.

De maneira geral, a *stone line* define claramente uma segregação entre horizontes, em que marca o principal acúmulo de material diversificado. O retrabalhamento da superfície desse pavimento e a deposição de material coluvionar (e pedogenizado) derivado de áreas mais elevadas configuram a disposição e características dos horizontes mais superficiais. Em contrapartida, os horizontes abaixo da *stone line* foram desenvolvidos principalmente pela alteração do substrato rochoso, porém, com indicativo de certa contribuição adjacente e retrabalhamento mais localizado. O arredondamento dos fragmentos de basaltos e materiais vulcânicos associados reforçam a erosão do topo do derrame. A ocorrência de arenitos, quartzitos e quartzo de fonte diversa, mesmo no solo de substrato de basalto, permite apontar que os depósitos rudáceos associados as escarpas erosivas forneceram material para a pavimentação detrítica em momento de morfogênese mais efetiva, porém, também influenciou

a constituição das coberturas coluvionares em situação mais favorável ao desenvolvimento pedogenético do perfil.

5.6. Evolução do relevo e das coberturas superficiais

A superfície geomórfica S1 é caracterizada por topos tabulares, e vertentes convexas suavizadas associadas, constituídos por Latossolos Amarelos bem profundos e de textura muito argilosa. A ocorrência de couraças ferruginosas na base da cobertura configuram a estruturação e resistência desses níveis frente à erosão remontante.

A superfície geomórfica S2 é representada por topos tabulares e vertentes convexas, com ocorrência, sobretudo por Latossolos Vermelho-Amarelos profundos e de textura média, justificada pela disposição sobre os depósitos rudáceos. A base das coberturas da superfície S2 é marcada por rupturas topográficas e exposição de níveis cascalhentos em contato erosivo pelos topos dos derrames basálticos.

A superfície geomórfica S3 possui a distribuição de Latossolos Vermelhos em rampas coluvionares e com *stone lines* bem definidas em perfil, além de Cambissolos e Neossolos, esses mais restritos às porções mais dissecadas e em proximidade aos cursos d'água. Apesar da ocorrência de materiais derivados da Formação Nova Ponte para os Latossolos, verifica-se o aumento de diversidade dos materiais para as superfícies mais jovens, sobretudo na S3, que apresenta basalto e minerais secundários derivados dessas rochas vulcânicas, além do enriquecimento de quartzo sedimentar dos *intertraps* entre derrames basálticos.

Em modelo de relevo tabuliforme de Casseti (2005), a disposição horizontal de camadas basálticas e/ou sedimentos litificados, com associação de coberturas ferruginosas, marca a forma desse tipo de modelado. Casseti (2005) afirma que alternâncias climáticas, sobretudo durante o Plio-Pleistoceno, teriam sido responsáveis pela evolução horizontal do relevo, marcada pelo recuo das vertentes e entulhamento do nível de base. Segundo o autor, em clima úmido, o entalhamento dos canais permitiria a evolução vertical do relevo, enquanto em condição seca a evolução horizontal suavizaria as formas, com desagregação das camadas mais resistentes.

Em concordância com o modelo de Casseti (2005), a rede de drenagem na área de estudo corresponderia inicialmente pela orientação topográfica, em direção ao nível de base, derivada do aplainamento, neste caso associado à gênese da Formação Nova Ponte. No entanto, é provável que a drenagem tenha sido estruturada e intensificada por tectônica pós-cretácea, visto que o Ribeirão do Brejão possui expressivo lineamento de drenagem. Corsi (2003) pontua

