



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**



WELDON RIBEIRO SANTOS

**SISTEMA LATOSSOLO-PLANOSSOLO:
AUTODESENVOLVIMENTO PEDOLÓGICO E
EVOLUÇÃO DA PAISAGEM**

**Salvador - BA
Janeiro/2025**

WELDON RIBEIRO SANTOS

**SISTEMA LATOSSOLO-PLANOSSOLO:
AUTODESENVOLVIMENTO PEDOLÓGICO E
EVOLUÇÃO DA PAISAGEM**

Tese de Doutorado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Federal da Bahia, para a obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientadora: Grace Bungenstab Alves

Coorientador: Marco Antonio Tomasoni

**Salvador – BA
Janeiro/2025**

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Universitária de
Ciências e Tecnologias Prof. Omar Catunda, SIBI – UFBA.

S237 Santos, Weldon Ribeiro

Sistema Latossolo-Planossolo: autodesenvolvimento
pedológico e evolução da paisagem. / Weldon Ribeiro Santos.
– Salvador, 2025.

152 f.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Grace Bungenstab Alves

Coorientador: Prof. Dr. Marco Antonio Tomasoni

Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal da
Bahia, Instituto de Geociências, 2025.

1. Relação solo e relevo. 2. Semiárido. 3. Evolução da
Paisagem. I. Alves, Grace Bungenstab. II. Tomasoni, Marco
Antonio. III. Universidade Federal da Bahia. IV. Título.

CDU: 631.434


TERMO DE APROVAÇÃO

BANCA DE DEFESA - TESE


SISTEMA LATOSSOLO-PLANOSSOLO: AUTODESENVOLVIMENTO PEDOLÓGICO E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

WELDON RIBEIRO SANTOS


Dr. Grace Bungenstab Alves (Orientadora)
Universidade Federal da Bahia (UFBA)

Documento assinado digitalmente
 GRACE BUNGENSTAB ALVES
Data: 13/01/2025 21:46:21-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>


Dr. Marco Antonio Tomasoni (Coorientador)
Universidade Federal da Bahia (UFBA)

Documento assinado digitalmente
 MARCO ANTONIO TOMASONI
Data: 06/02/2025 16:01:04-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>


Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira
Universidade Estadual de Campinas (Unicamp)

Documento assinado digitalmente
 FRANCISCO SERGIO BERNARDES LADEIRA
Data: 14/01/2025 07:05:15-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>


Dr. Alisson Duarte Diniz
Universidade Federal da Bahia (UFBA)

Documento assinado digitalmente
 ALISSON DUARTE DINIZ
Data: 24/01/2025 14:17:34-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dr. Fábio Soares de Oliveira
Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG)

Documento assinado digitalmente
 FABIO SOARES DE OLIVEIRA
Data: 06/02/2025 13:45:39-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dr. Guilherme Taitson Bueno
Universidade Federal de Goiás (UFG)

Documento assinado digitalmente
 GUILHERME TAITSON BUENO
Data: 21/01/2025 09:11:10-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Aprovada em Sessão Pública 13 de janeiro de 2025

AGRADECIMENTOS

Primeiramente quero agradecer a Deus, por ter me guiado nessa etapa tão importante da minha vida. Ainda que eu, por vezes, estivesse distante, ele sempre esteve cuidando dos meus passos.

Agradeço a minha família por sempre me apoiar, principalmente nos momentos mais difíceis. Sem a ajuda dos meus pais Orlando e Lucia, e dos meus irmãos Wallas e Weverton, certamente eu não teria chegado até aqui.

Gostaria de agradecer especialmente a Professora Grace, que aceitou me orientar e que contribuiu inestimavelmente para que esse trabalho fosse desenvolvido. Muito além de uma orientadora, ela representa um exemplo a ser seguido, alguém por quem tenho uma gratidão eterna.

Agradeço aos amigos de Salvador que me auxiliaram nessa trajetória. Nos trabalhos de campo sou imensamente grato a Jacson, pela ajuda nessas árduas atividades. Às amigas Fábria e Rose, pelas discussões nas disciplinas do POSGEO UFBA e também pela consideração para comigo. Ao amigo Ilo pelo aprendizado pedológico construído desde a época do mestrado.

Quero agradecer também as amizades adquiridas em Viçosa, principalmente Chris, Sara, Ludmila, Felipe, Raíssa, Yuri, Claudinho, Ícaro, David, Saulo e Ésio, aos quais em diversas instâncias da pesquisa, tanto me ensinaram e me ajudaram. Ainda em Viçosa, agradeço aos colegas das repúblicas em que vivi: Luan, Carlos, Ítalo, Gabriel, Ana e Pedro, obrigado pela convivência.

Ao Professor Marco Antonio Tomasoni por toda a ajuda durante o processo. Ao Professor Espedito Maia Leite pela contribuição no exame de qualificação e ao Professor José João Lelis Leal de Souza. Este último pela acolhida na UFV- Departamento de Solos e por todo o auxílio dado para a realização desta pesquisa.

À banca examinadora pelas importantes contribuições para esta tese, agradeço, ao Professor Alisson Duarte Diniz, ao Professor Francisco Sérgio Bernardes Ladeira e ao Professor Guilherme Taitson Bueno.

Quero agradecer também ao Professor Fábio Soares de Oliveira (UFMG), pela receptividade e ajuda na descrição e interpretação micromorfológica das lâminas delgadas de solo, bem como pelas considerações na defesa.

Por fim, agradeço a Capes pela bolsa de estudo e a UFBA, representada pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia, pela oportunidade de realização do doutorado.

RESUMO

As paisagens típicas do semiárido brasileiro são caracterizadas por um relevo predominantemente aplainado e por solos rasos e eutróficos. Entretanto, encontramos paisagens de exceção, com solos espessos, localizadas na transição entre o relevo aplainado e o dissecado, em regiões de rochas cristalinas. Nesse contexto, salientamos a importância de investigar a região do baixo curso do rio Gavião (sudeste da Bahia), onde a presença de Latossolos na Superfície Sertaneja ainda é pouco compreendida. Nosso objetivo foi analisar a evolução pedogeomorfológica do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Gavião. Adotamos uma abordagem multiescalar que abrangeu desde a análise geológico-geomorfológica, passando pelos compartimentos de relevo e focando nas vertentes e perfis de solo, detalhados em nível micromorfológico. Realizamos levantamentos de campo e análises laboratoriais de solo (físicas, químicas, difratometria de raios X e micromorfologia) para investigar a relação entre os solos e a paisagem. Os resultados revelaram uma topossequência na qual Latossolos se transformam em Planossolos. Observamos que a cobertura latossólica se desenvolveu in situ e está sendo degradada por processos de ultradessecação e argiluviação, resultando em adensamento e perda de material fino devido à formação de uma frente de alteração hidromórfica, culminando na gênese de Neossolos. A predominância da fração grossa nos Neossolos reflete a remoção da fração fina por processo de gleização. Os Planossolos, por sua vez, são formados por processos de argiluviação, ferrólise, bissialitização e reprecipitação de minerais do tipo 2:1. A análise das escalas subsequentes aponta um panorama evolutivo marcado por uma organização arenosa das coberturas latossólicas, pelo acúmulo de argila na baixa vertente, pela concentração de fração grossa nas porções mais baixas do relevo e pelo aplainamento do terreno, iniciado com a alteração do relevo e com o abatimento dos setores de acumulação hídrica. Nesse cenário, observamos um aumento acentuado na erodibilidade dos solos, agravado pela degradação da cobertura vegetal das Caatingas. Em síntese, concluímos que os processos pedogeomorfológicos atuam de forma integrada, configurando um complexo sistema de transformação dos solos e das vertentes, que com o tempo altera o relevo regional. Tais paisagens de transição exigem atenção especial, pois são mais sensíveis à degradação ambiental e requerem de estratégias de conservação adaptadas ao seu padrão evolutivo, de modo a não intensificar os processos erosivos e de desertificação.

Palavras-chave: Relação solo e relevo; Semiárido; Evolução da paisagem.

ABSTRACT

Typical landscapes of the Brazilian semiarid region are characterized by predominantly flat relief and shallow eutrophic soils. However, exceptional landscapes were also observed, featuring thick soils in the transitional zone between flat and dissected reliefs in regions of crystalline rocks. In this context, we emphasize the importance of investigating the lower course of the Gavião River (southeast Bahia), where the presence of Latossolos on the Sertaneja Surface remains poorly understood. Our objective was to analyze the pedogeomorphological evolution of the lower course of the Gavião River watershed. We adopted a multi-scale approach encompassing geological–geomorphological analysis, examining relief compartments, and focusing on slopes and soil profiles, which were detailed at the micromorphological level. We conducted field surveys and laboratory soil analyses (physical, chemical, X-ray diffractometry, and micromorphology) to investigate the relationship between the soils and the landscape. The results revealed a toposequence in which Latossolos transform into Planossolos. We observed that the latossolic cover developed in situ and was being degraded by processes of extreme desiccation and argilluviation, resulting in soil compaction and a loss of fine material due to the formation of a hydromorphic alteration front, culminating in the genesis of Neossolos. The predominance of coarse fragments in Neossolos reflects the removal of fine material by gleization. In contrast, Planossolos are formed by argilluviation, ferrólise, bissialitization, and reprecipitation of 2:1 minerals. Subsequent analyses indicated an evolutionary panorama marked by an arenaceous organization of latossolic covers, clay accumulation on lower slopes, a concentration of coarse fragments in the lowest portions of the relief, and terrain leveling initiated by relief modification and the lowering of water accumulation sectors. In this scenario, we observed a marked increase in soil erodibility, exacerbated by the degradation of Caatinga vegetation cover. In summary, we conclude that pedogeomorphological processes act in an integrated manner, configuring a complex system of soil and slope transformation that alters regional landforms over time. Such transitional landscapes require special attention as they are susceptible to environmental degradation and necessitate conservation strategies adapted to their evolutionary patterns to avoid exacerbating erosive and desertification processes.

Keywords: Soil and relief relationship; Semiarid; Landscape evolution.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 - Materiais do Semiárido Brasileiro por idade de formação nos Éons e Eras geológicas..... | 7 |
| Figura 2 - Mapa geomorfológico do Semiárido Brasileiro..... | 16 |
| Figura 3 - Mapa hipsométrico do Semiárido Brasileiro | 17 |
| Figura 4 - Principais mecanismos controladores da pluviosidade no Semiárido Brasileiro | 24 |
| Figura 5 - Mapa dos períodos secos do Semiárido Brasileiro | 25 |
| Figura 6 - Esquematização da circulação atmosférica de grande escala no sentido zonal (Célula de Walker)..... | 26 |
| Figura 7 - Climograma - Sobral-CE | 27 |
| Figura 8 - Climograma – Vitória da Conquista-BA | 28 |
| Figura 9 - Climograma - Campina Grande-PB..... | 29 |
| Figura 10 - Climograma - Cabrobó-PE | 29 |
| Figura 11 - Mapa hidrográfico do Semiárido Brasileiro | 32 |
| Figura 12 - Mapa de solos do Semiárido Brasileiro | 36 |
| Figura 13 - Mapa dos tipos de vegetação do Semiárido Brasileiro | 46 |
| Figura 14 - Perfil esquemático do gradiente fitofisionômico da Caatinga..... | 48 |
| Figura 15 - Mapa de localização do baixo curso do rio Gavião | 57 |
| Figura 16 - Mapa geológico do Bloco Gavião (parte oeste, central e sul) | 60 |
| Figura 17 - Mapa morfoescultural do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Gavião | 62 |
| Figura 18 - Rochas máficas intrudindo rochas félsicas - Talude do vertedouro do Açude de Anagé, Limite entre os municípios de Anagé e Caraíbas | 63 |
| Figura 19 - Ortognaisse do Complexo Gavião, os dobramentos expressam a ação do metamorfismo - Leito rochoso do rio Gavião | 64 |
| Figura 20 - Perfil topográfico da seção A (Vitória da Conquista) - A' (Anagé)..... | 65 |
| Figura 21 - Serra dos Pombos - Povoado da Lagoinha, zona rural do município de Anagé..... | 66 |
| Figura 22 - Afloramento rochoso da suíte Anagé de coloração cinza claro a rosado com intrusões de quartzo - Riachão das Duas Barras, zona rural do município de Anagé.... | 67 |

| | |
|--|-----|
| Figura 23 - Relevo Dissecado (Litologias Graníticas) em segundo plano representados pelas Serras do Vital (Unidade Bate-Pé/Tremedal) - Povoado da Lagoa do Arroz, zona rural do município de Anagé | 68 |
| Figura 24 - Testemunho de couraça ferruginosa – Povoado do Irapuá, zona rural do município de Anagé..... | 70 |
| Figura 25 - Couraça ferruginosa com seixos rolados no pacote sedimentar - Povoado do Irapuá, zona rural do município de Anagé | 70 |
| Figura 26 - Passagem abrupta do Planalto da Conquista para o Relevo Dissecado - Trecho da BA-262 entre as zonas rurais de Vitória da Conquista e Anagé | 72 |
| Figura 27 - Perfil topográfico morfoescultural da seção B (Paiol) – B' (Limite leste da bacia hidrográfica do rio Gavião)..... | 76 |
| Figura 28 - Perfil topográfico das superfícies de aplainamento da seção C (Vitória da Conquista) – C' (Aracatu) | 78 |
| Figura 29 - Vegetação de Caatinga Hiperxerófila, zona rural do município de Caetanos | 79 |
| Figura 30 - Mapa de localização da vertente analisada | 81 |
| Figura 31 - Perfil 1 (Latosolo) | 86 |
| Figura 32 - Perfil 3 (Neossolo)..... | 88 |
| Figura 33 - Perfil 2 (Planossolo) | 90 |
| Figura 34 - Topossequência Gavião | 92 |
| Figura 35 - Distribuição granulométrica do Perfil 1 (Latosolo) | 94 |
| Figura 36 - Distribuição granulométrica do Perfil 3 (Neossolo)..... | 95 |
| Figura 37 - Distribuição granulométrica do Perfil 2 (Planossolo) | 95 |
| Figura 38 - Difratomogramas da fração areia do Latossolo | 98 |
| Figura 39 - Difratomogramas da fração argila natural do Latossolo..... | 99 |
| Figura 40 - Difratomogramas dos tratamentos da fração argila natural do Latossolo..... | 100 |
| Figura 41 - Difratomogramas da fração areia do Neossolo..... | 101 |
| Figura 42 - Difratomogramas da fração argila natural do Neossolo | 102 |
| Figura 43 - Difratomogramas dos tratamentos da fração argila natural do Neossolo | 103 |
| Figura 44 - Difratomogramas da fração areia do Planossolo | 105 |
| Figura 45 - Difratomogramas da fração argila natural do Planossolo | 106 |

| | |
|--|-----|
| Figura 46 - Difratogramas dos tratamentos da fração argila natural do Planossolo..... | 107 |
| Figura 47 – Fotomicrografias do Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico Cambissólico | 111 |
| Figura 48 - Fotomicrografias do Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico Cambissólico | 114 |
| Figura 49 - Fotomicrografias do Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico Cambissólico | 115 |
| Figura 50 - Fotomicrografias do Neossolo Regolítico Psamítico Solódico Gleissólico | 118 |
| Figura 51 - Fotomicrografias do Planossolo Háplico Eutrófico Solódico..... | 121 |
| Figura 52 - Fotomicrografias do Planossolo Háplico Eutrófico Solódico..... | 122 |

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Principais informações dos dados espaciais utilizados na pesquisa – 48

Quadro 2 - Principais informações dos mapas temáticos gerados na pesquisa – 49

Quadro 3 - Informações climáticas dos municípios da área de estudo – 74

Quadro 4. Análise textural de campo – 83

Quadro 5. Descrição morfológica de campo – 85

Quadro 6. Dados laboratoriais físicos – 93

Quadro 7. Dados laboratoriais químicos – 96

Quadro 8. Síntese micromorfológica do Latossolo – 110

Quadro 9. Síntese micromorfológica do Neossolo – 117

Quadro 10. Síntese micromorfológica do Planossolo - 120

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1: Tabela Cronoestratigráfica com a formação das unidades litológicas da área de estudo | 59 |
|--|----|

SUMÁRIO

| | |
|--|-----|
| 1. INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 2. PAISAGENS DO AMBIENTE SEMIÁRIDO | 6 |
| 2.1 EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOESCULTURAL..... | 6 |
| 2.2 O ARCABOUÇO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO | 15 |
| 2.3 O CLIMA E SUA ATUAÇÃO..... | 23 |
| 2.4 A HIDROGRAFIA DO SEMIÁRIDO | 31 |
| 2.5 SOLOS E PROCESSOS PEDOGENÉTICOS NO SEMIÁRIDO | 35 |
| 2.6 O DOMÍNIO FITOGEOGRÁFICO DAS CAATINGAS | 45 |
| 3. METODOLOGIA..... | 50 |
| 4. RESULTADOS | 56 |
| 4.1 CARACTERIZAÇÃO REGIONAL..... | 56 |
| 4.2. ANÁLISE DO PEDIPLANO SERTANEJO | 80 |
| 4.2.1 Morfologia de campo | 80 |
| 4.2.2 Caracterização Física e Química dos solos | 93 |
| 4.2.3 Mineralogia | 97 |
| 4.2.4 Micromorfologia | 109 |
| 5 DISCUSSÃO..... | 124 |
| 6 CONCLUSÃO..... | 136 |
| 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 142 |
| APÊNDICE A – Cores dos solos | 151 |

1. INTRODUÇÃO

As paisagens do Semiárido brasileiro se caracterizam pela vasta área da Superfície Sertaneja (Ab'Sáber, 1999) e pelos solos pouco desenvolvidos, em geral rasos e férteis, formados a partir de rochas cristalinas pré-cambrianas, porém existem muitas paisagens com relevos mais elevados e com solos bem desenvolvidos (Alves, 2019).

A Superfície Sertaneja foi historicamente explicada por modelos climáticos associados à semiaridez, cuja pediplanação agiria como a força motriz dos aplainamentos (King, 1953). King (1956) tendo como base a pediplanação estabeleceu cinco superfícies de aplainamento: Gondwana, Post-Gondwana, Sul-Americana, Velhas e Paraguaçu, porém essa proposta não associa as superfícies geomórficas aos solos.

Interpretações tradicionais da evolução das formas do relevo, como o trabalho de King, deixaram para a pedogênese um papel secundário e passivo, enquanto o relevo historicamente tem sua valorização na pedologia, tendo em vista que este é um dos fatores de formação dos solos (Queiroz Neto, 2000). Para o autor, não considerar os solos seria como se os processos pedogenéticos deixassem de atuar enquanto os processos geomorfológicos estão atuando. Além disso, a base teórica de King não considerou qualquer contribuição da tectônica de placas, pois esta ainda não estava consolidada cientificamente, assim como a Geomorfologia Climática ainda dava seus primeiros passos.

Valadão (1998) estabelece três superfícies de aplainamento (Sul-Americana, Sul-Americana I e Sul-Americana II). O autor explica que as formações superficiais sobre os quais se localizam os remanescentes da Superfície Sul-Americana e Superfície Sul-Americana I se caracterizam pela presença de alteritas profundas, geoquimicamente bastante evoluídas e com alto enriquecimento de ferro e/ou manganês. Predominam Latossolos, com grande presença de argilominerais do grupo da caulinita e baixa reserva de minerais alteráveis. Juntamente com os Latossolos, é comum a ocorrência de crostas lateríticas, as quais são dificilmente visualizadas, pois ocorrem em profundidade nos perfis de solo.