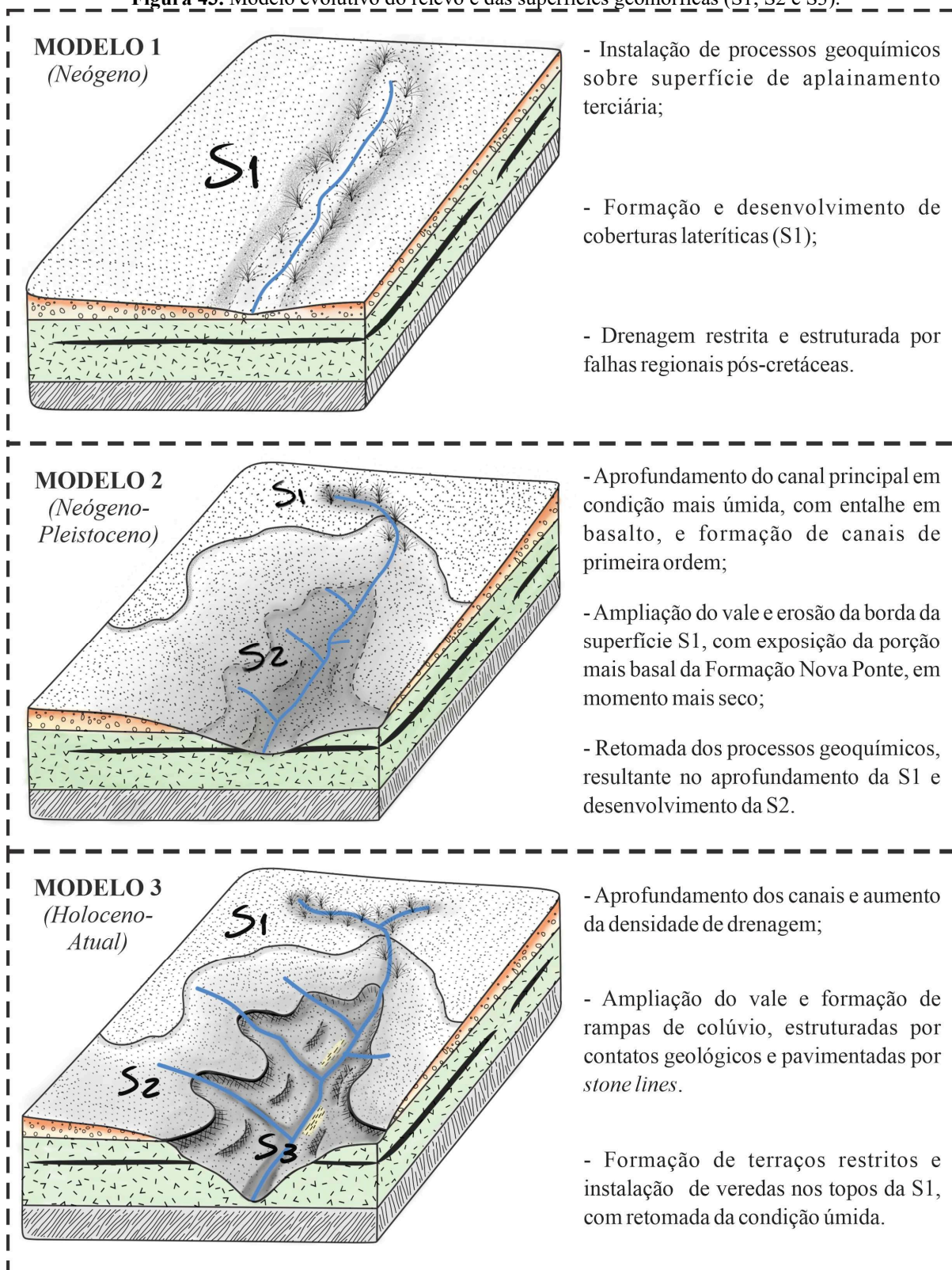
que a assimetria da rede de drenagem da bacia do Rio Araguari, marcada por afluentes com menor comprimento na margem direita, pode estar associada a basculamentos. O Triângulo Mineiro possui uma quantidade expressiva de canais de primeira ordem com direção NE-SW, em que Corsi (2003) atribui essa característica à reativação pós-cretácea de descontinuidades que condicionou a estruturação do relevo da região.

Em superfície de aplainamento formada durante o Neógeno/Paleógeno, o Modelo 1 (Figura 43) exhibe a instalação de processos geoquímicos, responsáveis pelo rebaixamento/aplainamento em uma superfície pré-estabelecida, sob clima tropical semi-úmido e com estabilidade tectônica. Com essas condições, o início do aplainamento por etchplanação marcaria o intemperismo químico e formação de um manto de alteração espesso (SALGADO, 2007), marcado pela concentração de óxidos em perfil frente ao pretérito nível de base.

Em um momento posterior e em condição mais úmida, teve-se o aprofundamento do canal principal e a formação de canais de primeira ordem, com incisão no basalto. A ampliação do vale, derivado do recuo paralelo das vertentes, estaria condicionada a um clima mais seco e responsável por pela desagregação mecânica da superfície S1 e entulhamento do vale, marcado pela suavização do modelado. Com retomada da condição favorável à etchplanação, o desenvolvimento da superfície geomórfica S2 seria marcado pela instalação de processos geoquímicos sobre materiais derivados da primeira superfície e dos níveis mais basais da Formação Nova Ponte, expresso pelo Modelo 2.

O Modelo 3 retrata a retomada da evolução vertical do modelado, com incisão nos basaltos e *intertraps*, associada ao aumento significativo da densidade de drenagem. É provável que as oscilações climáticas holocênicas, descritas por Moreira (2017) em estudo de veredas em topo de chapada, possam ter sido responsáveis pela alternância do desenvolvimento vertical e horizontal do relevo, com o aprofundamento e ampliação dos vales, formação de rampas coluvionares e de terraços mais restritos. A superfície geomórfica S3 apresentaria a contribuição da desagregação mecânica de superfícies geomórficas mais antigas, em contexto mais seco, e da alteração do embasamento basáltico, em condição mais úmida, na formação dos solos. A maior suscetibilidade do basalto frente à alteração química permitiu o desenvolvimento e expressividade em profundidade dos Latossolos Vermelhos, apesar de mais jovens que os Latossolos Vermelho-Amarelos. A exposição dos depósitos rudáceos e dos derrames basálticos em forma de rupturas topográficas podem ser indicativos do predomínio de evolução vertical frente à erosão regressiva das vertentes para um momento mais recente. Além disso, a instalação de veredas em ambientes hidromórficos de topo de chapada concorda com a condição úmida mais recente e atual.

Figura 43. Modelo evolutivo do relevo e das superfícies geomórficas (S1, S2 e S3).



Fonte: De autoria própria.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão possui três superfícies geomórficas com idades diferenciáveis, sendo elas S1, S2 e S3, da mais antiga para a mais jovem. A superfície geomórfica S1, com nível correlato à superfície de aplainamento terciária e associada à Formação Nova Ponte, teria se desenvolvido sobre os depósitos rudáceos dessa unidade geológica. Em condições tectônicas estáveis e em contexto climático favorável à etchplanação (período de biostasia), processos geoquímicos se instalaram sobre as superfícies geomorfológicas terciárias, desenvolvendo um novo rebaixamento e aplainamento em forma de topos amplos, responsável pela formação da superfície geomórfica S1 e dos solos lateríticos mais antigos, representados pelos Latossolos Amarelos.