Para aquele autor, na Superfície Sul-Americana a latossolização teria atingido grande desenvolvimento independente dos materiais de origem, pois é comum o truncamento de diversas litologias. Já a crosta laterítica, que comumente ocorre

associada a essa cobertura pedológica, seria responsável pela manutenção de uma topografia suave e fracamente dissecada, onde os interflúvios adquirem uma geometria tabular ou suavemente rampeada. Tais considerações mencionadas caracterizam as formações superficiais que revestem, sobretudo, as porções posicionadas regionalmente em condições topográficas mais elevadas e integradas à sua superfície de cimeira (Valadão, 1998). Enquanto, na superfície Sul-Americana II, a qual se apresentaria mais dissecada, ocorreriam coberturas latossolizadas e crostas lateríticas. Essa superfície se caracteriza por uma maior diversificação pedológica, pois os Latossolos e Argissolos ocupariam, geralmente, os setores superiores e médios das vertentes e estariam associados às crostas lateríticas. Já nos sopés predominariam Cambissolos, Vertissolos e Planossolos (Valadão, 1998).

Para além dos trabalhos embasados na pediplanação, contribuições recentes apontam que a etchplanação seria uma explicação promissora para a evolução do relevo das paisagens do Semiárido (Santos; Salgado, 2010; Maia *et al.*, 2015; Moura-Fé, 2017a; Bastos, 2018). De modo geral, o diferencial dessa abordagem teórica em relação à pediplanação reside na integração entre relevo e solos numa perspectiva paleoambiental.

Se do ponto de vista geomorfológico a Superfície Sertaneja é a principal feição das paisagens do Semiárido, em termos pedológicos ocorre o predomínio de solos rasos, sobretudo aqueles desenvolvidos a partir de rochas cristalinas (Oliveira *et al.*, 2009; Lepsch, 2011). A pouca espessura dos mantos de intemperismo dessa região está associada à escassez de água, o que implica na redução do intemperismo e da pedogênese (Fontes, 2012; Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014).

Este panorama decorre do balanço hídrico negativo desses ambientes, o qual condiciona a manutenção de bases e sais no solo, uma vez que a evapotranspiração potencial é maior que a precipitação, implicando assim na formação de solos eutróficos, ou até mesmo solos salinos. Assim, o predomínio da hidrólise parcial, enquanto reação de intemperismo dominante no Semiárido resulta na formação de solos majoritariamente de argilas 2:1, ou seja, a bissialitização é o principal processo de alteração mineral (Araújo Filho *et al.*, 2017), sobretudo nas áreas de rochas cristalinas (Schaefer, 2013; Alves, 2019). Nessas áreas de litologias cristalinas e relevo aplainado predominam Neossolos Litólicos, Neossolos Regolíticos, Luvisolos, Planossolos e

Cambissolos, os quais representam 50,6% das paisagens do Semiárido (Araújo Filho *et al.*, 2017).

No entanto, existem paisagens semiáridas que escapam ao padrão geral descrito anteriormente. Dentre as exceções pode-se mencionar a ocorrência de Latossolos Amarelos com altos teores de goethita em áreas elevadas do Semiárido (Volkoff, 1984). Schaefer (2013) destaca que a ocorrência de solos mais desenvolvidos (Latosolos e Argissolos) nas paisagens semiáridas seria mais frequente nas litologias sedimentares, porém rara em regiões de rochas metamórficas e ígneas. Por sua vez, Corrêa, Souza e Cavalcanti (2014) ao estudarem as catenas típicas das paisagens semiáridas discutem a existência de Latossolos e Argissolos em relevos planálticos, tanto sob rochas sedimentares, quanto em cristalinas.

Nesse panorama se insere a região do baixo curso do rio Gavião (Sudeste da Bahia), afluente do rio de Contas, onde predominam solos bem desenvolvidos nas morfologias da área (Brasil, 1981a). Destaca-se que a morfoestrutura da área de estudo compreende litologias cristalinas antigas oriundas de ciclos geotectônicos que ocasionaram intensa atividade metamórfica, dobramentos e falhamentos (Barbosa e Sabaté, 2003). Em termos gerais, o baixo curso do rio Gavião parece representar um domínio de exceção pedológica e, também, geomorfológica, na medida em que os aplainamentos não são pronunciados.

Segundo Peulvast e Claudino Sales (2002) os aplainamentos de menor intensidade são mais jovens em relação aos extensivos aplainamentos do Semiárido. Os autores mencionam que essas regiões são parcialmente revestidas de solos concrecionários, o que poderia indicar condições climáticas diferentes das atuais, isto é, clima úmido provocando espessamento do manto de intemperismo, latossolização e laterização seguido de clima seco responsável pelo predomínio da desnudação. Assim, a existência desses solos muito intemperizados poderiam configurar condições de desequilíbrio pedobioclimático frente ao clima quente e seco que vigora atualmente.

De modo geral, o aplainamento tende a ser mais intenso em condições ambientais de clima mais seco e quente (Lima *et al.*, 2009). Esta correlação possibilita deduzir que as condições ambientais pretéritas que atuaram na área de estudo teriam sido mais úmidas. Os solos existentes também são indicativos de que climas mais úmidos atuaram na formação das paisagens da área.

Ainda nesse sentido, cabe dizer que o Nordeste Setentrional Brasileiro teve suas características geomorfológicas (Peulvast; Claudino Sales, 2002; Gurgel *et al.*, 2013; Maia; Bezerra, 2014; Costa *et al.*, 2020) e pedológicas (Oliveira *et al.*, 2009; Araújo Filho *et al.*, 2017) mais bem estudadas, enquanto o Semiárido Meridional, sobretudo a parte Baiana, ainda carece de mais pesquisas para melhor compreensão de suas paisagens, principalmente setores como o sudeste, onde se localiza o baixo curso do rio Gavião, que apresenta condições diferenciadas do padrão geral das paisagens semiáridas.

Nesse escopo, surgem as seguintes questões: Quais fatores levaram à formação de solos bem desenvolvidos no baixo curso do rio Gavião? Quais condições pretéritas teriam possibilitado a formação dos contextos pedológicos e geomorfológicos que se configuram como de exceção na atualidade? Qual a importância dos modelos evolutivos das superfícies de aplainamento na evolução pedogeomorfológica da área de estudo?

Com base no exposto, consideramos que as coberturas latossólicas estariam em desequilíbrio biopedoclimático no clima tropical semiárido atual. Atualmente a formação de solos em equilíbrio com a condição de semiaridez, como Planossolos, estaria associada à degradação dos Latossolos, devido ao desequilíbrio fomentado pela instalação do clima semiárido.

Assim, o objetivo desta pesquisa é entender a evolução pedogeomorfológica em ambientes semiáridos com coexistência na vertente de Latossolo e Planossolo, solos típicos de diferentes condições de formação. Para tanto, realizamos a análise em diferentes escalas, tendo como objetivos específicos: compreender o papel dos Latossolos na escala regional; identificar quais processos permitiram a sequência Latossolo-Planossolo em uma mesma vertente; verificar a relação dos processos nas diferentes escalas analisadas. Assim, esta pesquisa foi conduzida abordando os solos e a paisagem, envolvendo correlações entre solos e relevo na escala da vertente e dos compartimentos geomorfológicos, visando entender a influência destes resultados também numa condição regional.

Empregaremos a metodologia multiescalar (Nakashima *et al.*, 2017), associando o estudo da paisagem e a Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (Boulet *et al.*, 1982; Boulet; Humbel; Lucas, 1982a). Por fim, é necessário mencionar que esta pesquisa é um passo inicial na direção de aprofundar na compreensão evolutiva da região, o que deverá

suscitar novos questionamentos, hipóteses, além das esperadas discussões sobre a evolução da paisagem da área.

2. PAISAGENS DO AMBIENTE SEMIÁRIDO

2.1 EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOESCULTURAL

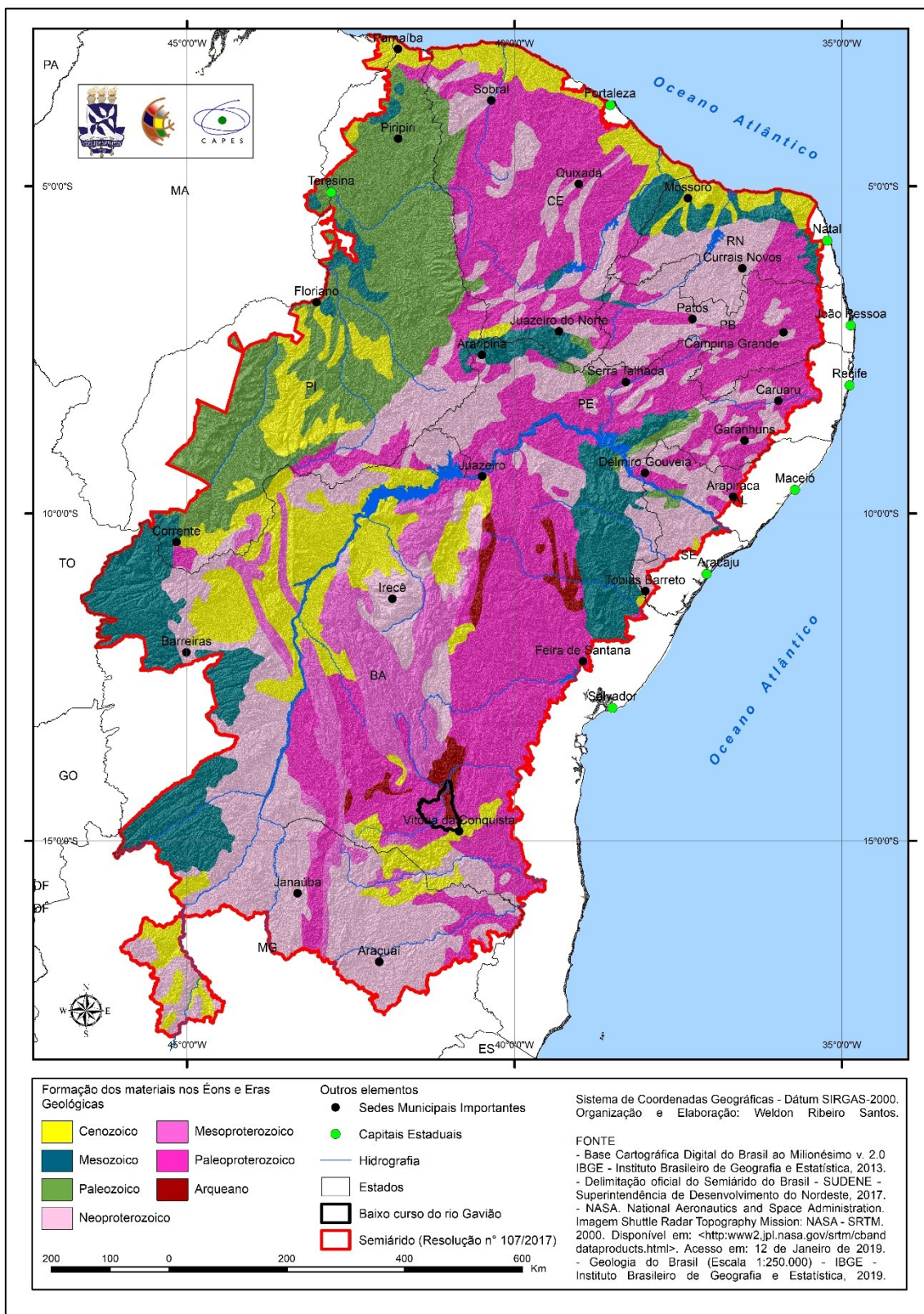
A formação das paisagens do Semiárido é resultante de ciclos geotectônicos e ciclos desnudacionais, que foram fundamentais na consolidação das unidades morfoestruturais e morfoesculturais atuais, as quais possuem suas litologias associadas a diferentes eras geológicas (**Figura 1**). A ocorrência desses ciclos influenciou o clima regional, os sistemas hidrográficos, a distribuição de solos e as diferentes formações vegetais desses ambientes.

Alves (2019) aponta que os grandes eventos e ciclos geotectônicos que moldaram as estruturas da paisagem sertaneja datam de períodos em que a vida ainda dava seus primeiros passos. Do ponto de vista geotectônico, os eventos fundamentais para a estruturação das paisagens do Semiárido compreenderam o Ciclo Jequié, o Ciclo Transamazônico (Colagem Paleoproterozoica), o Ciclo Cariris Velhos, o Ciclo Brasileiro e a Ativação Mesozoica.

A despeito de ciclos geotectônicos anteriores ocorridos no Paleoarqueano e Mesoarqueano, Hasui (2012) afirma que o primeiro ciclo reconhecido com segurança para as paisagens do Semiárido é o Ciclo Jequié de ocorrência na região homônima na Bahia. Este evento geotectônico ocasionou intenso metamorfismo, migmatização, deformação e intrusões de granitos nas litologias afetadas, a atuação do mesmo se situou entre 2,8 e 2,5 Ga (Hasui, 2012).

No entanto, foi apenas no Paleoproterozoico que ocorreu um ciclo geotectônico cujas implicações tiveram grande repercussão espacial nas paisagens do Semiárido. O Ciclo Transamazônico ocorreu entre 2,5 e 1,9 Ga e as rochas oriundas desse evento aparecem nos crátons, no interior dos cinturões dobrados, nos sistemas orogênicos mais novos e nos núcleos de rochas arqueanas retrabalhadas (Hasui, 2012). Tais litologias se encontram, por exemplo, no Cráton do São Francisco (CSF), sobretudo, nos estados da Bahia e Minas Gerais.

Figura 1 - Materiais do Semiárido Brasileiro por idade de formação nos Éons e Eras geológicas



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Nesse sentido, Corrêa *et al.* (2019) afirmam que o Crátom do São Francisco exhibe estruturas associadas com as orogenias do Paleoproterozoico e Neoproterozoico,

isto é, litologias associadas ao Ciclo Transamazônico. Segundo os autores esta área foi fortemente afetada por regimes deformacionais, os quais cessaram apenas no Siluriano, quando a Plataforma Brasileira se estabilizou. Ainda sobre o Ciclo Transamazônico, Barbosa e Sabaté (2003) denominam o mesmo de Colagem Paleoproterozoica e acrescentam que este evento tectônico praticamente apagou o registro de deformações e metamorfismos anteriores. Além disso, os autores argumentam que o Paleoproterozoico foi um período com significativa produção de rochas metamórficas e granitoides associados.

Entre o final do Paleoproterozoico (pós-transamazônico) e o Mesoproterozoico (1,1 e 1,0 Ga) ocorreu o Ciclo Cariris Velhos, o qual envolveu processos de divergência, rifteamento e abertura oceânica, seguido de convergência e fechamento do oceano (Hasui, 2012). Brito Neves *et al.* (1995) destacam que as orogenias do Ciclo Cariris Velhos compreenderam etapas de subducção e colisão de placas tectônicas. De maneira geral, as litologias oriundas desse ciclo ocorrem numa faixa de direção WSW-ENE, se estendendo diagonalmente da região da divisa Piauí-Pernambuco rumo à Paraíba (Hasui, 2012).

Durante o Neoproterozoico e o Siluriano (1 Ga a 440 Ma) ocorreu o Ciclo Brasileiro, o qual representou o mais expressivo e importante evento ou conjunto de eventos tectono-magmáticos de formação de unidades litoestruturais supracrustais ocorrido na plataforma Sul-Americana (Schobbenhaus *et al.*, 1984). Nesse sentido, Bertolini e Valadão (2009) afirmam que a formação da grande ossatura geológica do Brasil (e conseqüentemente do Semiárido do Nordeste) se associa diretamente ao Ciclo Brasileiro.

Por sua vez, Maia e Bezerra (2014) acrescentam que o quadro geomorfológico do Nordeste do Brasil foi elaborado em resquícios morfoestruturais da orogênese Neoproterozoica (Ciclo Brasileiro) e que foi posteriormente reorganizado no Cretáceo, durante a divisão do megacontinente Pangeia (Ativação Mesozoica).

As colisões do Ciclo Brasileiro originaram os orógenos Borborema e Araçuaí, localizados no norte e no sul do CSF (Hasui, 2012; Corrêa *et al.*, 2019). As faixas móveis, onde se inserem os orógenos Borborema e Araçuaí emolduram o CSF, sendo as mesmas originadas da deformação e metamorfismo de rochas de antigas bacias

sedimentares distribuídas nas bordas desse cráton ou das rochas da periferia (Hasui, 2012; Schaefer, 2013).

Inserida no ciclo geotectônico atual, a Ativação Mesozoica ocorreu entre o Triássico e o Paleógeno (Hasui, 2012). Ross (2013) afirma que a Ativação Mesozoica denominada por ele de Epirogênese ou Soerguimento Pós-Cretáceo da Plataforma Sul-Americana é o grande divisor na história da evolução do relevo brasileiro. Nesse sentido, Corrêa *et al.* (2019) afirmam que o domínio do Semiárido foi reativado tectonicamente apenas durante os eventos que levaram à ruptura do Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico no Mesozoico entre 200 e 100 Ma.

Portanto, foi à sucessão de ciclos tectônicos que formou a megaestrutura do relevo nordestino, dividida em Cráton do São Francisco, cinturões móveis e bacias e coberturas sedimentares (Schaefer, 2013; Alves, 2019). Destaca-se que estes eventos compreenderam períodos de instabilidade geotectônica e os intervalos entre eles representaram etapas de estabilidade plataformal, o que não exclui modificações morfoclimáticas representadas pelos ciclos erosivos, os quais atuaram simultaneamente aos ciclos geotectônicos. Nesse sentido, cabe destacar que os ciclos erosivos ocorreram, sobretudo, no Cenozoico, estando associados à definição das superfícies de aplainamento para as paisagens do Semiárido.

O conceito de superfície de aplainamento pressupõe formas levemente onduladas, mamelonadas e mesmo niveladas, as quais cortam/truncam estruturas diversas devido à ação da erosão subárea, sejam essas estruturas do embasamento cristalino ou de suas coberturas sedimentares (Guerra, 1993; Peulvast; Sales, 2002; Salgado, 2007).

De modo geral, a discussão sobre superfícies de aplainamento está associada aos modelos de evolução da paisagem na escala de Longo-Termo. Nesse âmbito, estão inseridas as propostas teórico-metodológicas do **ciclo geográfico de Davis**, a **Piedmontflachen de Penck**, a **Pediplanação de King** e a **Etchplanação** com contribuições de Wayland, Büdel, Millot e Thomas.

No **ciclo geográfico de Davis** o relevo passaria por estágios de juventude (dissecação predominante), maturidade (erosão fluvial lateral e rebaixamento por desnudação) e senilidade, nos quais o rebaixamento das vertentes ocorreria mediante diminuição da declividade (Saadi, 1998; Ross, 2012). Nesse sentido, o aplainamento seria controlado por rebaixamento vertical do relevo (*downwearing*). De maneira geral,

após um rápido soerguimento do relevo por uma ação tectônica existiria um longo período de atividade erosiva (Christofoletti, 1980; Valadão, 1998), a qual resultaria no peneplano, uma superfície ondulada de relevo suave e com elevações residuais (Davis, 1899; Passos; Bigarella, 2012). O modelo proposto por Davis determina uma evolução do relevo em que as águas correntes assumem o papel decisivo na tarefa de suavizar a morfologia, uma vez que esta, inicialmente plana, for deformada em consequência de movimentos tectônicos bruscos (Peulvast; Sales, 2002).