Em um momento posterior, sob oscilações climáticas néogena-quaternárias, um novo nível de aplainamento teria sido formado em contexto de resistasia, com exposição das porções mais basais e não lateritizadas da Formação Nova Ponte. Em seguida, uma nova instalação da etchplanação seria responsável por aplainar o relevo estruturado sobre esses depósitos rudáceos e a formação de Latossolos Vermelho-Amarelos de textura média para a S2, com revestimento de óxidos e hidróxidos de ferro em minerais primários e formação de nódulos, porém mais restritos que àqueles verificados para as couraças da S1.

Dado o aprofundamento do canal em contexto úmido, a retomada do recuo das vertentes em condição de resistasia favoreceria o alargamento do Ribeirão do Brejão e a formação de *stone lines* em rampas de colúvio a partir da erosão dos depósitos rudáceos, enquanto os expressivos pavimentos detríticos às margens do Rio Araguari seriam associados às antigas planícies fluviais, em resposta ao pretérito nível de base. Possivelmente, processos geoquímicos contribuíram com os solos da S3, porém, em virtude de oscilações climáticas quaternárias e com uma tendência à condição de biostasia durante o Holoceno, não foram registrados níveis de aplainamento e sim de entalhe dos canais no embasamento cristalino, com associação de terraços fluviais restritos.

Em condição climática atual, o Rio Araguari dissecou as chapadas Uberaba-Uberlândia e Indianópolis, esta última em contribuição do Ribeirão do Brejão, e expõem os níveis de cascalheira e o embasamento cristalino da área de estudo na foz com o Araguari. Ainda, a condição úmida e a impermeabilização por encouraçamento dos topos de chapada favorece a formação de expressivas planícies de inundação e de veredas.

A alteração dos basaltos na Baixa Bacia configura o principal mecanismo para a formação de Latossolos Vermelhos da área. O antigo nível do lençol do Rio Araguari, frente

aos processos geoquímicos na S1 e S2, pode ter diferenciado às coberturas lateríticas mais avermelhadas à sudeste da área, concentrando-as próximo ao pretérito nível de base do canal. Além disso, materiais quartzosos ferruginosos e vulcânicos oriundos do recuo da escarpa e do contato erosivo do topo do derrame basáltico contribuem com a formação dos profundos, e relativamente jovens, Latossolos Vermelhos desenvolvidos na bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão.

Em suma, o estudo das superfícies geomórficas e correlação com as características geomorfológicas, geológicas e pedológicas permitiram contribuir com discussões sobre a gênese e evolução do relevo e da cobertura superficial para a área de estudo. Para trabalhos futuros, pretende-se abordar a micromorfologia para os perfis de Latossolo em superfície S1 e S2, somada à possibilidade de difração de raios X da fração argila.

Em virtude da complexidade e carência de estudos detalhados no Triângulo Mineiro, sobretudo na Chapada Indianópolis, a ampliação da análise das superfícies para o interior da chapada pode contribuir com a identificação de possíveis superfícies cretáceas. Ainda, a descrição da gênese dos níveis lateritizados e estudos geoquímicos, voltados à compreensão dos processos de etchplanação e a oscilação pretérita dos níveis de base, podem contribuir para o entendimento dos aplainamentos verificados na região.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. Etat actuel des connaissances sur les niveaux d'érosion et les surfaces d'aplanissement du Brésil. *In: CONGRÈS INTERNATIONAL DE GEOGRAPHIE*, 18., Rio de Janeiro, 1956. **Report**. New York, Union Geographique Internationale, s.d. v.5; p. 7-27.

AB'SÁBER, A. N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. **Boletim da Universidade do Paraná**, Curitiba, v. 2, 1962. p. 2-32. [Republicado em *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 6, n. 11, 1966. p. 59-80.

AB'SÁBER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. IGEOG-USP, **Boletim Geomorfologia**, SP, n 19, 1969. 38p.

ALLEN, B. K.; FANNING, D. S. Composition and soil genesis. *In: Pedogenesis and soil taxonomy. I. Concepts and interactions*. WILDING, L. P.; SMECK, N. E.; HALL, G. F. (eds). **Developments in Soil Science**, 11A. Elsevier, Amsterdam, 1983. p. 141-192.

ALMEIDA, B. G.; DONAGEMMA, G. K.; RUIZ, H. A.; BRAIDA, J. A.; VIANA, J. H. M.; REICHERT, J. M. M.; OLIVEIRA, L. B.; CEDDIA, M. B.; WADT, P. G. S.; FERNANDES, R. B. A.; PASSOS, R. R.; DECHEN, S. C. F.; KLEIN, V. A.; TEIXEIRA, W. G. **Padronização de Métodos para Análise Granulométrica no Brasil**. Rio de Janeiro: Embrapa, 2012 (Comunicado técnico 66). 11 p.

BACCARO, C. A. V.; FERREIRA, I. L.; ROCHA, M. R.; RODRIGUES, S. C. Mapa geomorfológico do Triângulo Mineiro: uma abordagem morfoestrutural-escultural. **Sociedade & Natureza**, v. 13, n. 25, 2001.p. 115-126.

BASILICI, G.; SGARBI, G. N.; FÜHR, D. B. P. F. A Sub-Bacia Bauru: Um sistema continental entre deserto e cerrado. *In*: HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (coords). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Editora Beca, 2012. p. 520-543.

BATEZELLI, A. **Análise da Sedimentação Cretácea no Triângulo Mineiro e sua Correlação com Áreas Adjacentes**. 2003. Tese (Doutorado em Análise de Bacias Sedimentares), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 2003. 183 p.