Na **Piedmontflachen de Penck** a evolução do relevo seria marcada por predomínio das forças endógenas em alguns períodos e em outros por predomínio das forças exógenas (Salgado, 2007). Nesse sentido, o relevo seria gerado por uma deformação tectônica (soerguimento) expressa por movimentos contínuos progressivamente acelerados e, em seguida, desacelerados até atingir um estado de estabilidade (Saadi, 1998; Elorza, 2008). Peulvast e Sales (2002) mencionam que a teoria de Penck defendia um soerguimento prolongado concomitante à desnudação. Com a redução do soerguimento e a prevalência da desnudação seriam formados degraus (*Piedmontrippen*) e escarpas separando tais degraus (*Piedmonts*). Com a alternância entre períodos de predominância do tectonismo e da desnudação seria formado um relevo em escadaria designado como Piedmontflachen (Pazzaglia, 2003).

Por sua vez, o processo de **pediplanação** seria iniciado com o soerguimento continental o qual causaria incisão fluvial e posteriormente rebaixamento dos leitos fluviais até uma cota em equilíbrio com seu novo nível de base. A partir disso, ocorreria o alargamento dos vales fluviais e a retração lateral das vertentes (*backwearing*). Com o acúmulo de material detrítico oriundo das fases anteriores seriam formadas rampas suaves na base da vertente, as quais são denominadas de pedimentos e no decorrer do tempo esses pedimentos seriam coalescidos formando uma ampla superfície aplainada – o pediplano, mais jovem e com menor cota altimétrica em relação aos relevos residuais que destoariam da paisagem geral (Pazzaglia, 2003; Salgado, 2007).

Por fim, a proposta mais recente acerca da evolução do relevo na escala de Longo-Termo é denominada de **etchplanação**. Nessa proposição de evolução geomorfológica o intemperismo químico tem papel fundamental nos aplainamentos, pois a partir desse processo ocorreria o desenvolvimento de espessos mantos de alteração, sendo este material preparado para posteriormente ser removido pela desnudação (Vitte, 2005; 2005), a qual seria condicionada pelo *downwearing* (Peulvast; Sales, 2002). O processo

de etchplanação teria como início uma condição de estabilidade tectônica e clima tropical semiúmido ou quente e úmido.

Com a formação de espesso manto de intemperismo seria formada dois fronts de alteração, a superfície exumada de lavagem (*washing surface*) concebida como o modelado propriamente dito onde predominam os processos mecânicos de escoamento pluvial e a superfície basal de intemperismo ou front de alteração (*leaching surface*) a qual se localiza em subsuperfície e onde predominam os processos de lixiviação e desnudação química (Vitte, 2005; Salgado, 2007). Portanto, o rebaixamento do relevo seria produto da ação conjunta do intemperismo químico, da pedogênese e das diferenças de resistências petrográficas e mineralógicas.

Assim, o entendimento das superfícies de aplainamento passa pela compreensão evolutiva de Longo-Termo dos grandes compartimentos geológico-geomorfológicos. Nesse sentido, a integração dos conhecimentos acerca da noção de ciclos erosivos das superfícies de aplainamento com a discussão relativa aos ciclos tectônicos é fundamental para a compreensão geomorfológica de Longo-Termo (Peulvast e Sales, 2002). Ainda sobre isso, Salgado (2007) acrescenta que a justaposição de teorias é possível e promissora. Tai integração é defendida por Peulvast e Sales (2002) quando os autores admitem a associação entre *backwearing* e *downwearing* no processo de aplainamento do relevo.

Peulvast e Sales (2002) defendem que os aplainamentos não são a fase terminal da evolução do relevo, mas sim constituem forte tendência temporária, se configurando assim como preciosos elementos morfoestratigráficos, os quais testemunham a essência da história dos continentes.

Tais proposições acerca da evolução geomorfológica na escala de Longo-Termo possibilitaram pesquisas sobre o relevo do Semiárido nordestino. Se enquadram nesse escopo as pesquisas de King (1956), Ab'Sáber (1969) e Valadão (1998). Destaca-se que em termos gerais, tais pesquisas geomorfológicas tiveram maior ênfase na pediplanação, a qual embasou o entendimento inicial acerca do entendimento do relevo do Nordeste na segunda metade do século XX.

King (1956) propôs a existência de cinco superfícies de aplainamento (Gondwana, Post-Gondwana, Sul-Americana, Velhas e Paraguaçu). Para o autor os testemunhos das superfícies mais antigas (Gondwana e Post-Gondwana) encontram-se fossilizados pelos

depósitos do Cretáceo, já as superfícies mais recentes (Velhas e Paraguaçu) dissecam a Superfície Sul-Americana e tem seus testemunhos embutidos nessa última, a qual corresponderia na chave de entendimento da evolução morfogenética Cenozoica do Brasil.

A contribuição da pediplanação para o entendimento do relevo do Semiárido é fundamental. Porém, em decorrência do próprio estágio científico da época em que não havia qualquer explicação tectônica na evolução geomorfológica King (1956) propôs um modelo evolutivo do relevo baseado na teoria geossinclinal, em que os processos de soerguimento e de desnudação são controlados por compensação isostática.

Nesse sentido, a explicação de evolução do relevo ainda não era embasada na teoria da tectônica de placas, pois esta ainda não estava consolidada. Além disso, qualquer tentativa de cronologia da desnudação era baseada apenas em métodos de datação relativa (análise fóssil) e de correspondências estratigráficas. Nesse contexto, Ross (2013) cita que dentre as falhas da “Geomorfologia do Brasil Oriental” se encontra o entendimento de que o bloco subcontinental sofre soerguimento por compensação isostática e a obrigatoriedade da alternância soerguimento-erosão.

No entanto, as contribuições de King (1956) tiveram papel importante para a geomorfologia do Semiárido. Sobre isso, Ross (2013) afirma que dentre os méritos desta contribuição está à noção de policiclos de erosão, a proposição teórica dos pedimentos e da pediplanação e, por fim, os efeitos das fases de soerguimentos generalizados do bloco continental, alternados com fases de erosão pela regressão de escarpas e pedimentação.

Ab’Sáber (1969) por sua vez concentrou sua discussão na participação das superfícies aplainadas na composição dos compartimentos de relevo e na caracterização das paisagens do Nordeste semiárido. O autor associa o maior desenvolvimento da pediplanação no Semiárido aos períodos de regressão marinha do Quaternário, quando o clima mais seco propiciou também a ampliação da vegetação de caatinga.

Por fim, o trabalho de Valadão (1998) trouxe significativo avanço em relação às pesquisas anteriores, pois esteve embasado na pediplanação e na morfotectônica. Para o autor o processo de individualização da Placa Sul-americana e abertura do Atlântico Sul, iniciado no Mesozoico (Ativação Mesozoica), imprimiu novo ritmo à desnudação do continente, cuja justaposição ao caráter episódico dos soerguimentos crustais

culminou na elaboração de três superfícies de aplainamento (Superfície Sul-americana, Sul-americana I e Sul-americana II).

Em resumo pode-se dizer que o estabelecimento da teoria da tectônica de placas foi fundamental para o avanço teórico desenvolvido por Valadão (1998). No entanto, a cronologia da desnudação proposta foi embasada, assim como em King (1956), na datação relativa, ainda que o próprio Valadão (1998) apontasse a importância do emprego de isótopos cosmogênicos nos estudos geomorfológicos de Longo-Termo, os quais na época ainda eram difíceis e custosos para a ciência brasileira realizar esse tipo de análise.

Como citado anteriormente, a teoria da pediplanação foi responsável pelo desenvolvimento inicial dos estudos geomorfológicos do Semiárido do Brasil. Entretanto, mais recentemente as pesquisas geomorfológicas apontam para a utilização promissora da etchplanação para a explicação do relevo do Semiárido do Nordeste brasileiro. Inseridos nesse contexto se enquadram os trabalhos de Santos e Salgado (2010) acerca da gênese das superfícies erosivas na região de Milagres na Bahia, a pesquisa de Maia *et al.* (2015) sobre o campo de inselbergues de Quixadá no Ceará, o artigo de Moura-Fé (2017a) referente ao emprego da etchplanação no estudo do relevo na Serra da Ibiapaba Setentrional (Noroeste do Ceará) e a pesquisa Bastos (2018) sobre as evidências morfológicas de condições paleoclimáticas úmidas no Semiárido brasileiro.

De modo resumido, as contribuições geomorfológicas para o Semiárido centradas na etchplanação estão baseadas na morfotectônica, na pedogeomorfologia e no entendimento de paleoclimas. Além disso, os avanços no campo da geocronologia proporcionaram maior desenvolvimento da geomorfologia na escala de Longo-Termo à medida que as datações absolutas possibilitaram a compreensão temporal dos materiais e da elaboração das formas.

Contudo, é possível a inserção do baixo curso do rio Gavião nessa discussão, pois esta área de estudo se caracteriza por litologias antigas oriundas de ciclos geotectônicos que metamorfisaram as rochas cristalinas da região. Por outro lado, o aplainamento executado pelos ciclos erosivos ainda não atingiu estágio avançado, na medida em que o relevo é muito movimentado, às vezes bastante dissecado. Por fim, é importante dizer que a explicação geomorfológica dessa região pode incorporar elementos dos modelos clássicos, como a pediplanação, mas a tendência é de que a etchplanação se aplique

melhor ao contexto em análise, pois além do relevo pouco aplainado existe a predominância de mantos de intemperismo espessos, muitas vezes latossolizados e laterizados.

2.2 O ARCABOUÇO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

A região semiárida do Nordeste apresenta grandes Superfícies Aplainadas que são sua principal característica geomorfológica, situadas entre maciços antigos e chapadas eventuais, sob a forma de intermináveis colinas, as quais representam heranças de uma longa história fisiográfica, comportando-se como remanescentes de aplainamentos, elaborados entre fins do Neógeno e início do Quaternário (Ab'Sáber, 1999). Entretanto, existem outras morfologias relevantes, que assim como as superfícies aplainadas resultam da atuação dos ciclos geotectônicos e erosivos (**Figuras 2 e 3**).

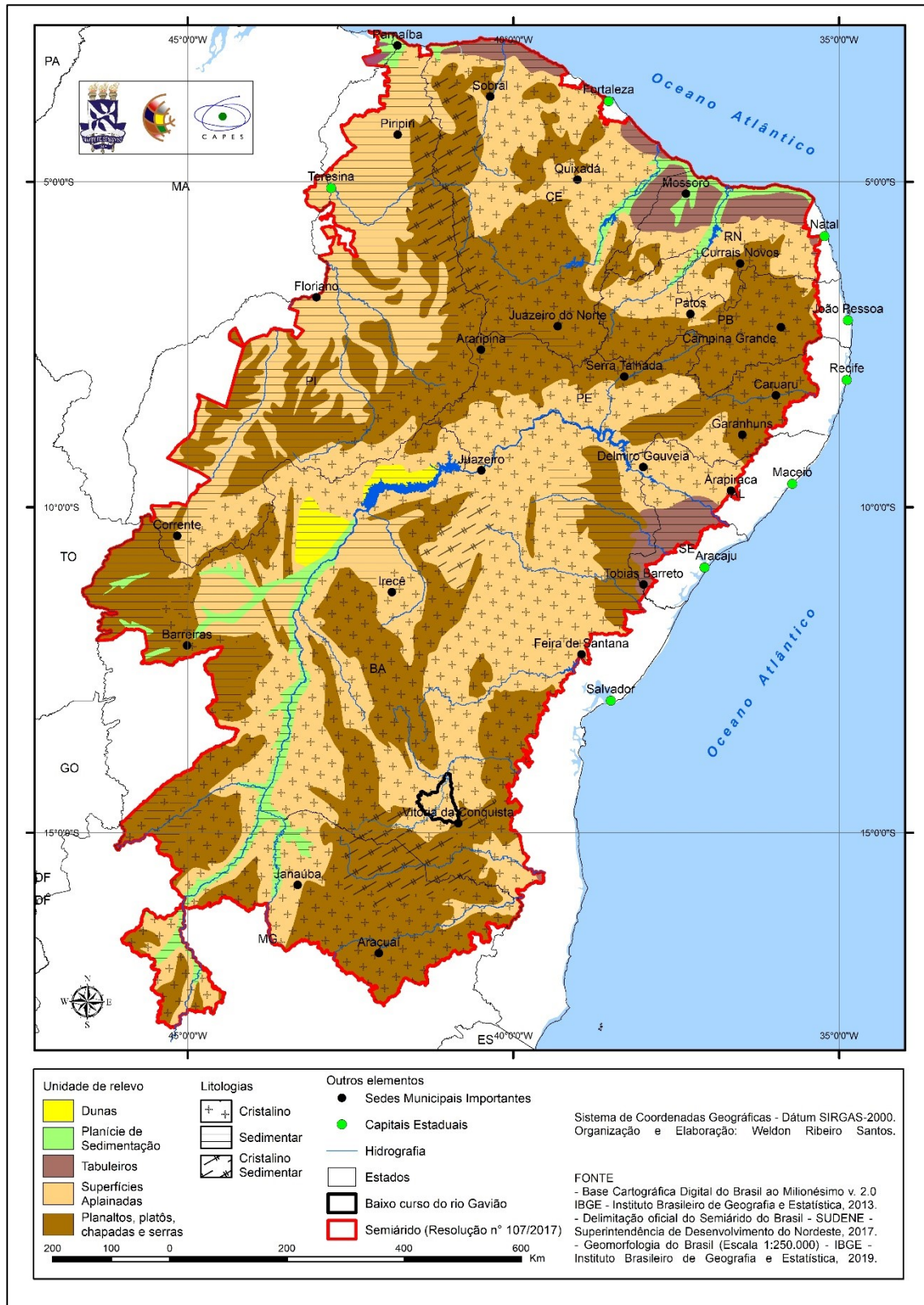
Baseado na correlação tectônica e erosiva podem-se elencar cinco grandes grupos de unidades de relevo para o Semiárido do Brasil. Tais unidades são constituídas por litologias sedimentares e/ou cristalinas. As unidades de natureza agradacional são compreendidas pelas **Dunas Continentais**, **Planícies de Sedimentação** e **Tabuleiros Costeiros**. Por sua vez, as **Superfícies Aplainadas** são as unidades de relevo de maior ocorrência e junto aos **Planaltos**, **Platôs**, **Chapadas** e **Serras** compõem as morfologias de caráter desnudacional.

As **Dunas Continentais** são formas de acumulação de sedimentos pela ação eólica. Dentre tais formas o paleodeserto de Xique-Xique na Bahia representa uma extensa massa de areias inseridas no domínio semiárido. As grandes quantidades de areias ali depositadas, e retrabalhadas por processos eólicos e fluviais, foram trazidas de montante (acima do rio São Francisco), por um lento processo de transporte no Pleistoceno (Ab'Sáber, 2006; Mescolotti, 2021).

Por sua vez, as **Planícies de Sedimentação** são terrenos baixos e planos, formados de acumulação de material, que pode ser, por exemplo, de origem fluvial (Florenzano, 2008). No Semiárido do Brasil tais unidades de relevo são constituídas por depósitos fluviais relacionados às principais bacias de drenagem, como as do rio São Francisco, rio Jaguaribe e rio Piranhas-Açu (Corrêa *et al.*, 2019).

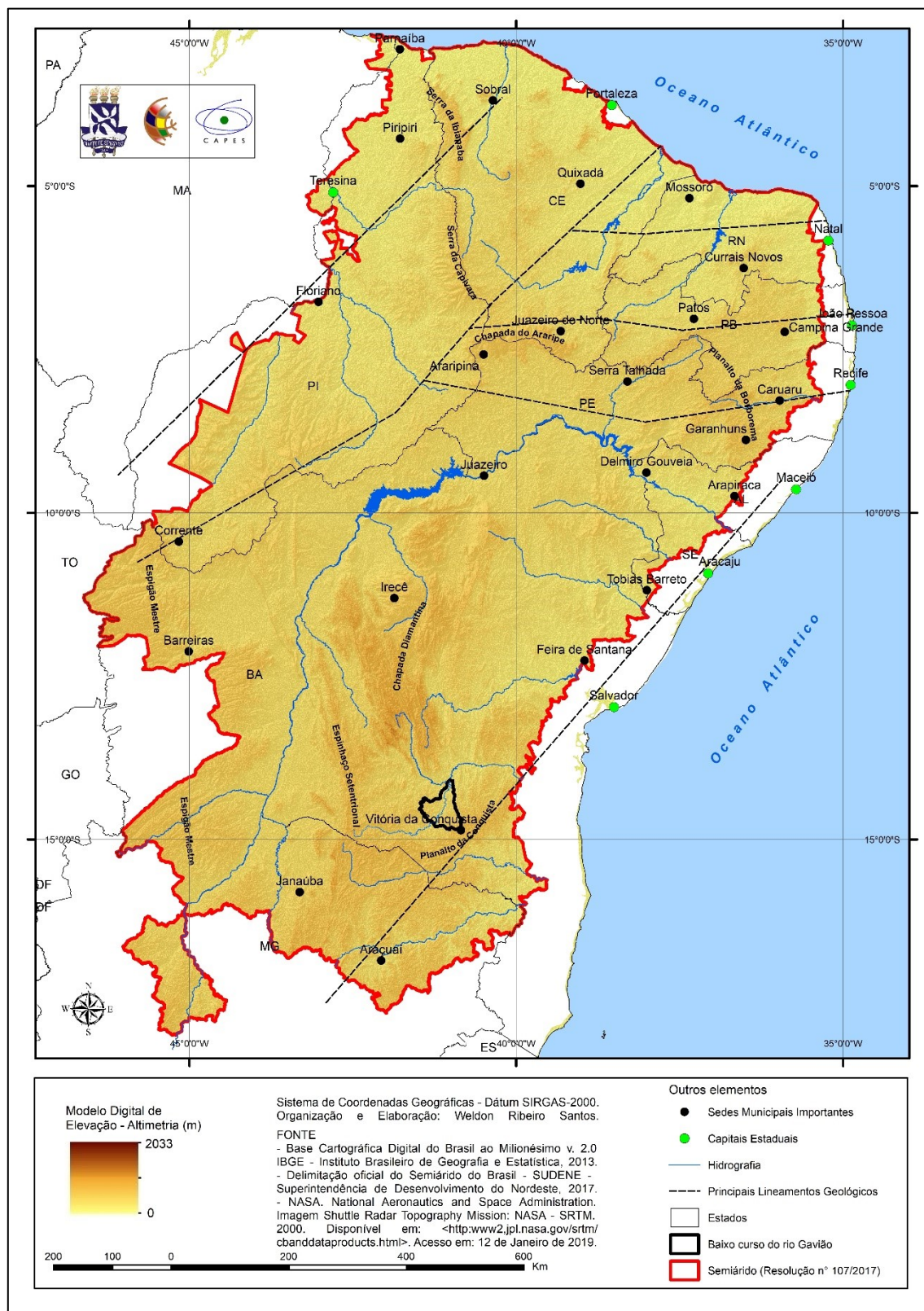
Já os **Tabuleiros Costeiros** são áreas de relevo plano, de origem sedimentar e de baixa altitude (Florenzano, 2008), que correspondem aos sedimentos da Formação Barreiras, formados no Mioceno e no Pleistoceno Inferior (Nunes; Silva; Vilas Boas, 2011). No Semiárido Brasileiro os Tabuleiros Costeiros possuem pouca abrangência. King (1956) aponta a existência de Tabuleiros no Nordeste Baiano e associa os mesmos a Superfície de erosão Velhas do Neógeno.

Figura 2 - Mapa geomorfológico do Semiárido Brasileiro



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Figura 3 - Mapa hipsométrico do Semiárido Brasileiro



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Como mencionado anteriormente as **Superfícies aplainadas** constituem os compartimentos geomorfológicos mais frequentes no Semiárido nordestino. De modo

geral, tais morfologias são o resultado dos sucessivos ciclos de aplainamento ocorridos no Cenozoico, os quais agiram através da erosão diferencial nas morfoestruturas formadas por mecanismos morfotectônicos (soerguimentos, metamorfismo, falhamentos etc.). Assim, é importante frisar a importância combinada dos fatores climáticos e estruturais na consolidação do relevo do Semiárido do Nordeste. A partir desse entendimento Costa *et al.* (2020) apontam a existência de três superfícies aplainadas para o Nordeste Setentrional Brasileiro, as quais acreditamos ser possível a ampliação para o Semiárido como um todo. Nesse âmbito se enquadram a Superfície sertaneja 1, a Superfície sertaneja 2 e a Superfície Pré-litorânea.

A Superfície sertaneja 1 se caracteriza pelas altimetrias mais baixas (50 a 250 metros), cujos processos de aplainamento foram mais significativos. Por sua vez, a Superfície sertaneja 2 é composta por maiores elevações (250 a 400 metros), sendo morfologicamente representada por feições mais dissecadas e colinosas. Por fim, a Superfície Pré-litorânea abrange toda a porção oriental localizada entre as áreas mais elevadas, como o Planalto da Borborema, e os tabuleiros costeiros (COSTA *et al.*, 2020). De modo resumido, estas vastas superfícies planas, pouco dissecadas, articuladas entre si e estruturadas sobre rochas Arqueanas e Paleoproterozoicas são as principais feições geomórficas em escala regional (Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014).

Os **Planaltos, Platôs, Chapadas e Serras** são morfologias elevadas que em virtude da complexidade em termos de formação, idade e materiais podem ser divididas em três grupos: Orógenos Arqueanos e Paleoproterozoicos com maciços rejuvenescidos e terras altas; Planaltos em cinturões dobrados e intrusões de idade Neoproterozoica; e Platôs em bacias Fanerozoicas (Corrêa *et al.*, 2019).

Os **Orógenos Arqueanos e Paleoproterozoicos com maciços rejuvenescidos e terras altas** estão geologicamente ligados ao CSF, correspondendo as sequências elevadas estruturadas principalmente em faixas de quartzitos (Espinhaço e Chapada Diamantina) dos maciços do leste da Bahia e aos patamares nas bacias Proterozoicas estruturadas nas sequências de carbonatos das formações Salitre e Bebedouro (região de Irecê e Lençóis) (Corrêa *et al.*, 2019).

As elevações do Espinhaço Setentrional (Espinhaço Baiano) compõem um sistema orográfico que se formou na parte centro-oeste da Bahia, possuindo atualmente cotas em torno de 800 a 1000 metros, estruturado em grandes dobras e falhas de orientação geral NNW-SSE (Guimarães; Alkimin; Cruz, 2012). Rocha (1992) destaca que os

metassedimentos do Supergrupo Espinhaço datam do Proterozoico Médio, sendo constituído por filitos, formações ferro-manganesíferas, conglomerados e quartzitos.

Nesse conjunto de áreas elevadas ainda se inserem os Planaltos de Vitória da Conquista e Maracás, que seriam os aplainamentos mais antigos e mais elevados (900 – 1000 metros) da média bacia do rio de Contas (Almeida, 1979). King (1956) define tais planaltos como remanescentes da superfície de aplainamento Sul-americana de idade Paleógena (66 - 23 Ma).

Por sua vez, a Chapada Diamantina é caracterizada por um conjunto de serras e planaltos com altitudes entre 800 e 1200 metros, cujas litologias predominantes são arenitos, conglomerados, pelitos e carbonatos de idade Neoproterozoica, estruturados em grandes dobras e falhas de orientação preferencial N-S a NNW-SSE e apresentando grau de metamorfismo variável (Guimarães; Alkimin; Cruz, 2012). Tricart e Silva (1968) destacam que a Chapada Diamantina resulta de uma inversão do relevo, pois as serras e planaltos dessa região são constituídos de sedimentos detríticos oriundos de áreas outrora mais elevadas. No entanto, as litologias da Chapada Diamantina foram mais resistentes à erosão e por isso hoje se encontram em maiores elevações.

As Formações Salitre e Bebedouro da região de Irecê e Lençóis são compostas predominantemente por rochas carbonáticas. Leão e Dominguez (1992) afirmam que a gênese da Formação Salitre é marinha, sendo formada em águas rasas. Por sua vez, a Formação Bebedouro é constituída por rochas siliciclásticas e carbonáticas de gênese glacio-marinha (Guimarães, 1996; Guimarães; Alkimin; Cruz, 2012).

Os **planaltos e depressões em cinturões dobrados e intrusões de idade Neoproterozoica** são caracterizados por uma sequência de compartimentos elevados e depressões, localizados no leste e norte do nordeste do Brasil (Corrêa *et al.*, 2019). Nesse âmbito, estão inseridos o Planalto da Borborema, o Planalto Sertanejo e os Maciços Estruturais Isolados.

O Planalto da Borborema é composto por litologias do Arqueano e do Paleoproterozoico, possuindo zonas de cisalhamento transcorrente e de empurrão, que definem os lineamentos de Patos e Pernambuco, ambos gerados por movimentação transcorrente de direção geral em torno de E-W (Hasui, 2012). Schaefer (2013) explica que a Faixa Móvel Nordeste, onde se insere o Planalto da Borborema, é um complexo de rochas falhadas e com zonas sismicamente ativas, cuja origem está associada ao

Ciclo Brasileiro. Costa *et al.* (2020) explicam que os relevos do Planalto da Borborema apresentam aspectos climáticos distintos, pois na porção ocidental as condições semiáridas impõem morfologias típicas das superfícies aplainadas com relevos residuais, enquanto nas escarpas da borda oriental a maior umidade e maior proximidade do litoral implicam em níveis de dissecação mais evidentes em decorrência da ação erosiva fluvial.

O Planalto Sertanejo apresenta vários graus de dissecação, com algumas áreas exibindo topografia de cumes e vales, enquanto outras apresentam aglomerados de morros convexos que se elevam acima do nível de base regional, dominado por rampas baixas e coalescentes (Corrêa *et al.*, 2019). Os autores em questão destacam que este compartimento geomorfológico está estruturado em litologias metassedimentares e metavulcanossedimentares Neoproterozoicas. Além disso, cabe dizer que o Planalto Sertanejo se localiza a oeste da Borborema, sendo definido por uma sequência alongada de interflúvios.

Os Maciços Estruturais Isolados têm sua morfologia ligada ao posicionamento das principais zonas de cisalhamento Proterozoicas que cortam esse setor do Semiárido, cuja deformação dúctil facilitou o destacamento topográfico desses maciços por desnudação diferencial na escala de Longo-Termo (Corrêa *et al.*, 2019). De maneira geral, este compartimento geomorfológico se localiza entre os estados do Ceará e Rio Grande do Norte.

Os **platôs e depressões em bacias Fanerozoicas** compreendem unidades geomorfológicas constituídas por rochas sedimentares cujas origens abrangem um tempo que varia desde o Paleozoico Superior até a total abertura do oceano Atlântico durante o desmembramento da Gondwana no Cretáceo (Corrêa *et al.*, 2019). O Platô Sedimentar do Parnaíba, o Platô do São Francisco, a Chapada do Araripe e o Platô Tucano-Jatobá compõem este grupo de compartimentos geomorfológicos.

O Platô Sedimentar do Parnaíba compreende a Serra da Ibiapaba e a Serra da Capivara. Estas morfologias elevadas estão inseridas na Bacia Sedimentar do Maranhão-Piauí, cujo soerguimento final deu-se após o Cretáceo, já que existem extensas coberturas arenosas de idade Cretácea na região, indicando soerguimento e inversão do relevo (Schaefer, 2013).

Na porção oeste do Ceará limitando-se com o estado do Piauí, desenvolve-se o *Glint* da Ibiapaba, feição de relevo com parte da vertente e sopé mantidos por rochas cristalinas (Costa *et al.*, 2020). O conceito de *Glint* pode ser entendido como uma morfologia do tipo cuesta, cujos contatos não são realizados integralmente com relevos dotados de litologias sedimentares, como ocorre normalmente com as cuestas, mas sim, com litologias cristalinas (Moura-Fé, 2017b).

O platô do São Francisco também conhecido como "Espigão Mestre" corresponde às extensas formas elevadas em forma de mesa que separam as bacias hidrográficas do rio Parnaíba e do rio São Francisco. A bacia sedimentar que forma o Platô do São Francisco é preenchida por arenitos de origem eólica, discordante sobre a Bacia do Parnaíba. De maneira geral, corresponde à extremidade norte da Sub-bacia Urucuia, domínio setentrional da Bacia Sanfranciscana. As duas bacias são separadas entre si pelo Alto do São Francisco (Silva *et al.*, 2003). Ainda sobre isso se pode acrescentar que este compartimento se localiza no oeste da Bahia e é caracterizado pelo relevo sustentado por crostas lateríticas e silicosas do Grupo Urucuia, sequência sedimentar cretácea preservada numa bacia levantada isostaticamente (Teixeira Netto, 2012).

A Chapada do Araripe localiza-se no sul do estado do Ceará, oeste do estado de Pernambuco e leste do Piauí, sendo a maior área de exposição de rochas do Cretáceo dentre as bacias interiores do Nordeste, além de ser aquela de maior complexidade (Lima, 2015). Sua origem, bem como das demais bacias interiores do Nordeste, está relacionada à evolução tectônica oriunda da formação do Atlântico Sul (Carvalho; Freitas; Neumann, 2012). Silva *et al* (2003) explicam que a bacia sedimentar que forma a Chapada do Araripe é intracratônica, possuindo os sedimentos depositados sobre riftes de direção NE-SW.

Por fim, o platô Tucano-Jatobá tem sua história evolutiva ligada ao processo que precedeu a abertura do Oceano Atlântico, com a formação de uma depressão regional prolongada, de direção aproximadamente N-S, no Siluriano, composta por arenitos e níveis conglomeráticos (Corrêa *et al.*, 2019). Tricart e Silva (1968) explicam que os sedimentos mais antigos da fossa Cretácea na região do Recôncavo da Bahia parecem constituídos, sobretudo, por margas calcárias, aparentemente do Jurássico, enquanto as camadas diretamente observáveis são constituídas por um complexo de formações argilo-arenosa-seixosas mais ou menos consolidados.

A partir do exposto o baixo curso do rio Gavião compreende unidades geomorfológicas variadas, desde o Planalto da Conquista (modelado orogénico) até as Superfícies Aplainadas, estas últimas com relevos movimentados e às vezes até dissecados, o que destoa do padrão geral dos aplainamentos das paisagens semiáridas. O relevo da área se encontra sobre litologias do embasamento Arqueano-Paleoproterozoico.

2.3 O CLIMA E SUA ATUAÇÃO

As condições climáticas semiáridas do Nordeste do Brasil têm seu estabelecimento associado ao Holoceno Superior, como afirmado por Barreto (1996) ao estudar a interpretação dos paleoambientes do sistema de dunas fixadas do médio rio São Francisco. O autor afirma que os padrões atuais de clima semiárido e vegetação de caatinga estabeleceram-se na paisagem aproximadamente 4200 anos AP. Por sua vez, Novello *et al.* (2012) afirmam que há aproximadamente 3000 anos a região de Iraquara (Chapada Diamantina) já apresentava condições de semiaridez, ainda que interrompidas por climas de maior umidade com eventos de chuva abruptas com periodicidade de 210 anos.

A despeito das idades absolutas na definição do início da instalação do clima semiárido no Nordeste do Brasil, pode-se afirmar que o Holoceno Superior compreende a consolidação da semiaridez na região. Em termos gerais, os ambientes semiáridos do globo estão, frequentemente, localizados nas latitudes médias, ou seja, nas zonas subtropicais. Tais ambientes estão associados a correntes oceânicas frias nas costas ocidentais dos continentes, assim como a fatores climáticos como a continentalidade e a própria latitude.

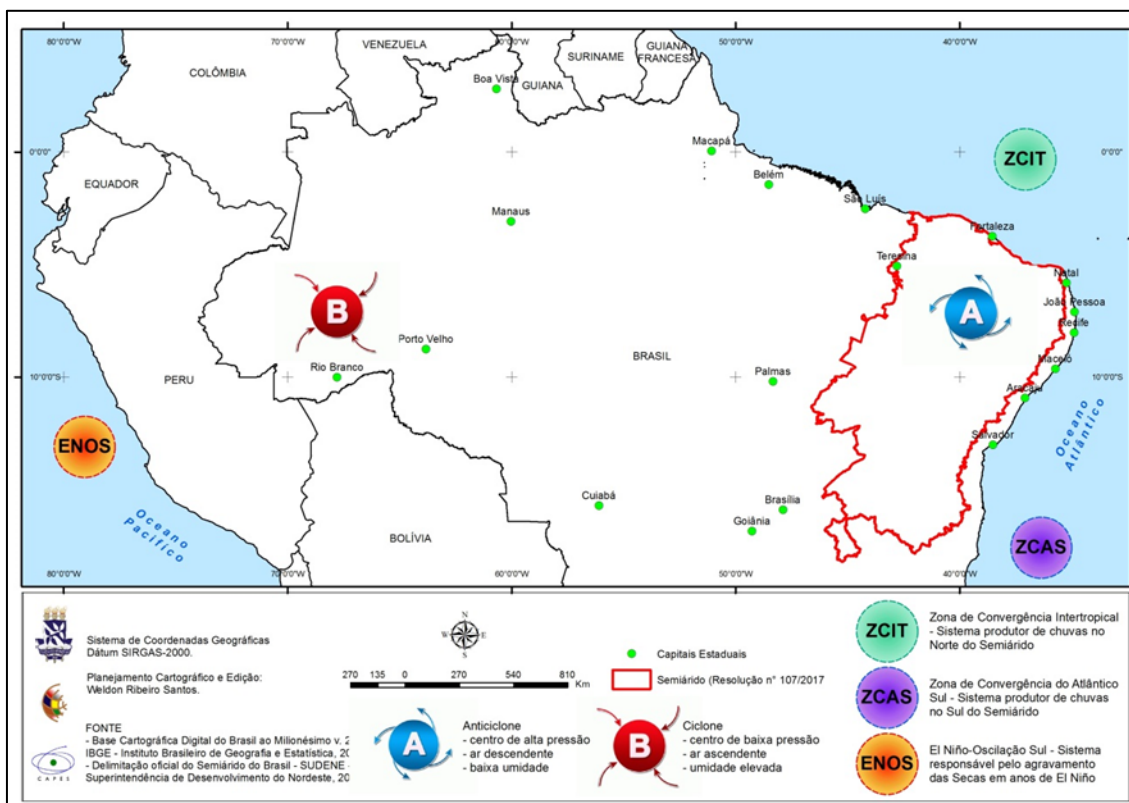
No Brasil, a maior parte das paisagens possuem climas tropicais quentes e úmidos, porém a existência no Nordeste brasileiro de um vasto espaço com condições climáticas tropicais semiáridas se reveste de especificidades, pois o clima tropical semiárido do Nordeste brasileiro se distingue dos climas subtropicais semiáridos e, também, dos climas predominantes no próprio Brasil (tropicais quentes e úmidos). Além disso, existem variações espaciais e sazonais importantes que conferem grande diversidade e complexidade ao clima tropical semiárido do Nordeste brasileiro.

Ferreira e Mello (2005) explicam que a semiaridez se caracteriza por apresentar substanciais variações temporais e espaciais da precipitação pluviométrica, assim como elevadas temperaturas ao longo do ano e amplitude térmica anual em torno de 6°C. Nesse sentido, as razões da existência da semiaridez, insulada num quadrante de um continente predominantemente úmido, são relativamente complexas (Ab'Sáber, 1999; 2003).

A localização da região semiárida do Brasil chama a atenção pelo fato de estar em latitudes semelhantes às de boa parte da Amazônia que está em uma zona quente e

úmida, contrastando assim com a região semiárida (**Figura 4**) (Coutinho, 2016; Moro *et al.*, 2016). Nesse sentido, Nobre e Molion (1988) explicam que a semiaridez do Nordeste do Brasil é devida à adjacência à região Amazônica, onde ocorrem movimentos convectivos amplos e intensos, ou seja, ciclones com ar ascendente e úmido.