BATEZELLI, A. Continental systems tracts of the Brazilian Cretaceous Bauru Basin and their relationship with the tectonic and climatic evolution of South America. **Basin Research**, 2015. p. 1-15.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, (16 e 17): 85-116. 1965.

BOULET, R.; BOCQUIER, G.; MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. I. Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique tropicale de l'Ouest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. **Sciences géologiques Bulletin Strasbourg**, v. 30, n. 3, 1977. p. 235-243.

BOULET, R.; LUCAS, Y.; FRITSCH, E.; PAQUET, H. Geoquímica das paisagens tropicais: o papel das coberturas pedológicas. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 37 (2), 2016. p. 1-23.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil central. **Revista Brasileira de Geografia**, 32(3):3- 39, 1971.

BUCHANAN, F. Journey from through Mysore, Canara and Malabar. **Geological Magazine**, v. 11, p. 436, 1807.

BUDEL, J. Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den fenchten tropen. **Zeif. Geomorph.**, 1(2). 1957. p. 201-228.

BUDEL, J. Climatic geomorphology. Princepton, Princeton Univ. Press. 1982. 443 p.

BUZATO, E. **Distribuição atual e tipos de ferricretes nas Serras de São Pedro e Itaqueri (SP) e sua relação como relevo**. Dissertação de Mestrado (Geografia Física) – Departamento de Geografia/Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas - Universidade de São Paulo. São Paulo. 2000.

CAILLEUX, A. Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. **Mémoire de la Société Géologique de France**, vol. 46, 1942. p. 1-176.

CAILLEUX, A. La ligne de cailloutis à la base des sols jaunes. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Band I: 312 (traduzido Not. Geomorf., 4, 1959, Campinas). 1957.

CARMO, D. N.; CURI, N.; RESENDE, M. Caracterização e gênese de Latossolos da região do Alto Paranaíba (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, 8(2): 235-240, 1984.

CARVALHO, D. T. L.; BUENO, G. T.; JESUS, G. N.; ROSOLEN, V. S. Compartimentação e evolução do relevo da chapada Uberaba-Uberlândia-MG. **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, Campinas: Instituto de Geociências, UNICAMP, 2017, v. 01, p. 5967-5978.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. Goiânia: [S.I.], 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 12 fev. 2022.

CASTRO, S. S. **Micromorfologia: bases para descrição de lâminas delgadas**. UNICAMP-IG-DGEO; UFG-IESA. Campinas; Goiânia. 2ª edição, 2008. 135 p.

CASTRO, S. S.; COOPER, M. **Fundamentos de micromorfologia dos solos**. Viçosa: SBCS, 2019. 240p.

CASTRO, S. S.; COOPER, M.; SANTOS, M. C. VIDAL-TORRADO, P. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. *In*: CURI, N.; MARQUES, J. J.; GUILHERME, L. R. G.; LIMA, J. M.; LOPES, A. S.; ALVAREZ VENEGAS, V. H. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003. v.3. p.107-164.

CASTRO, S. S.; FERREIRA, R. P. D.; NETO, J. P. D. Q.; RUELLAN, A. Morfogênese e pedogênese em São Pedro (SP). **Boletim Paulista de Geografia**, (100), 2018. p. 130-155.

CAVALCANTI, J. A. D.; DANTAS, M. E.; BAPTISTA, M. C.; SCHOBENHAUS, C.; TRVISOL, A.; SEER, H.; MORAES, L. C.; RIBEIRO, L. C. B.; SILVA, J. B. **Uma contribuição a proposta geoparque Uberaba: terra de gigantes. Inventário dos geossítios e sítios da geodiversidade do município de Uberaba-MG**. CPRM: Belo Horizonte, 2022. Disponível em:<<https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/22944>>. Acesso em: 26 de jan. 2023.

CHAVES, M. L. S. C; DIAS, C. H. **Mapa Geológico e Relatório da Folha Nova Ponte SE.23-Y-C-I**, escala 1:100.000. Belo Horizonte: Programa de Mapeamento do Estado de Minas Gerais. 2017. 35 p.

COELHO; M. R.; VIDAL-TORRADO, P.; LADEIRA, F. S. B. Macro e micromorfologia de ferricretes nodulares desenvolvidos de arenito do Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 25, p. 371-385, 2001.

COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F. Stratigraphical discontinuities, tropical landscape evolution and soil distribution relationships in a case study in SE-Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 26:673-683, 2002.

CORRÊA, G. F. **Modelo de evolução e mineralogia da fração argila de solos do Planalto de Viçosa**. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa (MG), UFV, 1984. 87p.

CORSI, A. C. **Compartimentação Morfoestrutural da Região do Triângulo Mineiro (MG): Aplicado a exploração de Recursos Hídricos Subterrâneos**. Tese (Doutorado em

Geociências e Meio Ambiente), Rio Claro - SP: Universidade Estadual Paulista - UNESP: 2003. 254 p.

CUNHA, P.; JÚNIOR, J. M.; CURTI, N.; PEREIRA, G. T.; LEPSCH, I. F. Superfícies geomórficas e atributos de Latossolos em uma sequência arenítico basáltica da região de Jaboticabal (SP). **Revista Brasileira de Ciência Solo**. 2005; 29:81-90.

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. E.; CADY, J. G. Some relations among coastal plain soils and geomorphic surfaces in North Carolina. **Soil Science Society of America. Proceedings**, Madison, 34(4): 648-653. 1970.