Figura 4 - Principais mecanismos controladores da pluviosidade no Semiárido Brasileiro



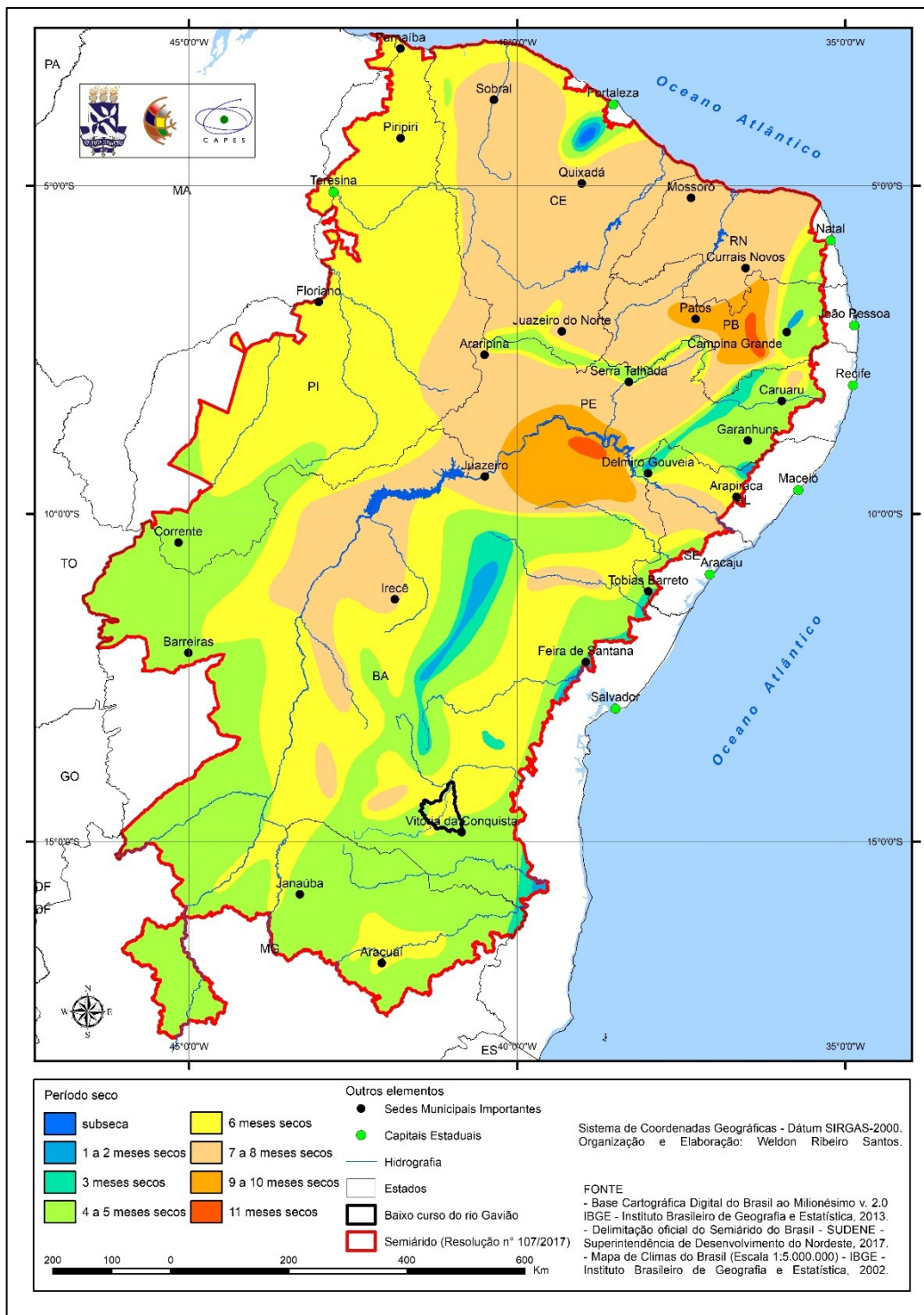
Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

O ar ascendente sobre a Amazônia adquire movimento anticiclônico nos níveis altos (Alta da Bolívia), diverge e, parte dele desloca-se para leste, criando o ramo descendente (Molion; Bernardo, 2002). Tais células de alta pressão (anticiclones) se caracterizam pelo ar seco e descendente, o qual inibe a formação de nuvens e, consequentemente a nebulosidade. Portanto, a semiaridez do Nordeste do Brasil se constitui como uma condição estrutural, pois reflete um déficit de precipitação pluviométrica permanente, fazendo parte assim da configuração climática regional.

A semiaridez está associada também a fatores como, por exemplo, os afloramentos de rochas impermeáveis que diminuem a infiltração de água no solo e, em menor escala, os efeitos da orografia que barram a umidade (Torres; Machado, 2016). Além disso, as

temperaturas altas, a insolação constante ao longo do ano, a reduzida umidade relativa do ar e a baixa evapotranspiração (Mainguet, 1995), são resultados da semiaridez e ao mesmo tempo influenciam na manutenção da mesma (**Figura 5**).

Figura 5 - Mapa dos períodos secos do Semiárido Brasileiro

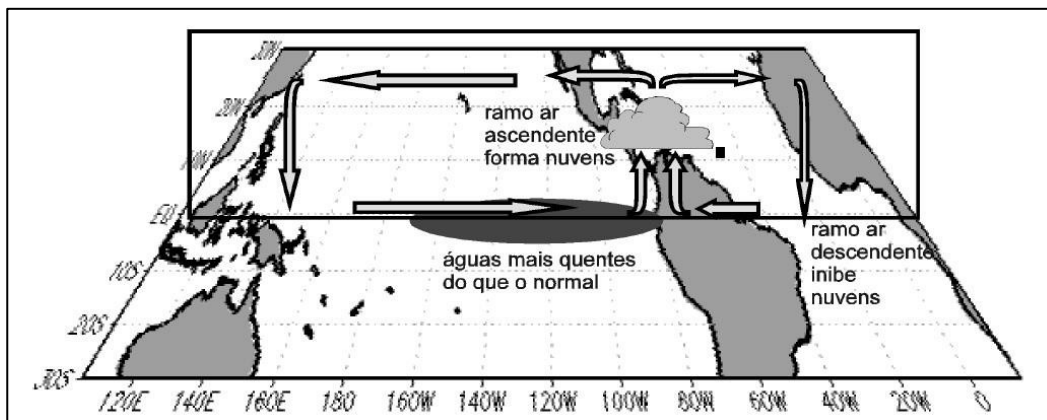


Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Por sua vez, as secas são fenômenos conjunturais, definidos como oscilações climáticas bruscas, em que a variabilidade pluviométrica é maior que o normal, isto é, ocorre má distribuição das chuvas no tempo e no espaço para além das condições habituais. Além disso, anomalias externas às paisagens do Semiárido podem ampliar as secas. Dentre essas anomalias externas com repercussão no Semiárido destaca-se o El Niño-Oscilação Sul (ENOS). O ENOS é um fenômeno oceânico caracterizado pelo aquecimento incomum das águas superficiais nas porções central e leste do oceano Pacífico, nas proximidades da América do Sul, mais particularmente na costa do Peru (Mendonça; Danni-Oliveira, 2007; Zangalli Junior, 2019).

Em anos de ocorrência de El Niño o Semiárido se torna mais seco em decorrência das alterações em grande escala na circulação atmosférica, pois ocorre a inversão da célula de Walker, na medida em que os ventos que seguiam da costa da América do Sul para a costa australiana fazem o oposto devido à mudança dos centros de pressão no Oceano Pacífico (Kayano; Andreoli, 2009). Com isso o ramo descendente dessa célula acaba se situando no Atlântico e no Nordeste do Brasil, enquanto o ramo ascendente se concentra nas águas anormalmente quentes do Pacífico Equatorial Leste (**Figura 6**) (Ferreira; Mello, 2005; Torres; Machado, 2016).

Figura 6 - Esquematização da circulação atmosférica de grande escala no sentido zonal (Célula de Walker)



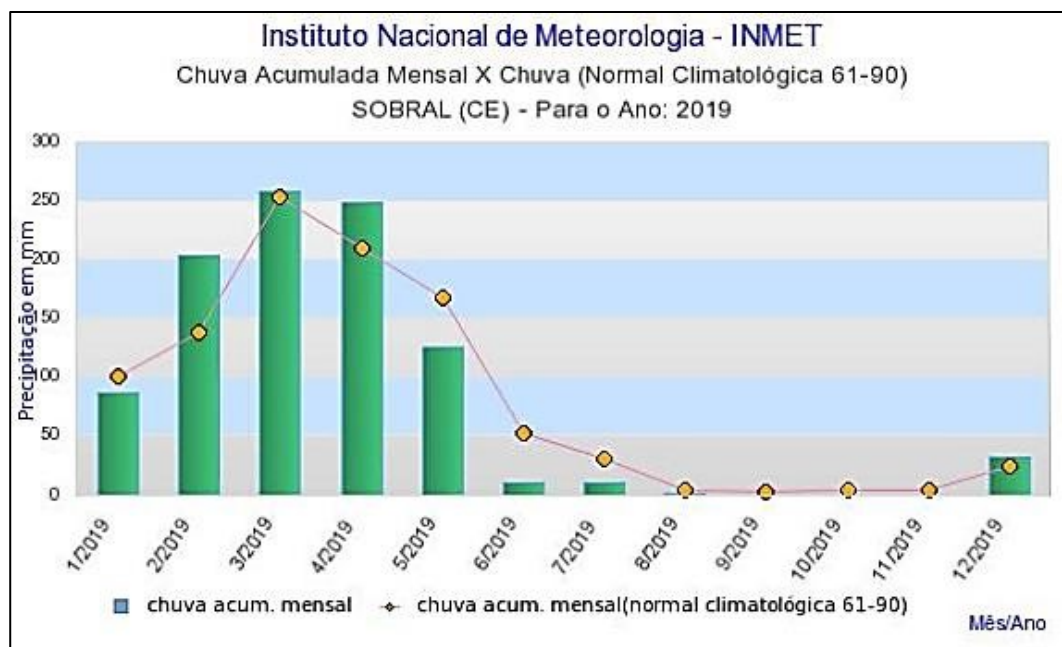
Fonte: FUNCEME, 1997.

Já no que tange aos mecanismos dinâmicos que produzem chuva no Semiárido, pode-se dizer que no norte do Semiárido a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é o fator de macro escala responsável pela pluviosidade regional (Molion; Bernardo, 2002; Ferreira; Mello, 2005). Ferreira (2003) explica que a ZCIT se forma nos trópicos, mais precisamente próximo ao Equador, onde os ventos alísios vindos do hemisfério

norte e do hemisfério sul formam uma região de grande convecção, nebulosidade e pluviosidade.

Assim, no norte do Semiárido a máxima precipitação pluviométrica em março e abril se justifica pela posição mais ao sul da ZCIT, no final do outono austral. Além disso, a convecção local também é fator importante nas chuvas dessa região. Zangalli Junior (2019) aponta que a ZCIT é o sistema atmosférico mais importante do regime de chuvas do semiárido brasileiro, pois representa, na porção Atlântica, a convergência dos ventos alísios de nordeste e sudeste, com movimentos ascendentes, forte nebulosidade e chuvas abundantes (**Figura 7**).

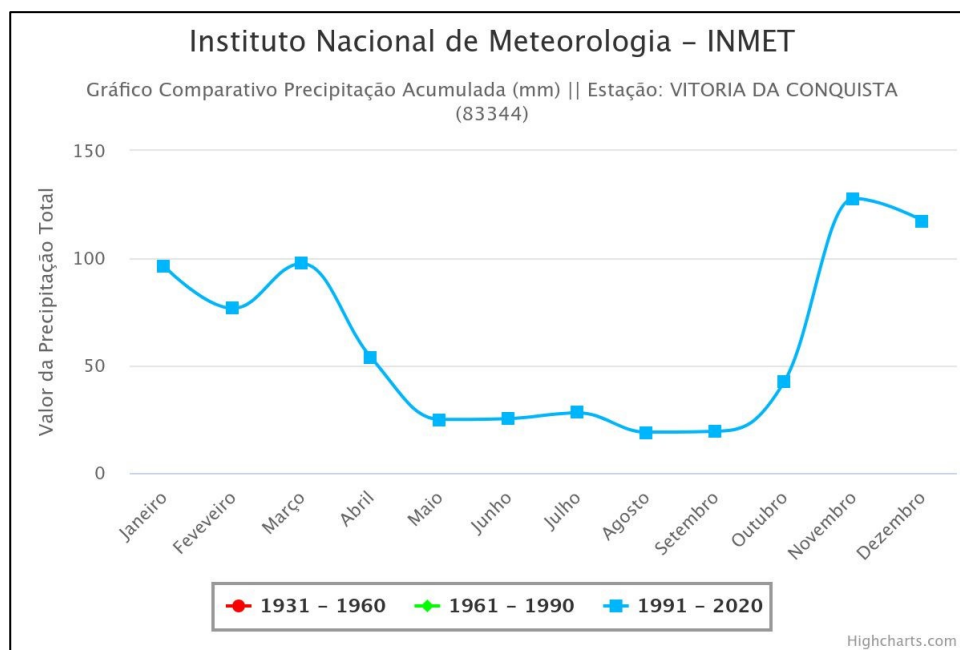
Figura 7 - Climograma - Sobral-CE



Fonte: INMET, 2020.

Já no sul do Semiárido o mecanismo dinâmico fundamental para a produção de chuvas na região é a ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul). Kayano e Andreoli (2009) explicam que na primavera e verão do hemisfério sul, principalmente entre os meses de novembro a março a ZCAS apresenta uma penetração continental importante, a qual interage com a convecção local e, assim, ocasiona as chuvas nessa região. Molion e Bernardo (2002) mencionam que o deslocamento da ZCAS para as latitudes de 12°S a 15°S, e sua permanência com atividade intermitente, causa a estação chuvosa (novembro a março) do sul da região (**Figura 8**).

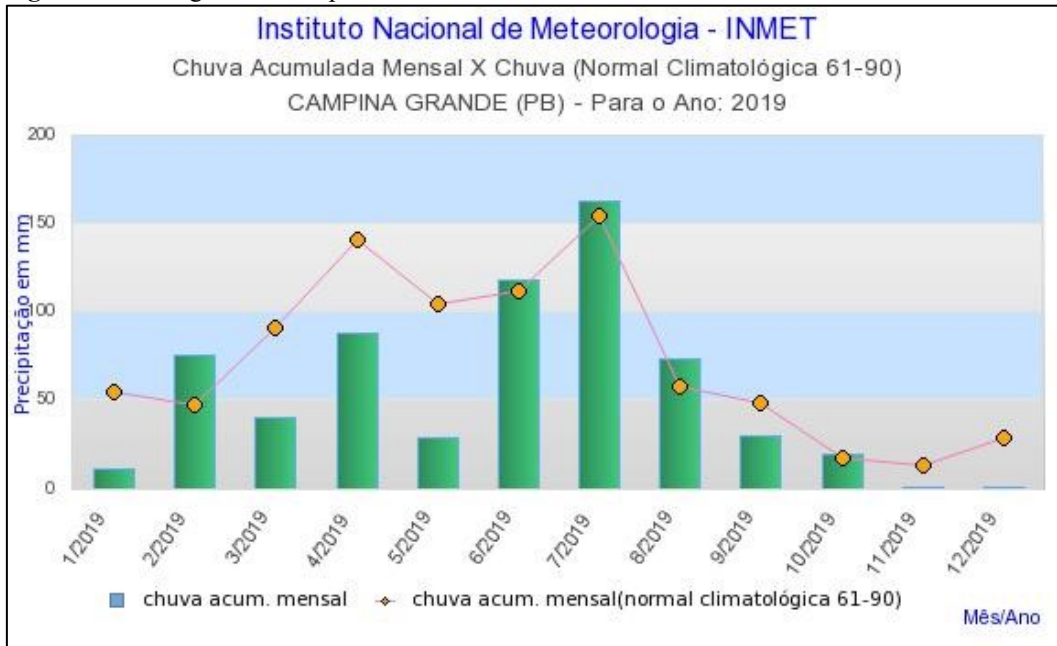
Figura 8 - Climograma – Vitória da Conquista-BA



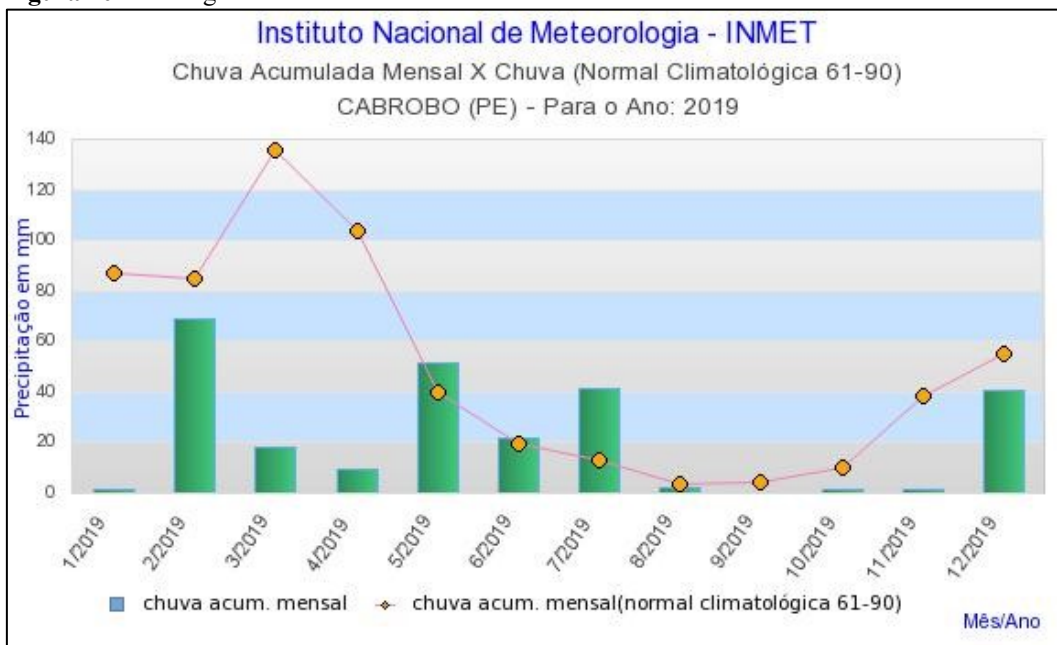
Por sua vez, os maiores sistemas produtores de chuva no litoral do Nordeste também são responsáveis pela pluviosidade em algumas regiões do Semiárido. Nesse quadro se encaixa a atuação da Zona de Convergência do Leste do Nordeste (ZCEN). A maior parte da umidade, que converge sobre o continente e alimenta a ZCEN, é originada no Atlântico Sul. De maneira geral, tal sistema se instala entre abril e julho na região do agreste do Nordeste influenciando assim a pluviosidade dessa região (Molion; Bernardo, 2002) (**Figura 9**).

Contudo, existem espaços no Semiárido onde os principais sistemas produtores de chuva (ZCIT, ZCAS e ZCEN) não atuam com tanta intensidade, ocasionando assim uma ampliação da escassez pluvial (Marengo, 2008). Tais áreas apresentam um período de 9 a 11 meses de ausência de chuvas (**Figura 10**). A Depressão de Patos na Paraíba e o Raso da Catarina na Bahia se enquadram nesse contexto.

Além dos fatores de macro escala discutidos anteriormente (ZCIT, ZCAS e ZCEN) outros mecanismos de escalas menores também influenciam na produção de chuvas no Semiárido do Brasil. Dentre estes pode-se citar as frentes frias, os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANs) e as brisas (Ferreira; Mello, 2005).

Figura 9 - Climograma - Campina Grande-PB

Fonte: INMET, 2020.

Figura 10 - Climograma - Cabrobó-PE

Fonte: INMET, 2020.

As frentes frias são formadas pelo encontro de duas massas de ar de características diferentes produzindo assim uma zona ou superfície de descontinuidade (térmica, barométrica, higrométrica etc.) no interior da atmosfera (Mendonça; Danni-Oliveira, 2007). Durante o verão, as frentes frias frequentemente se posicionam ao longo da costa do Brasil, entre São Paulo e Bahia, na região climatológica da ZCAS, originando períodos prolongados de chuva forte (Cavalcanti; Kousky, 2009).

Os vórtices ciclônicos de altos níveis são sistemas meteorológicos caracterizados por centros de pressão relativamente baixa que se originam na alta troposfera e se estendem até os níveis médios (Ferreira; Ramirez; Gan, 2009). Sua atuação no Nordeste é mais evidente quando estes se formam no continente. Os VCANs têm na sua periferia a formação de nuvens causadoras de chuva e no seu centro subsidência do ar, a qual aumenta a pressão e inibe a formação de nuvens (Ferreira; Mello, 2005).

Por fim, as brisas (terrestres e marítimas) também são importantes na produção de chuvas, sobretudo na região adjacente ao Agreste. Tais mecanismos são ventos locais que ocorrem principalmente nas costas tropicais, sendo causadas pela diferença de pressão existente entre o continente e o mar, e essa, por sua vez, tem origem nas diferenças térmicas entre a superfície terrestre e a superfície do mar (Torres; Machado, 2016). Além disso, o clima semiárido se caracteriza pelo balanço hídrico negativo, pois a evapotranspiração potencial é maior do que a pluviosidade.

O clima da região semiárida apresenta variações consideráveis, as quais são influenciadas pelos grandes sistemas produtores de chuva (ZCIT, ZCAS e ZCEN). Na escala local fatores como a orografia também são importantes. Este panorama pode ser visto no baixo curso do rio Gavião, pois o clima varia desde o semiárido até o subúmido (Cruz, 2011), variação essa diretamente associada às mudanças altimétricas. No Planalto da Conquista a pluviosidade é maior e as temperaturas são mais amenas, já nas áreas mais baixas, como nas Superfícies Aplainadas, a pluviosidade é menor e as temperaturas são mais elevadas.

2.4 A HIDROGRAFIA DO SEMIÁRIDO

Os rios constituem os agentes mais importantes no transporte dos materiais intemperizados (Christofoletti, 1980), sendo o processo fluvial o mais eficaz dos agentes de desnudação (Stevaux; Latrubesse, 2017). De maneira geral, os rios podem ser divididos em efêmeros, que são os cursos fluviais existentes apenas imediatamente após as chuvas, intermitentes, ou seja, aqueles que funcionam apenas durante parte do ano e, por fim, os perenes, os quais drenam águas durante todo o ano (Christofoletti, 1980; Machado; Torres, 2012).

No Semiárido brasileiro o funcionamento hidrológico de todos os rios que nascem e correm dentro desses limites depende do ritmo das estações de seca e de chuvas (**Figura 11**), o que torna seus cursos d'água intermitentes e efêmeros (Ab'Sáber, 1999). De maneira geral, a hidrografia dessa região está diretamente relacionada à escassez e variabilidade de pluviosidade, a qual possui origem nos grandes movimentos anticiclônicos com ar descendente e seco que se encontram no Semiárido.

Este panorama possui caráter estrutural e determina a natureza das chuvas que ocorrem nas paisagens semiáridas. Em síntese, os eventos de chuva que ocorrem nessa região são intensos e concentrados, o que faz os valores de vazão máxima dos rios excederem a média em cem ou mesmo mil vezes, ou seja, os eventos chuvosos são de baixa frequência, porém possuem elevada magnitude (Stevaux; Latrubesse, 2017).

A partir do exposto pode-se dizer que a intermitência fluvial é decorrente da distribuição irregular das chuvas no tempo e no espaço. Além disso, esse panorama decorre da descompensação entre as precipitações que ocorrem na estação das águas, em contraponto com a elevada evapotranspiração ocorrida na estação seca, pois os sertões recebem precipitações anuais entre 400 e 800 mm sob elevadas temperaturas (27° a 29°C), perdendo o fluxo das correntezas fluviais durante seis a sete meses, ou eventualmente um pouco mais (Ab'Sáber, 1999; Torres; Machado, 2016).

Esta rede hídrica possui forte controle estrutural, principalmente nas áreas de litologias cristalinas submetidas ao metamorfismo. Maia e Bezerra (2014) explicam que no Nordeste brasileiro, grandes lineamentos tectônicos de direção NE, desenvolvidos desde o final do Ciclo Brasileiro, são amplamente reconhecidos e controlam o traçado dos rios, com direções preferenciais de lineamentos NE-SW e E-W.

Figura 11 - Mapa hidrográfico do Semiárido Brasileiro



Elaboração: SANTOS, W. R (2025).

Souza e Corrêa (2019) explicam que os ambientes semiáridos se diferenciam dos ambientes úmidos, pois o escoamento superficial é o controlador principal da recarga hidrológica dos canais, bem como o controlador dos processos erosivos na encosta. Nas regiões úmidas a hidrologia é controlada pela saturação do solo devido à grande carga de água economizada nos lençóis subsuperficiais (Ab'Sáber, 2003). Enquanto isso nas paisagens secas os rios apresentam balanço hídrico negativo, na medida em que a perda de água no sistema é maior do que a entrada.

Em termos gerais, o escoamento superficial que alimenta os rios é reflexo do balanço entre escoamento pluvial e infiltração. Enquanto nas regiões úmidas os rios perenes recebem contribuição contínua de água do subsolo, nas regiões secas os rios efêmeros ou intermitentes perdem água para o subsolo (Christofolletti, 1980). Com isso a hidrografia do Semiárido apresenta inúmeros rios de fluxos cortados (Ab'Sáber, 1999), cujo fluxo superficial ocorre apenas durante os eventos chuvosos ou em curtos períodos depois dele.

Para além das principais características hidrográficas do Semiárido, podem-se acrescentar alterações antrópicas significativas na morfologia e dinâmica fluvial. Nesse contexto, os barramentos, certamente, representam um dos principais elementos da modificação dos ambientes fluviais da região, pois impactam profundamente no fluxo de água, de sedimento e de energia dos rios (Stevaux; Latrubesse, 2017).

O estoque de água em reservatórios interfere sobremaneira no balanço hídrico regional, principalmente em áreas de clima semiárido. O aumento da superfície do corpo de água criado pelo lago induz a um aumento nas taxas de evaporação da região e a uma redução do escoamento superficial. Por outro lado, a elevação do nível de água pelo represamento acarreta, ao menos durante determinado tempo, a inversão do fluxo de água subterrânea do reservatório para o aquífero, o que pode gerar impacto nas áreas vizinhas (Stevaux e Latrubesse, 2017, p.39).

Além disso, cabe destacar que a região semiárida brasileira comporta a maior rede de açudes do globo, possuindo um histórico de construção de barramentos que se iniciou desde o século XX visando diminuir os impactos acarretados pelas secas (Ribeiro, 2007).

Nesse panorama, pode-se mencionar o rio Gavião, afluente da margem direita do rio de Contas no sudeste da Bahia. Este curso hídrico possui caráter intermitente e forte controle estrutural. O grande número de barramentos nesse sistema hidrográfico remete

ao histórico de açudamento do Semiárido, sendo o principal o açude de Anagé, que abastece grande parte do baixo curso do rio Gavião.

2.5 SOLOS E PROCESSOS PEDOGENÉTICOS NO SEMIÁRIDO

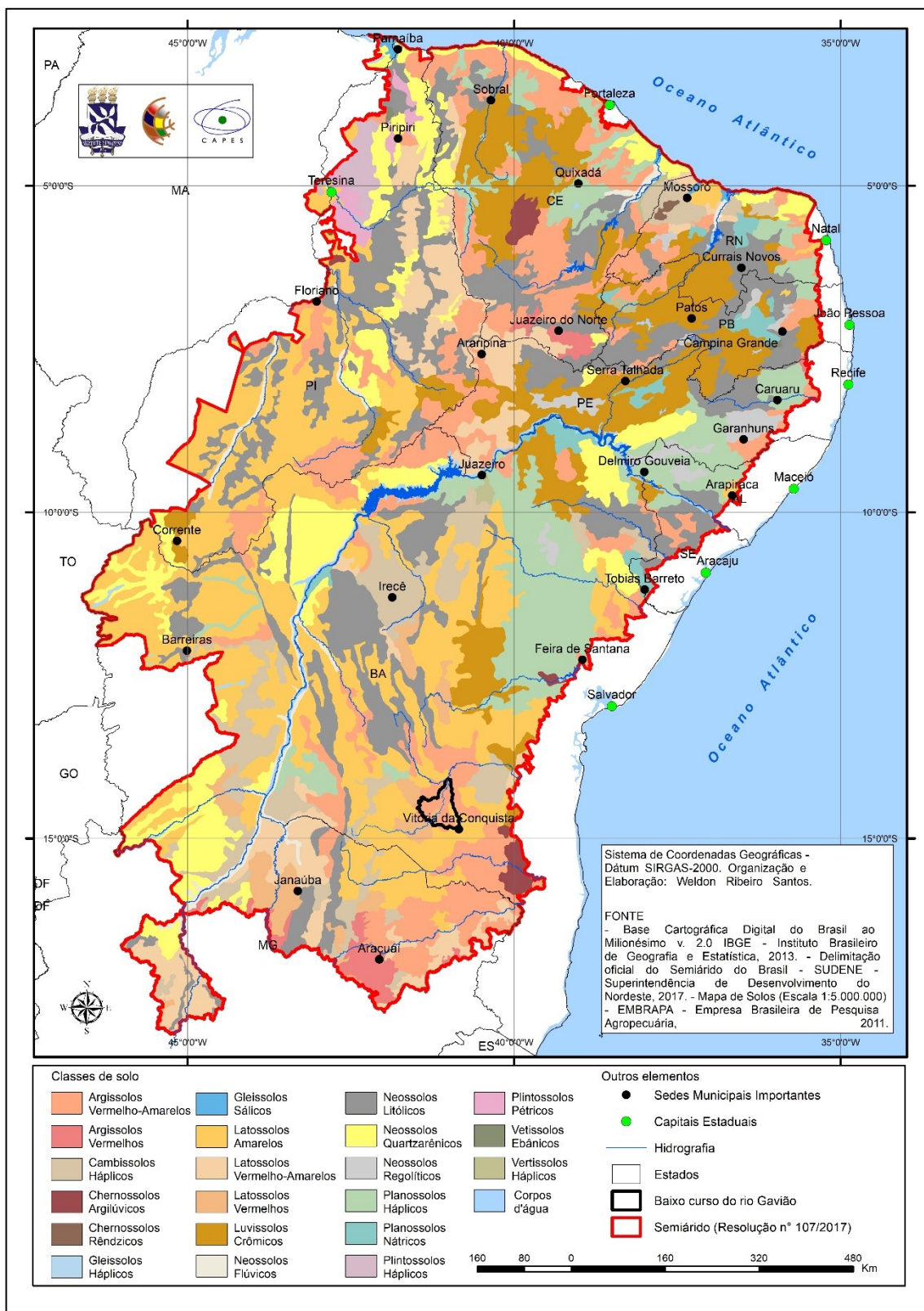
O Semiárido brasileiro apresenta grande diversidade e complexidade de distribuição de solos na escala da paisagem (Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014; Silva *et al.*, 2021) (**Figura 12**). O complexo padrão de distribuição é evidenciado pelas mudanças entre as classes de solos em curtas distâncias, da ordem de metros (Oliveira *et al.*, 2009; Araújo Filho *et al.*, 2017), este fato é frequente, sobretudo, nas litologias cristalinas submetidas a metamorfismo e que estão em áreas mais dissecadas apresentando solos mais próximos das características litológicas (Silva *et al.*, 2021).

Em termos gerais, a restrição de umidade imposta pelo clima, interagindo com os diferentes materiais de origem e provocando a dissecção do relevo são os principais fatores que exercem controle sobre a formação e diversificação dos solos das paisagens semiáridas (Araújo Filho *et al.*, 2017; Silva *et al.*, 2021). Este panorama é comum nas áreas que foram rejuvenescidas pelos processos morfogenéticos, que tiveram o material formado em condições úmidas retirado, permitindo assim a formação de solos ajustados às novas condições climáticas, agora mais secas (Alves, 2019).

Na escala da vertente a dissecção do relevo possui papel importante na organização da pedodiversidade semiárida. Em vertentes íngremes predominam solos rasos, pois o escoamento superficial é maior do que a infiltração, o que implica em baixo desenvolvimento da vegetação, da intensidade do intemperismo e da própria pedogênese. Já em zonas onde a água tende a se concentrar, o manto de intemperismo é, em geral, mais intemperizado, e o perfil do solo, mais desenvolvido. Nos segmentos inferiores da vertente é frequente o acúmulo de argila, sendo comum Planossolos e Vertissolos (Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014).

A despeito da grande pedodiversidade e complexidade é possível agrupar os solos do Semiárido em dois grandes grupos. O primeiro grupo associado aos recobrimentos litológicos cristalinos, os quais correspondem a mais de 75% do Semiárido (Schaefer, 2013; Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014; Alves, 2019) e o segundo grupo sendo composto pelas áreas de rochas sedimentares de menor ocorrência no semiárido.

Figura 12 - Mapa de solos do Semiárido Brasileiro



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Nas áreas cristalinas ocorre o predomínio de relevos arrasados e os solos mais frequentes são rasos, cascalhentos, incipientes, eutróficos e com baixo teor de carbono

orgânico e água disponível, possuindo forte correlação com o material parental. Nessas condições se destacam os Neossolos (Litólicos e Regolíticos), os Luvisolos e os Planossolos (Oliveira *et al.*, 2009; Araújo Filho *et al.*, 2017; Câmara *et al.*, 2021).

Ab'Sáber (2003) associa os sertões mais rústicos do Semiárido a trechos inseridos nas áreas cristalinas. O autor explica que a estrutura geológica seria o fator responsável pelo caráter quase desértico dessas áreas, cujas condições não permitem a possibilidade de formação de solos espessos, predominando assim a ocorrência de solos litólicos, ou seja, Neossolos Litólicos e Neossolos Regolíticos. Sobre isso, Corrêa, Souza e Cavalcanti (2014) explicam que a distribuição das classes de solos da região está à mercê direta dos controles litológicos e, estes, da compartimentação morfoestrutural da paisagem.

Câmara *et al* (2021) ao estudarem Planossolos e Luvisolos formados pela alteração de rochas metamórficas em Pernambuco, identificaram que a gênese desses solos possui relação direta com o intemperismo dos minerais primários das rochas parentais analisadas, respectivamente gnaiss e anfibolito. Os autores em questão notaram que a formação de argilas *in situ* é o principal processo de formação desses solos na área de estudo, não sendo identificadas evidências de argiluviação ou ferrólise, bem como pouca influência do relevo. Além disso, elutriação e pedimentação também foram consideradas ações importantes para a diferenciação textural dos perfis estudados.

De modo geral, a forte correlação entre os solos do Semiárido e as rochas subjacentes está atrelada ao baixo grau de intemperismo, o qual decorre da escassez de umidade. Estas condições levam a pouca alteração química das rochas, contribuindo assim para formação de mantos de solos descontínuos, alternados por maciços rochosos e eventuais manchas de terrenos pedregosos (Ab'Sáber, 1999). Em termos de fertilidade química, os solos das áreas cristalinas do Semiárido têm elevado conteúdo de elementos nutritivos para as plantas, mas muitos deles apresentam sérias limitações para a agricultura, a maior parte delas relacionada a pouca espessura do solum e ao regime incerto e escasso das chuvas (Lepsch, 2011). Segundo o autor, há ainda o problema da presença de argilas expansivas que podem quebrar as raízes das plantas durante a mudança da estação úmida para a estação seca.

Por sua vez, nas áreas sedimentares do Semiárido, os solos mais frequentes são bem desenvolvidos (Oliveira *et al.*, 2009; Schaefer, 2013), com predominância de Latossolos e Neossolos Quartzarênicos (Alves, 2019; Silva *et al.*, 2021), geralmente distróficos. Na

paisagem esses solos costumam ser encontrados em Planaltos, às vezes tabuliformes, como, por exemplo, na Chapada do Araripe e no Planalto da Conquista, ou ainda em Tabuleiros (Brasil, 1981a; 1981b). Corrêa *et al.* (2014) acrescentam que nos Planaltos Sedimentares a umidade tende a ser maior devido a altitude nos setores a barlavento, o que contribuiria para a preservação desses solos bem desenvolvidos. Há ainda a influência da inclinação das camadas sedimentares que podem controlar a circulação hídrica e a existência de solos mais úmidos (Silva; Souza; Guerra, 2024). Em geral, os solos de áreas sedimentares apresentam altos teores de areia, podendo inclusive apresentar susceptibilidade elevada aos processos erosivos. Latossolos predominam nas áreas mais planas e elevadas, enquanto nas zonas de relevo mais movimentado dominam os Argissolos e os Cambissolos (Lepsch, 2011).

No que tange aos processos pedogenéticos típicos do Semiárido, pode-se dizer que a dessilicação parcial (bissialitização), a acumulação e redistribuição de sais (salinização), a calcificação (carbonatação) e os processos erosivos são predominantes (Kämpf; Curi, 2012; Câmara *et al.*, 2021). Além disso, em alguns pontos de maior elevação e de solos mais desenvolvidos, como Latossolos e Argissolos, é comum a ocorrência de crostas lateríticas indicando processos pretéritos de laterização associados à latossolização (Volkoff, 1984).

Os solos do Semiárido Brasileiro mais comumente estudados são em geral delgados, imaturos, com pouca matéria orgânica e de textura grossa (Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014). No entanto, existem exceções pedogenéticas, como, por exemplo, os Latossolos com altos teores de goethita localizados em áreas elevadas (Volkoff, 1984). Tais solos reliquiais funcionam como palimpsestos, guardando informações de condições climáticas anteriores, pois as condições atuais não foram capazes de alterar suas características (Alves, 2019).

Nesse sentido, os Latossolos e Argissolos em zonas subúmidas de altitude (Ab'Sáber, 1999), tratar-se-iam de coberturas sedimentares herdadas de flutuações climáticas do Pleistoceno Tardio (Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014). Estes solos ainda hoje apresentam maior umidade que o restante do semiárido, sobretudo pela espessura que possuem, permitindo reservar água em profundidade.

Nessas zonas de maior altitude (brejos de altitude), a dinâmica de umidade entre barlavento e sota-vento é diferenciada, bem como o grau de intemperismo químico, formação de regolito e a própria pedodiversidade (Fontes, 2012). Nessas condições, a

maior umidade no sistema solo implica processos pedogenéticos diferenciados das áreas típicas do Semiárido, como, por exemplo, a dessilicação em estágios mais avançados, isto é, monossilização formando argilominerais do tipo 1:1 e alitização formando gibbsitas (Kämpf; Curi, 2012). Schaefer (2013) explica que nas áreas mais elevadas do Semiárido, como, por exemplo, nas chapadas é comum a ocorrência de Latossolos. Por sua vez, Corrêa *et al.* (2014) acrescentam que tais coberturas latossolizadas localizadas em altitude estão sobre litologias sedimentares, mas também sobre rochas cristalinas.

Contudo, cabe dizer que os solos bem desenvolvidos do Semiárido, sob condições atuais de clima quente e seco, teriam se formado sob condições pretéritas, sendo encontrados predominantemente nas áreas mais altas em coberturas sedimentares discordantes com o embasamento cristalino de rochas Arqueanas e Proterozoicas das Superfícies Aplainadas. Também é possível encontrar estes solos mais espessos em áreas de sopés de planaltos, ou em posições não muito distantes destes, em terreno cristalino. Em síntese, pode-dizer que tais solos bem desenvolvidos ocorrem tanto em áreas mais elevadas quanto nos relevos arrasados, assim como sobre litologias sedimentares ou cristalinas.

Partindo destes pressupostos tem-se que os estudos sobre gênese e evolução dos solos em ambientes tropicais semiáridos evoluíram mediante diversas contribuições, algumas delas de caráter integrativo entre relevos e suas coberturas pedológicas. Nesse sentido, certamente os avanços na Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (AECPC) contribuíram significativamente. A AECPC corresponde a um procedimento de estudo dos solos em seus vários níveis estruturais embutidos uns nos outros, indo da paisagem ao microscópio, considerando as escalas de cada nível (Castro, 2021).