DANIELS, R. B.; GAMBLE, E. F.; CADY, J. G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. **Advances in Agronomy**, Baltimore, v. 23, n. 1, 1971. p. 51-87.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geogr. Journ.** 14. p. 481-504. 1899.

DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *In: Revista Brasileira de Geografia*, IBGE, Rio de Janeiro. 5 (4): 523-550. 1944.

DIAS, J. A. **A análise sedimentar e os conhecimentos dos sistemas marinhos**. Faro: Universidade do Algarve, Portugal, 2004. 84 p.

DIXON, J. B. Kaolin and serpentine group minerals. *In: DIXON, J. B. & WEED, S. B. (eds.). Minerals in soil environments*. Madison, **Soil Science Society of America**, 1989. p. 467-526.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 5. ed. (revisado e ampliado) - Brasília, DF. 2018. 356 p.

ERHARTT, H. Biostasie et rhesistasie: esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogenèse en tant que phénomène géologique. **Comptes Rendues Academie des Sciences Française**, n. 241, 1955. p. 1218-1220.

ERHART. H. **La génèse des sols en tant que phénomène géologique**. Paris, Masson ed., 90p. 1956.

ESPINDOLA, C. R. Material de origem do solo. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 38(1), 2017. p. 59-70.

ESPINDOLA, C. R.; DANIEL, L. A. Laterita e solos lateríticos no Brasil. **Boletim Técnico da FATEC-SP**, BT/ 24, 2008. p. 21-24.

FEDERAL GEOGRAPHIC DATA COMMITTEE (FGDC). **Digital cartographic standard for geologic map symbolization**. Technical Report FGDC-STD-013-2006, Federal Geographic Data Committee (FGDC). 2006. Disponível em:<<https://pubs.usgs.gov/tm/2006/11A02/>>. Acesso em: 16 de set. de 2022.

FELTRAN FILHO, A. **A estrutura das paisagens nas chapadas do oeste mineiro**. Tese (Doutorado em Geografia Física) FFCLH – USP. São Paulo, 1997.

FERNANDES, L. A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998. 216 p.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, 30:717-728. 2000.

FERRARI, P. G. Formação Nova Ponte, uma entidade terciária. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, e SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE GOIÁS, 1, 1989. **Anais [...]**. Belo Horizonte, Núcleo de Minas Gerais e Núcleo de Brasília da Sociedade Brasileira de Geologia, 1989, p. 105-109.

FRANK, H. **Guia de Minerais Transparentes ao Microscópio Petrográfico**. Porto Alegre, UFRGS. Departamento de Mineralogia e Petrologia, Apostila. 213 p. 2018. Disponível em:<<https://www.ufrgs.br/minmicro/GuiaPPTtransparentes.pdf>>. Acesso em: 28 nov. 2022.

GONÇALVES, M. M. **Estudo dos materiais superficiais da região de Ribeirão Preto – SP e suas relações com elementos morfológicos da paisagem**. Tese (Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação). Instituto de Geociências/USP, São Paulo, 1978.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**. Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, 11:1-31. 1990.

HIRUMA, S. T. Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de seixos. *Revista do Instituto Geológico*, 2007. p. 53-64.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Ortomosaicos da folha SE.-Y-C-I-2-NE, pertencentes as articulações MI-2489-2-NE e MI-2489-2-NO, com escala 1:25.000**. 2005. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 12 de fev. de 2019.

_____. **Mapa de Unidades do Relevo do Brasil**. Escala 1: 5.000.000, 2006. Disponível em:<https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/geomorfologia/mapas/brasil/relevo_2006.pdf>. Acesso em: 12 fev. 2022.

_____. **Manual Técnico de Pedologia**. 3. ed. Rio de Janeiro, RJ: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2015. 430 p. Disponível em:<<https://biblioteca.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 18 set. 2022.

IRELAND, H. A.; SHARPE, C. F. S.; EARGLE, D. H. **Principles of gully erosion in the Piedmont of South Carolina**. U.S. Dep. Agr. Tech. Bull. 1939. p. 633.

KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Relações entre óxidos de ferro e a cor de solos caulínicos do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 7: 27-31, 1983.

KELLOG, C. E. Preliminary suggestions for the classification and nomenclature of great soil groups in tropical and equatorial regions. **Commonwealth Bureau of Soil Science. Technical Communication**, 46: 76-85, 1949.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: Uma revisão. **Geonomos**, 5:17-40, 1997.

- KING, L. C. Canons of Landscape evolution. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 64. p. 721-752. 1953.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*. v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.
- KING; L. C. **The morphology of the Earth. A study and synthesis of World Scenery**. Oliver and Boyd, Edinburgh, London, 1962. 699 p.
- LACROIX, A. Les laterites de la Guinée et les produits de altération qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat.*, Paris, T. V fasc. 2. 1913.
- LADEIRA, F. S. B. Paleosols and Cenozoic Paleoenvironmental Reconstruction of the Serra de Itaqueri, São Paulo, Brazil. *In: 1st Meeting of the Latinamerican Group of the Inqua Paleopedology Commission & Intercongress Workshop of the Inqua Project, Anillaco. Anais [...].* 2002.
- LANZA, D. A.; LADEIRA, F. B. Mapeamento, caracterização e correlação de superfícies de aplainamento no leste de Goiás, norte de Minas Gerais e oeste da Bahia. *In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Foz do Iguaçu, PR, Brasil. Anais [...].* 2013. p. 3550-3556.
- LEPSCH, I. F. Superfícies geomorfológicas e depósitos superficiais neocenozóicos em Echaporã, SP. **Boletim Paulista de Geografia**, 53:5-34, 1977.
- LEPSCH, I. F. **19 lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456 p.
- LEPSCH, I. F.; BOUL, S. W.; DANIELS, R. B. Soil landscape relationships in the occidental plateau of São Paulo, Brazil: I geomorphic surfaces and soil mapping units. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, 41:104-109. 1977.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; SALES, V. C. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 1. Esp, 2010. p. 6-19.
- MAMEDE, C. G. **Imagens anaglifo: uma avaliação sob o ponto de vista da biofísica**. Dissertação (Mestrado em Ciência Geodésica e Tecnologia da Informação), Universidade Federal de Pernambuco. 2014. 113 p.
- MARQUES, J. J.; DARRELL, G. S.; NILTON, C.; STANLEY, A. M. Major element geochemistry and geomorphic relationships in Brazilian Cerrado soils. **Geoderma**, v. 119, n. 3-4, 2004. p. 179-195.
- MEIS, M. R. M.; MOURA, J. R. S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution; southeastern Brazilian Plateau. **American Journal of Science**, 284(3), 1984.
- MELFI, A. J. **Lateritas e processos de laterização – Aula inaugural de 1994**. São Carlos: EESC/USP, 1994.
- MELO, M. S.; CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J.; SAADI, A.; MELLO, C. L. Processos e produtos morfogenéticos continentais. *In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.;*

OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 258-275.

MENEZES, M. L. N.; CARVALHO, V. L. M.; CRUZ, L. O. M.; VALADÃO, R. C. Caracterização das formações superficiais em uma vertente do córrego do Quebra – Depressão de Gouveia/MG. *In: Simpósio Nacional de Geomorfologia*, 6, Goiânia. **Anais [...]**. Goiânia, 2006.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais. p. 265-279. 2004.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. *In: MELFI, A. J.; CARVALHO, A. (orgs.) Laterisation Processes*. Proceedings II International Seminar on Laterisation Processes. São Paulo, Brasil. 1983. p. 53-63.

MIYAZAKI, L. C. P.; OLIVEIRA, A. A. G. Análogo, fotointerpretação e imagens do Google Earth como alternativa para elaboração do mapeamento geomorfológico da Serra do Corpo Seco-Ituiutaba-MG (Brasil). **Physis Terrae - Revista Ibero-Afro-Americana de Geografia Física e Ambiente**, v. 2, n. 2, 2020. p. 43-65.

MOREIRA, V. B. **Geocronologia em ambientes de veredas e campos de murundus na chapada Uberlândia-Uberaba: subsídios à evolução da paisagem**. 2017. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 2017. 129 p.

MOREIRA, V. B.; PEREZ FILHO, A. Das superfícies de aplainamento aos pulsos climáticos holocênicos: a evolução da paisagem em relevos de chapada. **Sociedade & Natureza**, v. 32, 2020. p. 176-195.

MOTTA, P. E.; BARUQUI, A. M.; SANTOS, H. G. **Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos da região do Alto Paranaíba, Minas Gerais**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2004, 238 p.

NETO, J. L. S.; NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. *In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Ed.). Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 258-275.

NOVAES PINTO, M. Aplainamento nos trópicos: Uma revisão conceitual. **Geografia**, 13(26): 119-129. 1988.

OLIVEIRA, L. A.; CAMPOS, J. E. G. Sequência Conglomerática do Membro Araguari – Grupo Bauru – Norte do Triângulo Mineiro. **Rev. Geociênc.**, v. 22, n. 1, p. 43-51, 2003.

OLIVEIRA, P. E.; BEHLING, H.; LEDRU, M.; BARBERI, M.; BUSH, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; GARCIA, M. J.; MEDEANIC, S.; BARTH, O. M.; BARROS, M. A.; SCHEEL-YBERT, R. Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil. 2005. *In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (eds). Quaternário do Brasil*. Editora, Ribeirão Preto, 2005. p.52-74.

OLLIER, C. D. **Tectonics and landforms**. Geomorphology texts. London: Longman Inc., 1981. 322p.

PASCHOAL, L. G.; CONCEIÇÃO, F. T.; CUNHA, C. M. L. Utilização do ArcGis 9.3 na elaboração de simbologias para mapeamentos geomorfológicos: uma aplicação na área do Complexo Argileiro de Santa Gertrudes/SP. 2010. *In: VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia*, 2010, Recife. **Anais [...]**. Recife: 2010. 13 p.

PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. *In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.). Geomorfologia do Brasil*. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 107-141.

PENCK, W. **Die morphologische Analyse**. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. A. Penck's Geogr. Abhandlungen, Stuttgart, 2 (2), 1924. 283 p.

PENCK, W. **The Morphological Analysis**, New York: John Wiley & Sons, 1953.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. IBGE. Biblioteca Geográfica Brasileira, Série D. Publicação No. 3. Rio de Janeiro, 1974. 158p.

PENTEADO, M. M. **Geomorfologia do Setor Centro-Ocidental da Depressão Periférica Paulista**. Tese (Doutorado em Geografia) - IGEOG/USP (Boletim, 22, Série Teses e Monografias). 1976. 86 p.

PENTEADO, M. M. Microrrelevos associados a térmitas no Cerrado. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas. v. 20, n. 39/40, 1980. p. 61-72.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. p. 1-10.

PEREIRA, K. O.; PEDROSA, A. O mapa geomorfológico do contato da chapada com o relevo dissecado na bacia do rio Tijuco (MG). *In: XIV Colóquio Ibérico de Geografia*. **Anais [...]**. 2014.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Aplainamentos e Geodinâmica: revisitando um problema clássico em Geomorfologia. **Mercator**, v.1, 2002. p. 112-152.