Nesse contexto se inserem os sistemas de transformação pedogeomorfológica, que são associações organizadas que correspondem à transformação de uma cobertura pedológica inicial em uma nova cobertura pedológica com características complementares diferentes (Boulet; Chauvel; Lucas, 1990). A transformação geralmente está atrelada a mudanças climáticas ou tectônicas, as quais alteram o nível de base e condicionam desequilíbrios pedobioclimáticos no sistema, antes estável. Essas novas organizações se sucedem de maneira ordenada, são discordantes em relação à topografia e aos horizontes da cobertura inicial, e se propagam lateralmente à custa destes (Boulet; Chauvel; Lucas, 1990; Rubira *et al.*, 2019).

Em termos gerais, quando os fatores que determinam o pedoclima mudam suficientemente para que a cobertura pedológica perca as condições de equilíbrio, ela se transforma em outra cobertura que tende a buscar um novo equilíbrio com as novas condições pedoclimáticas. Tais mudanças têm início nos locais de transformações máximas do pedoclima, geralmente nas partes baixas das vertentes, mas também nos topos dos interflúvios, progredindo lateralmente, e, por isso, o conjunto cobertura inicial-cobertura transformada é considerado um sistema de transformação (Boulet *et al.*, 2016). Nesses sistemas instáveis a cobertura pedológica inicial tem como origem a rocha matriz, como mencionado, por exemplo, por Boulet, Chauvel e Lucas (1990), no Senegal, onde estudos microscópicos evidenciaram a filiação genética dos solos ferralíticos com a rocha matriz.

Por sua vez a cobertura pedológica transformada tende a ter como material de origem a cobertura pedológica inicial. Nascimento (1993) ao estudar um sistema de transformação pedogeomorfológica no Vale do Rio Paramirim (Bahia) considera que os Planossolos da área de estudo têm como material de origem Latossolos derivados de rochas cristalinas, sendo os mesmos formados em condições climáticas mais úmidas e, portanto, restos de uma antiga superfície de intemperismo.

Nesses ambientes semiáridos com embasamento cristalino metamórfico é comum a ocorrência de mantos de intemperismo cauliniticos oriundos de climas pretéritos mais úmidos, sendo os solos ferralíticos com micronódulos argilo-férricos predominantes. Contudo, a partir do estabelecimento do clima tropical semiárido esta estrutura entra em desequilíbrio, pois a forte alternância entre dessecação e umidificação promove a quebra da estrutura argilo-férrica, ficando o ferro móvel no sistema (Millot, 1983).

A atuação da alternância hídrica no solo pode implicar na ferrólise, processo químico que envolve a redução e a oxidação cíclicas em um sistema aberto que permite a evacuação da solução reduzida da área ferrolisada (Van Ranst *et al.*, 2011). De maneira geral, o processo como um todo origina solos hidromórficos com horizontes superficiais eluviais ácidos e descorados (álbicos), situados sobre horizontes subsuperficiais mais argilosos (Kämpf; Curi, 2012).

Nesse processo em que a textura do perfil vai mudando, os grãos da fração grossa antes presos na estrutura micronodular argilo-férrica se tornam disjuntos e em

paralelo ocorre a lixiviação de cátions solúveis (Millot, 1983). Além disso, o processo de argiluviação (lessivagem) também pode ocorrer. Tal processo designa o movimento em suspensão de partículas da fração argila, principalmente argila fina ($<0,002$ mm) no interior do solo. Em consequência, os horizontes superficiais são empobrecidos (eluviados), enquanto os horizontes subsuperficiais são enriquecidos em argila (iluviados) (Kämpf; Curi, 2012). Destaca-se que ambos os processos possuem ocorrência autóctone, sendo a ferrólise de natureza química e a argiluviação de natureza física (Ferreira *et al.*, 2016). Além disso, processos como a elutriação e a pedimentação também pode ocasionar a diferenciação textural.

A atuação desse processo de forma isolada ou complementar permite que a fração grossa fique solta e o material torne-se arenoso, pois ocorre o rompimento das ligações ferro-argila, antes estáveis na estrutura do solo. Assim, uma organização arenosa sucede a estrutura argilo-férrica. Essa mudança é acompanhada pela perda de volume do solo, bem como o rebaixamento do relevo mediante dissecação, formação de depressões e desenvolvimento de glaciais (Millot, 1983).

Segundo o autor a disjunção da matriz grossa acompanhada pela saída da matriz fina e o aparecimento de materiais soltos é um fenômeno geodinâmico importante. Na escala de Longo-Termo o transporte de materiais lixiviados e transportados sobre pedimentos abastece o sistema fluvial e a erosão eólica com areia, dando lugar ao sistema de organização arenosa e aplainamento. O processo pode ser resumido em três principais etapas: intemperismo de solos ferralíticos (1); transformação pedológica do solo ferruginoso tropical por lixiviação catiônica, lessivagem da argila, organização arenosa, perda e mobilização de horizontes (2); e por fim, a planação por lavagem da chuva (washing surface) (3) (Millot, 1983).

Como resultado da transformação dos solos ferralíticos são formados solos ajustados com as novas condições biopedoclimáticas, como, por exemplo, os Planossolos, os quais possuem gradiente textural e expressivo aumento no teor de argila em subsuperfície (B plânico). A formação dos Planossolos pode estar atrelada a diferentes processos pedogenéticos (Van Ranst *et al.*, 2011; Ferreira *et al.*, 2016), sendo possível tanto que estes solos sejam coberturas transformadas ou coberturas iniciais.

Em outras palavras a formação dos Planossolos pode ter como origem o desmantelamento de coberturas ferralíticas (Nascimento, 1993) ou ser resultado do

intemperismo químico (ainda que incipiente) sobre rochas cristalinas (granitos e gnaisses). Com isso, no primeiro caso os Planossolos fariam parte de sistemas de transformação e no segundo caso constituiriam coberturas iniciais.

Nesse sentido, Souza *et al.* (2020) ao investigarem a composição mineralógica de Planossolos e de seu material de origem granítico no Planalto da Borborema observaram que materiais originais mais ricos em feldspatos e biotitas favorecem a formação de Planossolos com maiores teores de argila. Nesse contexto, a dissolução de minerais primários e a formação de argilominerais (reprecipitação mineral) são fundamentais para o acúmulo de argila no horizonte B plânico. Além disso, os autores concluíram que o processo de monossilificação e a formação consequente de caulinita prevalecem em Planossolos localizados em posições superiores dentro da paisagem, e o processo de bissialitização (com a consequente formação de minerais de argila 2:1) prevalece em Planossolos localizados em posições inferiores da paisagem (Souza *et al.*, 2020).

Segundo Rubira *et al.* (2019) as transformações físicas, químicas e mineralógicas que ocorrem na cobertura pedológica modificam a organização estrutural e o volume do solo, implicando nas alterações do modelado. Assim, pode-se dizer que as alterações pedogenéticas implicam mudanças no relevo, pois de modo geral a evolução dos solos e relevos é conjunta e solidária (Queiroz Neto, 2000; 2010).

Tal entendimento supera a visão pretérita de que os solos são agentes passivos e subordinados na evolução do relevo. Ainda que a influência da topografia na variação dos solos seja nítida, pois as variáveis morfométricas (declividade, extensão da vertente, altimetria etc.) repercutem nas características físicas, químicas, morfológicas e mineralógicas. Estas características foram observadas no alto curso do Rio Jiquiriçá no semiárido baiano (Silva Filho, 2010) e em coberturas pedológicas sobre rochas graníticas numa transição Floresta/Savana na Nigéria (Adegbite *et al.*, 2019).

Nesse contexto de transformação pedogeomorfológica, os fluxos de água são considerados como o principal agente que direciona a gênese dos solos, podendo assim condicionar os sistemas de transformação pedogeomorfológica (Rubira *et al.*, 2019). No topo da vertente o fluxo tende a ser vertical e a drenagem boa, enquanto no sopé predominam os fluxos laterais e muitas vezes com drenagens deficientes (Kämpf; Curi, 2012). Queiroz Neto (2000) destaca que a circulação interna da água é responsável por

ações geoquímicas que redistribuem ou eliminam elementos das vertentes, provocando modificações nas formas e gerando novas feições, antecedendo ou acelerando processos erosivos superficiais.

Se de um lado os fluxos hídricos influenciam na pedogênese, esta também influencia nos fluxos hídricos, pois os processos de evolução do relevo na escala da vertente são acompanhados por controles pedológicos e conseqüentemente hídricos (Rubira *et al.*, 2019). O conteúdo de sais e a concentração iônica na solução do solo, por exemplo, têm efeitos significativos na floculação ou dispersão de argilominerais e matéria orgânica, alterando propriedades do solo como a estrutura e a infiltração (Kämpf; Curi, 2012). Nos ambientes semiáridos, sobretudo, nos terços inferiores das vertentes é comum o acúmulo de sais e a elevação do pH do solo (alcalinidade), implicando no aumento da dispersão das argilas e conseqüentemente na ampliação dos fluxos hídricos erosivos já que a estrutura do solo fica comprometida.

Outro ponto de discussão que envolve pedogênese e morfogênese nos sistemas de transformação pedogeomorfológica no Semiárido diz respeito à autoctonia e aloctonia dos materiais de origem dos solos. Queiroz Neto (2011) aponta que historicamente as explicações se basearam na presença eventual de colúvios resultante de processos erosivos e com isso a morfogênese teria maior relevância na evolução das vertentes do que a pedogênese. Para o autor essa questão envolve, por exemplo, o problema das linhas de pedras que, para muitos, representariam descontinuidades erosivas, separando materiais cuja formação estaria sujeita a processos geomorfológicos sucessivos, acarretando superposições de materiais e de pedogêneses, separadas no tempo e no espaço por hiatos erosivos. No entanto, Hiruma (2007) aponta que a concentração de fragmentos grossos que compõem uma linha de pedras e seu recobrimento pode ser resultado de um único ou diversos processos, atuantes sob condições ambientais específicas. Para o autor tanto explicações que apresentam os materiais como autóctones (ação biológica, processos geoquímicos), quanto explicações com materiais alóctones (paleopavimentação detrítica), poderiam ter atuado na formação de linhas de pedras.

Diante deste panorama, destacamos o baixo curso do rio Gavião, que embora seja uma área com rochas cristalinas, apresenta o predomínio de solos bem desenvolvidos, principalmente Latossolos (Brasil, 1981a), os quais poderiam

representar heranças de condições passadas mais úmidas. Além disso, a ocorrência de crostas lateríticas nos pontos mais elevados da área de estudo, no Planalto da Conquista (Almeida, 1979; Lima *et al.*, 1997; Santos *et al.*, 2021), associadas às coberturas latossolizadas, indicam condições ambientais pretéritas de maior umidade e, conseqüentemente, espessamento dos solos, ainda que as litologias predominantes sejam cristalinas. Discutiremos estas questões mais adiante no trabalho.

2.6 O DOMÍNIO FITOGEOGRÁFICO DAS CAATINGAS

Formações Tropicais Sazonalmente Secas (FTSS) como as Caatingas estão entre os biomas mais ameaçados do planeta e, ainda assim, recebem menos atenção científica que florestas úmidas e savanas (Moro *et al.*, 2016). As Caatingas compõem um complexo vegetacional dominado por arvoretas e arbustos decíduos durante a estação seca, os quais são frequentemente armados de espinhos, cactáceas, bromeliáceas e ervas, sendo estas últimas quase todas anuais, isto é, terófitas¹ (Rizzini, 1979).

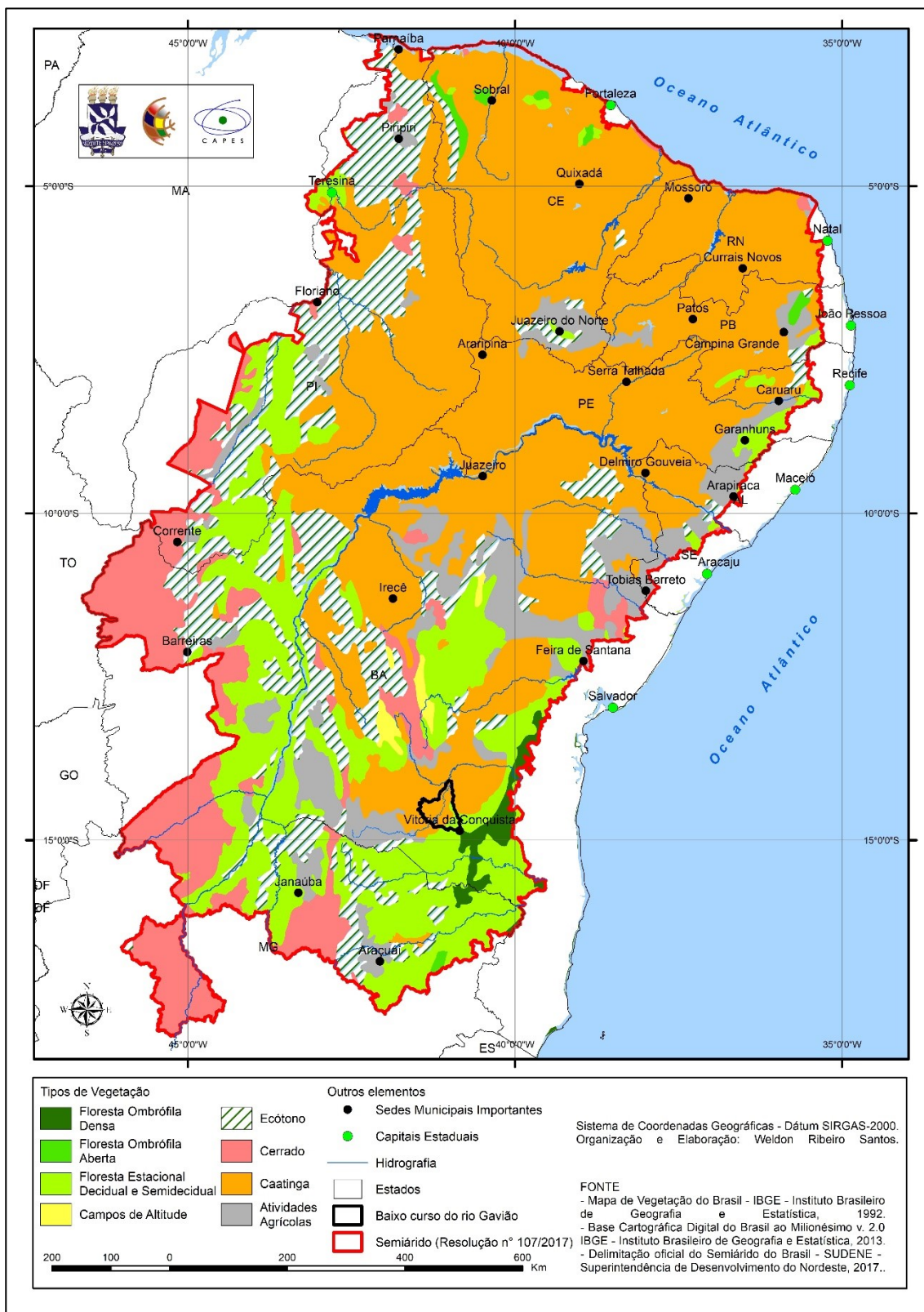
Arruda *et al.* (2015) ressaltam que a grande variedade fitogeográfica da Caatinga está associada a relação entre geologia, relevo e solos, possuindo, deste modo, complexas inter-relações. O mapa a seguir apresenta os tipos de vegetação inseridos no Semiárido do Brasil (**Figura 13**). Romariz (2012) afirma que se tomando por base os tipos mais gerais, pode-se dizer que a Caatinga é constituída por elementos lenhosos, que perdem as folhas na estação seca, e que se acham mais ou menos dispersos sobre um solo, em geral, raso e quase sempre pedregoso.

Em contraponto, Costa, Araújo e Lima-Verde. (2007) afirmam que a riqueza florística da Caatinga é subestimada, na medida em que poucos estudos enfatizam plantas não lenhosas como, por exemplo, as terófitas. Nesse sentido, Moro *et al.* (2016) comprovaram que espécies não lenhosas respondem por vezes a mais de 60% da riqueza das espécies em locais de Caatinga sobre litologias cristalinas. Ainda sobre isso, Fernandes *et al.* (2019) defendem que a proporção de espécies não lenhosas é maior que a de espécies lenhosas. Os autores argumentam que componentes não lenhosos (ervas, subarbustos e trepadeiras herbáceas) representam 56,3% da diversidade de espécies, enquanto componentes lenhosos (árvores, arbustos e trepadeiras lenhosas) representam 43,7%.

Independente da proporção maior das espécies lenhosas ou não lenhosas para a vegetação da Caatinga dois pontos emergem nos trabalhos mencionados anteriormente. O primeiro trata do grande desconhecimento acerca desse tipo de cobertura vegetal, que carece de maior aprofundamento. O segundo elemento inserido nessa discussão trata da biodiversidade da Caatinga, a qual foi e ainda é frequentemente subestimada.

¹ As terófitas são plantas herbáceas anuais que passam a estação desfavorável no estado de semente, o que lhes assegura a mais eficaz proteção, pois podem se manter naquele estado por vários anos. Nos desertos, por exemplo, só germinam após as chuvas, ainda que estas só caiam com grandes intervalos. (DE MARTONNE, 1954, p. 72).

Figura 13 - Mapa dos tipos de vegetação do Semiárido Brasileiro



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

De modo geral, pode-se dizer que a principal característica de adaptação da vegetação de Caatinga às condições semiáridas é a caducidade. A queda das folhas faz com que a superfície de transpiração diminua e com isso as necessidades da planta com relação à água tornar-se-ão menores (Romariz, 1996). Além da caducidade, muitas espécies da Caatinga têm a capacidade de armazenamento de água. Esta pode se acumular no caule como é o caso da Barriguda (*Ceiba glaziovii*), complementando, assim, uma adaptação à seca, já evidenciada pela queda das folhas. A ocorrência comum de espécies suculentas, espinescentes e urticantes também é uma característica desse bioma (Coutinho, 2016).

Sobre o armazenamento e o acesso da água pelas plantas, Moro *et al.* (2016) demonstraram que na Caatinga sobre rochas cristalinas os solos são mais férteis e proporcionam o desenvolvimento das terófitas. Assim, logo que se inicia a estação chuvosa as plantas germinam e absorvem os nutrientes necessários do solo para completar seu ciclo de vida, morrendo tão logo as chuvas cessem, pois os solos geralmente são rasos, o que reduz o tempo de permanência de água no sistema.

Por sua vez, as plantas fanerófitas² predominam em solos oriundos de litologias sedimentares que são mais pobres em nutrientes, mas podem reter água por um longo período após o final das chuvas. Isso ocorre porque as fanerófitas são plantas perenes, podendo assim armazenar nutrientes nos órgãos vegetativos e ter um sistema radicular que lhes permite acessar a água em maiores profundidades (Moro *et al.*, 2016).