POWERS, M. C. A new roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Research**, vol. 23, n. 2, 1953. p. 117-119.

PRAÇA LEITE, M. G.; GOMES, N. S.; SANTOS, M. C.; OLIVEIRA, A. D. Considerações sobre o Ambiente Depositional do Membro Serra da Galga, Cretáceo da Bacia do Paraná. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 8, Diamantina, 1995. **Anais [...]**. Diamantina, SBG/MG. P. 113-114. 1995a.

PRAÇA LEITE, M. G.; GOMES, N. S.; SANTOS, M. C.; OLIVEIRA, A. D. Contribuição à Petrografia de Conglomerados e Arenitos do Membro Serra da Galga (Formação Marília), Cretáceo da Bacia do Paraná. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 8, Diamantina, **Anais [...]**. Diamantina, SBG/MG. p.115-116. 1995b.

QUEIROZ NETO, J. P. **Interpretação dos solos da Serra de Santana para fins de classificação.** Tese (Doutorado em Ciências do Solo), Piracicaba, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, USP, 1969. 123 p.

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

QUEIROZ NETO, J. P. Relações entre as vertentes e os solos: revisão de conceitos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.3, 2011. p.15-24.

RESENDE, M. **Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil.** Tese (Doutorado em Ciência do Solo). West Lafayette, Purdue University, 1976. 237p.

RODRIGUES, T. E.; KLAMT, E. Mineralogia e Gênese de uma sequência de solos do Distrito Federal. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Campinas, (2)132-139. 1978.

ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v.4. 1985. p. 25-39.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do departamento de Geografia**, v. 6, 1992. p. 17-29.

RUBIRA, F. G.; BARREIROS; A. M.; VILLELA; F. N. J.; PEREZ FILHO, A. Sistemas pedogeomorfológicos na interpretação da evolução de paisagens quaternárias em climas tropicais úmidos. **Mercator**, Fortaleza, v. 18, 2019. p. 1–17.

RUHE, R. V.; CADY, J. G. Latosolic soils of central African interior high plateaus. **Trans. Intern. Congr. Soil. Sci.**, 5th Cong. 4: 401-407. 1954.

RUHE, R. V. Geomorphic surfaces and the nature of soils. **Soil Science**, 82:441–455. 1956.

RUHE, R. V. Stone lines in soils. **Soil Science**, v. 87, n. 4, p. 223-231. 1959.

RUHE, R. V. **Quaternary landscapes in Iowa.** Iowa State University Press. Ames (Iowa), 1969. 255p.

SALGADO, A. A. R. Superfícies de Aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, v. 3, n. 1, 2007. p. 64-78.

SANTOS, C. A. M.; BATEZELLI, A.; NAKASUGA, W. M.; RESENDE, R. S.; SAENZ, C. A. T.; NUNES, J. O. R. Sedimentary provenance of the Marília Formation (Bauru Basin), Southeast Brazil. **Geological Journal**, 2019. p. 1-17.

SANTOS, L. J. C.; SALGADO, A. A. R.; RAKSSA, M. L.; MARRENT, B. R. Gênese das linhas de pedra (revisão de literatura). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 2. 2010. p. 103-108.

SANTOS, R. D.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H.; SHIMIZU, S. H. **Manual de descrição e coleta de solos no campo**. Editora SBCS: 7ª edição (revisada e ampliada), Viçosa. 2015. 102p.

SCHAEFER, C. E. G. R. The B horizon microstructure of Brazilian Latosols as long-term biotic constructs. **Australian Journal of Soil Research**, 39:909-926, 2001.

SCHAEFER, C. E. G. R. Bases físicas da paisagem brasileira: estrutura geológica, relevo e solos. *In*: ARAÚJO, A.P.; ALVES, B.J.R. (eds). **Tópicos em ciência do solo**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, 2013. p. 1-69.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. **Soils: genesis and geomorphology**. New York, NY: Cambridge University press, 2005.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. **Soils genesis and geomorphology**. 6th printing. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK. 2014.

SCHELLMANN, W. **Considerations on the definition and classification of laterites**. Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes, IGCP 129 and IAGC, Trivandrum, India. Oxford and IBH Publishing Company, New Delhi, 1-10. 1981.

SCHWERTMANN, U. The effect of environments on iron oxide minerals. **Advanced Soil Science**, 1:172-200, 1985.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. **Geologia Regional do Triângulo Mineiro**. Belo Horizonte: Programa de Mapeamento do Estado de Minas Gerais. 2017. p. 123.

SHARPE, C. F. S. **Landslides and related phenomena**. New York, Columbia University Press, 1938. 137 p.

SILVA, B. F. **Análise geológica e da cobertura superficial da bacia hidrográfica do ribeirão do brejão (MG): subsídio ao zoneamento geoambiental**. Relatório de Iniciação Científica (IC), PIBIC/CNPQ/UFU n° 04/2020, Monte Carmelo (MG), set. 2021.

SILVA, B. F.; SILVEIRA, A. A energia do relevo na bacia do Ribeirão do Brejão (MG): contribuição ao planejamento ambiental. *In*: Simpósio de Ciências Agrárias e Ambientais – 2018, Monte Carmelo (MG). **Anais [...]**. 2018.

SILVA, B. F.; SILVEIRA, A. Cartografia morfométrica aplicada à bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão: contribuição ao estudo dos processos morfodinâmicos. **Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental (RBGEA)**, v. 9, p. 36-46, 2019.

SILVA, B.F.; SILVEIRA, A. A cobertura superficial da bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão (MG): relações com a evolução do relevo e subsídio ao planejamento ambiental. *In*: I Seminário de Pesquisa da Universidade Federal de Uberlândia, 2021, Uberlândia. **Anais [...]**. 2021.

SILVA, B. F.; SILVEIRA, A.; BARBOSA, M. I. M. Declividade e características litopedológicas na bacia do Ribeirão do Brejão: subsídios ao Zoneamento Ambiental Produtivo. *In*: Simpósio de Ciências Agrárias e Ambientais - 2019, Monte Carmelo (MG). **Anais [...]**. 2019a.

SILVA, B. F.; SILVEIRA, A.; BARBOSA, M. I. M. Grau de entalhamento na bacia hidrográfica do Ribeirão do Brejão (MG): aplicação de técnica cartográfica automática. *In: Simpósio Ambiental (UFU), Uberlândia. Anais [...]. 2019b.*

SILVA, B. F.; SILVEIRA, A.; BARBOSA, M. I. M. Cartografia Geomorfológica Aplicada à Bacia Hidrográfica do Ribeirão do Brejão, Município de Nova Ponte (MG): Indicativos da Evolução do Relevo e Contribuições ao Planejamento. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 72, n. 3, 2020. p. 474-489.

SILVA, B. F.; SILVEIRA, A.; BARBOSA, M. I. M. A dinâmica fluvial na bacia hidrográfica do ribeirão do Brejão, Nova Ponte (MG): estudo comparativo da dissecação horizontal e dos lineamentos e anomalias de drenagem. *In: XIII Simpósio Nacional de Geomorfologia (SINAGEO 2021), Juiz de Fora. Geomorfologia: complexidade e interesclaridade da paisagem*, v. 1. **Anais...**, 2021. p. 1-12.

SILVA, M. L. O conceito de paleossolo e sua aplicação para os estudos e reconstituições ambientais. *In: VII Simpósio Nacional De Geomorfologia E II Encontro Latino-Americano De Geomorfologia*, 2008, Belo Horizonte. **Anais [...]. 2008.** 12 p.

SILVA, T. M. Superfícies geomorfológicas do planalto sudeste brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 20, 2009. p. 1-22.

SMALL, R. J. The study of planation surfaces. *In: The study of landforms – A textbook of Geomorphology*. Cambridge: University Press, 1986. p. 248-72.

SOARES, M. V. T.; BASILICI, G.; MARINHO, T. S.; MARTINELLI, A. G.; MARCONATO, A.; MOUNTNEY, N. P.; COLOMERA, L.; MESQUITA, A. F.; VASQUES, J. T.; JUNIOR, F. R. A.; RIBEIRO, L. C. B. Sedimentology of a distributive fluvial system: the Serra da Galga Formation, a new lithostratigraphic unit (Upper Cretaceous, Bauru Basin, Brazil). **Geological Journal**. 56(2):951–975. 2020.

STOCKING, M. A. Interpretation of stone-lines. **South African Geographical Journal**, v. 60, n. 2, 1978. p. 121-134.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário: mudanças ambientais (passado + presente = futuro?)**. São Paulo: Paulo's Editora. 1999. 366p.

THOMAS, M. The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. **Zeits. Geomorph.**, jun, 33(2). p. 129-142. 1989.

THOMAS, M. **Geomorphology in tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. NY, John Wiley & Sons. 1994. 443p.

TOLOTTI, C. D. K. **Celadonita em basaltos da Província Magmática do Paraná, região do alto Uruguai, RS**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências - Universidade do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, p. 72. 2018.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, 2009. p. 77-90.

VERSTAPPEN, H. T.; ZUIDAM, R. A. **ITC system of geomorphological survey**. Netherlands: ITC, 1975, 3ª ed., 49 p.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F. Morfogênese dos solos de uma topossequência com transição B latossólico x B textural sobre migmatitos em Mococa (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Campinas, 17 (1): 109-119. 1993.

VIDAL TORRADO, P. **Pedogênese e Morfogênese no Distrito de Tupi (Piracicaba-SP)**. Tese (Doutorado em Ciências do Solo), Piracicaba (SP), Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo. 1994. 205p.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F.; CASTRO, S.S. Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia, em regiões tropicais úmidas. **Tópicos Ciência do solo**. 4:145-192. 2005.

VILLELA, F. N. J.; ROSS, J. L. S.; MANFREDINI, S. Análise Geomorfopedológica na Borda Leste da Bacia Sedimentar do Paraná, Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 16, n. 14, 2015. p. 669-682.

VITTE, A. C. **Etchplanação em Juquiá (SP): Relações entre o intemperismo químico e as mudanças climáticas no desenvolvimento das formas de relevo em margem cratônica passiva**. Tese (Doutorado em Geografia Física), São Paulo: FFLCH-USP, 1998. 276 p.

VITTE, A. C. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos nas formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. **Terra livre**, n. 16, 2001, p. 11-24.

VITTE, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia da USP**, São Paulo, n. 16, 2005. p. 105-118.

VOLKOFF, B. Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différentiations. **Cah. ORSTOM**, sér. Pédol. XXI (4): 225-236. 1984-1985.

ZINCK, J. A. The Geopedologic Approach. In: ZINCK, J. A.; METTERNITCH, G.; BOCCO, G.; VALLE, H. F. D. (eds). **Geopedology: An Integration of Geomorphology and Pedology for Soil and Landscape Studies**. Springer Science + Business Media B.V.:Dordrecht. 2016. p. 27-60.