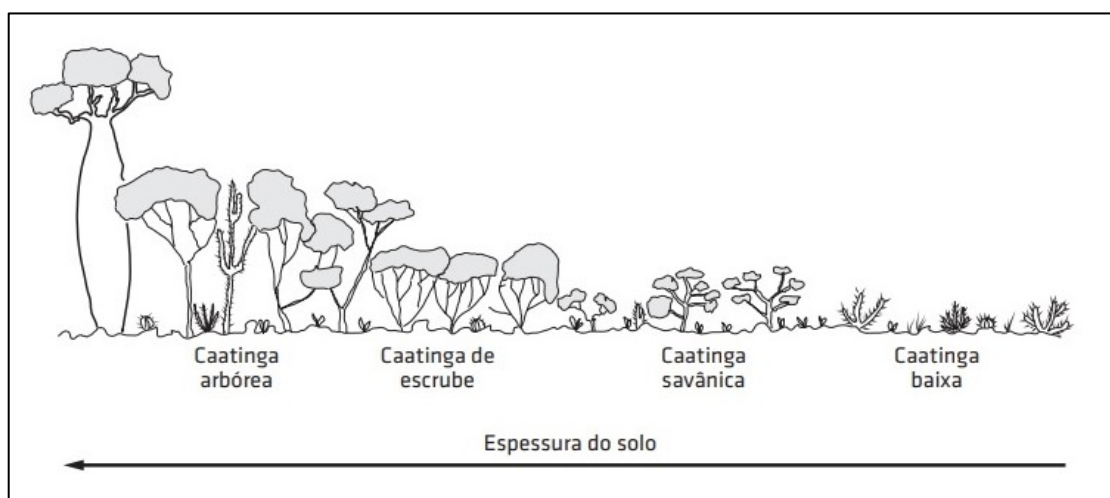
No que tange a estrutura da vegetação, Coutinho (2016) afirma que a Caatinga se apresenta como um mosaico de fitofisionomias em gradiente, que vai desde a caatinga arbórea, florestada, até a caatinga baixa, passando por fisionomias de escrube e savana *sensu stricto*, e refletindo com isso a interferência das condições hídricas do solo, assim como o desenvolvimento do mesmo (**Figura 14**).

Do ponto de vista da delimitação do domínio fitogeográficos das Caatingas, Ab'Sáber (2003) ressalta que não existe melhor termômetro para delimitar o Nordeste seco do que os extremos da própria vegetação de Caatinga. Assim, é fácil notar que enquanto se estiver sob o controle do clima quente e seco e, por conseguinte existir a predominância das diferentes fácies de Caatinga ainda se estará no domínio dos Sertões

² As fanerófitas compreendem árvores, arbustos e lianas cujas gemas estão situadas a certa altura do solo (pelo menos 25 cm) e são protegidos por escamas ou raramente nus. Algumas destas árvores e arbustos têm folha caduca, isto é, perdem as folhas no inverno ou na estação seca (DE MARTONNE, 1954, p. 71).

Semiáridos. No entanto, Romariz (1996; 2012) ressalta que a extrema heterogeneidade fisionômica e florística da vegetação de Caatinga influencia na dificuldade de delimitação da fitofionomia em análise. A título de exemplificação pode-se citar as Caatingas Arbóreas localizadas nas serras úmidas do sul do domínio das Caatingas. Nessas áreas a pluviosidade é maior em virtude do fator orográfico, a drenagem é mais abundante e os solos tendem a serem mais desenvolvidos e espessos, geralmente, Latossolos (Ab'Sáber, 1999).

Figura 14 - Perfil esquemático do gradiente fitofisionômico da Caatinga



Fonte: Coutinho, 2016.

Nessas condições, Arruda *et al.* (2015) ao estudarem a influência do solo/relevo no ecótono Caatinga-Cerrado-Mata Atlântica no sudeste/sudoeste da Bahia e norte de Minas Gerais concluíram que, as Florestas Secas estão situadas no sopé e na encosta, enquanto no topo da vertente ocorreriam diferentes fitofisionomias de Cerrados. Os autores ainda acrescentam que provavelmente a Caatinga Arbórea está mais próxima dos Cerrados do que das fitofisionomias da própria Caatinga.

Por sua vez, Oliveira *et al.* (2019) acreditam que a Caatinga Arbórea não é uma formação clímax da Caatinga, representando provavelmente uma fase de degradação da Mata Atlântica (Floresta Seca). Tal fato implicaria na alteração dos limites da fitofisionomia em análise, bem como na alteração das legislações protetivas referentes à Mata Atlântica. A vegetação da caatinga faz parte de um bioma global que tem sido tratado de várias formas como florestas secas, ou seja, Formações Tropicais Sazonalmente Secas como citado anteriormente (Queiroz *et al.*, 2017).

A ocorrência da Catinga Arbórea em diversos locais do Semiárido contrasta com o padrão geral da Caatinga *sensu stricto*, que em áreas de embasamento cristalino o

estrato mais alto da vegetação não atinge porte maior do que o arbustivo, e mesmo assim se apresentando de maneira esparsa. Nesses locais, os solos, geralmente, são esbranquiçados e rasos, com lajedos aflorantes, isto é, litologias cristalinas (Ab'Sáber, 1999; Moro *et al.*, 2016).

Portanto, pode-se dizer que o domínio fitogeográfico das Caatingas ainda carece de maior número de pesquisas, uma vez que num país tropical como o Brasil os estudos sobre as formações tropicais florestadas sempre estiveram no centro dos estudos sobre fitogeografia, ecologia e conservação, estando a Caatinga relegada a segundo plano a partir de uma noção equivocada de pobreza de espécies e de baixa heterogeneidade.

Nesse âmbito, pode-se mencionar o baixo curso do rio Gavião, região caracterizada por transições fitofisionômicas associadas a diferenciações altimétricas, geológicas e de umidade. No Planalto da Conquista predomina a vegetação secundária com palmeiras, à medida que o relevo se torna mais movimentado ocorrem resquícios de Caatinga arbórea densa e nas zonas mais aplainadas a Caatinga arbórea aberta predomina (Brasil, 1981a). Ressalta-se que, na atualidade, tais fitofisionomias ocorrem em enclaves ou já foram bastante desmatadas, principalmente no alto e no baixo curso (Clemente; Santos, 2017).

3. METODOLOGIA

O desenvolvimento desta pesquisa foi baseado nos quatro níveis da pesquisa geográfica proposto por Libault (1971): compilatório, correlatório, semântico e normativo. A estruturação destes quatro níveis não é rígida, podendo ocorrer interferências de um nível em outro. Nesse sentido, a escolha dessa sistemática se baseou na sequência lógica dos níveis, os quais possibilitam maior organização da pesquisa.

No nível compilatório realizamos coleta e compilação dos dados. Nessa etapa foram levantadas as bases bibliográficas para a redação do texto (introdução, referencial teórico, caracterização da área de estudo e metodologia), bem como o levantamento de bases cartográficas.

A aquisição de bases bibliográficas para a redação do texto foi dividida em dois segmentos principais. O primeiro compreendeu o levantamento das principais pesquisas sobre o Semiárido do Nordeste Brasileiro, buscando compreender a complexidade e a diversidade das paisagens semiáridas. Nesse sentido, foram redigidos os seguintes tópicos do referencial teórico: evolução morfoestrutural e morfoescultural; o arcabouço geológico-geomorfológico; o clima e sua atuação; a hidrografia do Semiárido; solos e processos pedogenéticos no Semiárido; e a fitofisionomia das Caatingas.

O segundo segmento procurou dar conta dos trabalhos de maior relevância acerca da área de estudo: região sudeste da Bahia, mais especificamente o baixo curso do rio Gavião. Nesta instância foi realizada a caracterização dos elementos físicos e naturais. Destaca-se que esse segmento teve como escopo principal o levantamento de trabalhos de Geografia Física, sobretudo, aqueles de cunho geomorfológico e pedológico. Nesse panorama destacam-se os trabalhos de King (1956), Almeida (1979), Brasil (1981a), Maia (2005), Lima, Pitiá e Santos (2006) e Cruz (2011). Além disso, foram levantadas diversas pesquisas de natureza geológica, sendo as principais as seguintes: Brasil (1981a), Marinho (1982), Marinho *et al.* (1995), Barbosa *et al.* (2003), Barbosa e Sabaté (2003), Barbosa *et al.* (2012a; 2012b), CPRM (2015a; 2015b).

Simultaneamente à aquisição de bases bibliográficas para a redação do texto, ocorreu o levantamento de bases cartográficas para a realização de mapas temáticos e perfis topográficos. Tais bases bibliográficas possuem duas escalas principais de

abrangência, a primeira abarcando o Semiárido brasileiro e a segunda com foco no baixo curso do rio Gavião (**Quadro 1**).

Quadro 1 - Principais informações dos dados espaciais utilizados na pesquisa

| Dado espacial | Fonte | Ano | Formato | Escala ou resolução do dado espacial |
|--|---------|-------|-----------|--------------------------------------|
| Mapa de Vegetação do Brasil | IBGE | 1992 | Shapefile | 1:250.000 |
| Imagem SRTM | NASA | 2000 | Shapefile | 30 metros |
| Mapa de climas do Brasil | IBGE | 2002 | Shapefile | 1:5.000.000 |
| Mapa de solos do Brasil | EMBRAPA | 2011 | Shapefile | 1:5.000.000 |
| Bacias Hidrográficas | ANA | 2013 | Shapefile | 1:1.000.000 |
| Base cartográfica digital do Brasil | IBGE | 2013 | Shapefile | 1:250.000 |
| Carta Geológica – Folha SD-24-Y-A-V (Anagé) | CPRM | 2015a | PDF | 1:100.000 |
| Mapa Geológico simplificado de áreas-fonte de areia, arenoso e brita para a região de Vitória da Conquista | CPRM | 2015b | PDF | 1:200.000 |
| Delimitação oficial do Semiárido do Brasil | SUDENE | 2017 | Shapefile | Escala não informada |
| Geologia do Brasil | IBGE | 2019a | Shapefile | 1:250.000 |
| Geomorfologia do Brasil | IBGE | 2019b | Shapefile | 1:250.000 |

Elaboração: SANTOS, W. R. 2025.

No nível correlatório confeccionamos os mapas temáticos na escala do Semiárido: Materiais do Semiárido Brasileiro por idade de formação nos Éons e Eras geológicas; Mapa Geomorfológico; Mapa Hipsométrico; principais mecanismos controladores da pluviosidade; Mapa dos Períodos Secos; Mapa Hidrográfico; Mapa de Solos e Mapa dos tipos de Vegetação. Já na escala do baixo curso do rio Gavião foram realizados o Mapa Altimétrico voltado aos trabalhos de campo, o Mapa de Localização e o Mapa Morfoescultural, este último utilizando a classificação geomorfológica do IBGE (2009) (**Quadro 2**). As representações cartográficas citadas foram realizadas mediante ferramentas de geoprocessamento em ambiente SIG, no ArcGIS utilizando uma versão de teste.

Quadro 2 - Principais informações dos mapas temáticos gerados na pesquisa

| Mapa Temático | Escala do mapa | Informações principais extraídas do (s) shapefile (s) | Fonte |
|---|-----------------------|---|--|
| Materiais do Semiárido Brasileiro por idade de formação nos Éons e Eras geológicas | 1:7.500.000 | Eras Geológicas (Geologia do Brasil), Altitude (Imagem SRTM) | NASA (2000); IBGE (2019) |
| Mapa Geomorfológico | 1:7.500.000 | Tipo de Relevo, Tipo de Litologia (Geomorfologia do Brasil) | IBGE (2019a; 2019b) |
| Mapa Hipsométrico | 1:7.500.000 | Altitude, Relevo Sombreado (Imagem SRTM) | NASA (2000) |
| Principais mecanismos controladores da pluviosidade | 1:19.000.000 | Capitais do Brasil, Limites América do Sul (Base Cartográfica Digital do Brasil) | IBGE (2013) |
| Mapa dos Períodos Secos | 1:7.500.000 | Período Seco (Mapa de Climas do Brasil) | IBGE (2002) |
| Mapa Hidrográfico | 1:7.500.000 | Hidrografia (Base Cartográfica Digital do Brasil), Altitude, Relevo Sombreado (Imagem SRTM) | NASA (2000); IBGE (2013) |
| Mapa de Solos | 1:7.500.000 | Classes de Solos (Mapa de Solos do Brasil) | EMBRAPA (2011) |
| Mapa dos tipos de Vegetação | 1:7.500.000 | Tipo de Vegetação (Mapa de Vegetação do Brasil) | IBGE (1992) |
| Mapa de Localização do Baixo Curso do rio Gavião | 1:450.000 | Localidades, Hidrografia, Rodovias, Municípios (Base Cartográfica Digital do Brasil), Altitude, Relevo Sombreado (Imagem SRTM) | NASA (2000); IBGE (2013) |
| Mapa Morfoescultural do Baixo Curso do rio Gavião | 1:450.000 | Geologia (Carta Geológica – Folha SD-24-Y-A-V (Anagé)), Localidades, Hidrografia, Rodovias, Municípios (Base Cartográfica Digital do Brasil), Altitude, Relevo Sombreado (Imagem SRTM) | NASA (2000); IBGE (2013); CPRM (2015a) |
| Mapa Altimétrico do Baixo Curso do rio Gavião | 1:290.000 | Localidades, Hidrografia, Rodovias, Municípios (Base Cartográfica Digital do Brasil), Altitude, Relevo Sombreado (Imagem SRTM) | NASA (2000); IBGE (2013) |

Elaboração: SANTOS, W. R. 2025.

Neste nível também ocorreu a realização dos trabalhos de campo preliminares (reconhecimento geral e análise morfoestrutural), que inclusive embasaram os mapeamentos na escala local. Além disso, foram empregados os mapeamentos geológicos existentes para a área (Brasil, 1981a; CPRM, 2015a; 2015b).

Os trabalhos de campo preliminares focaram inicialmente no reconhecimento geral das paisagens da área de estudo, de acordo com a proposta de Ab'Saber (1969) e Nakashima *et al.* (2017). Nesse sentido, a ênfase foi direcionada aos padrões gerais e a diversidade ambiental que ocorre na região. Aqui se buscou o entendimento geral da

geologia, relevo, clima, solos e vegetação. A segunda atividade de campo, de cunho preliminar, teve ênfase na análise morfoestrutural e morfoescultural, a qual visou à ampliação dos conhecimentos geológicos e geomorfológicos regionais. Tal etapa culminou na publicação sobre o mapeamento morfoescultural da bacia hidrográfica do rio Gavião (Santos *et al.*, 2021).

No terceiro nível (semântico) foram realizados os trabalhos de campo intermediários (análise pedogeomorfológica geral) e os trabalhos de campo finais (descrição e coleta de amostras de solo), além das atividades de laboratório (análises físicas, químicas mineralógicas e micromorfológicas de solo). Os trabalhos de campo intermediários tiveram foco na análise pedogeomorfológica em caráter geral (Nakashima *et al.*, 2017), compreendendo a análise das concreções lateríticas, assim como descrições de perfis de solo em cortes de estradas.

A análise das concreções lateríticas foi voltada para a identificação e entendimento dessas formações superficiais principalmente em cortes de estradas e para tanto ocorreu o levantamento de informações relevantes (coordenadas geográficas, altitude, unidade geológica, unidade morfoescultural, profundidade do perfil, características do material, dentre outras). Além disso, pretendeu-se buscar informações sobre a gênese dessas concreções lateríticas, isto é, se estas foram formadas *in situ* (enriquecimento relativo) ou se foram transportadas (enriquecimento absoluto). O maior entendimento dessas formações superficiais ajuda no entendimento das condições paleoambientais que agiram na região, bem como os processos pedogenéticos e morfogenéticos associados.

A segunda atividade inserida nos trabalhos de campo intermediários (análise pedogeomorfológica geral) compreendeu a descrição morfológica de perfis de solo no baixo curso do rio Gavião como um todo. Com isso as quatro unidades morfoesculturais foram contempladas: Planalto da Conquista, Relevo Dissecado (Litologias Graníticas), Relevo Dissecado (Litologias Metamórficas) e Pediplano Sertanejo Retocado Inumado. A descrição morfológica de perfis de solo seguiu o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (Santos *et al.*, 2015). Além disso, essa etapa por ter um foco mais expedito e genérico foi realizada a partir da análise de cortes de estradas.

Após a realização dos trabalhos de campo intermediários se iniciaram os trabalhos de campo finais. A primeira etapa foi a definição da bacia hidrográfica do riacho Riachinho enquanto representativa do baixo curso do rio Gavião como um todo. A escolha se deu a partir do reconhecimento em campo de diferenças topográficas e,

principalmente, pedológicas nas vertentes do sistema hidrográfico (Nakashima *et al.*, 2017). A partir da realização de tradagens foi definida uma vertente em específico na qual foram notadas diferenças morfológicas e de solos. Com isso foram realizadas três trincheiras na vertente em análise, os perfis foram então classificados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Santos *et al.*, 2018).

Posteriormente foi realizado o levantamento topográfico da vertente em questão utilizando clinômetro e trena. Os dados obtidos foram plotados no Microsoft Excel e após isso foi gerado o gráfico preliminar que representa a vertente. O gráfico foi então aperfeiçoado no software de designer gráfico Inkscape 1.3.2 resultando assim no desenho da Topossequência denominada Gavião.

Os trabalhos de campo finais foram voltados à descrição e coleta de amostras de solo nas tradagens e trincheiras da topossequência Gavião. A definição e metodologia das coletas foi baseada no Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (Santos *et al.*, 2015), no Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015a), no Guia Prático de Campo (IBGE, 2015b) e no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Santos *et al.*, 2018). Destaca-se que os trabalhos de campo finais e a pesquisa como um todo estão baseados na investigação pedogeomorfológica mediante a AECP (Boulet *et al.*, 1982; Boulet; Chauvel; Lucas, 1982a; 1982b).

As amostras de solo foram destinadas ao Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa (UFV) para realização de análises de rotina, mineralógicas e micromorfológicas. As análises de rotina (físicas e químicas) foram realizadas segundo Teixeira *et al.* (2017). As atividades desenvolvidas após o preparo das amostras e a separação de calhaus, cascalhos e terra fina seca ao ar (TFSA) foram as seguintes: análise granulométrica, classificação textural, argila dispersa em água (ADA) e argila floculada, pH (H₂O, KCl), bases (P, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺, Al³⁺), acidez do solo (Al³⁺, H⁺ + Al³⁺), soma de bases (SB), capacidade de troca de cátions total (T), capacidade de troca de cátions efetiva (t), porcentagem de saturação por bases (V), saturação por alumínio (m), índice de saturação por sódio (ISNa), matéria orgânica (MO), fósforo remanescente (P_{rem}) e nitrogênio (N).

As análises mineralógicas também seguiram Teixeira *et al.* (2017) e foram realizadas inicialmente para as frações areia e argila natural de todos os horizontes dos três perfis. De posse dos dados foram estabelecidas as amostras de argilas que necessitavam de tratamentos em virtude da presença de minerais expansíveis. Os tratamentos

empregados foram os seguintes: solvatação com Glicerol, saturação com potássio e aquecimento a 350°C e saturação com potássio e aquecimento a 550°C. As amostras de areia foram realizadas sem orientação enquanto para as amostras de argila natural e os tratamentos das argilas foram realizadas lâminas orientadas (Teixeira *et al.*, 2017). A mineralogia dos solos foi obtida por difratometria de raios X (DRX) utilizando difratômetro da marca PANalytical, modelo X'Pert PRO com tubo de cobalto.

Por fim, a confecção das lâminas delgadas de solos foi realizada com base em Castro e Cooper (2019). A descrição e interpretação micromorfológica ocorreu mediante uso de microscópio petrográfico sob luz polarizada plana (LPP) e luz polarizada cruzada (LPC). A ênfase se deu no sistema poroso, fração grossa, fração fina e pedofeições.

Com isso partiu-se para o último nível da pesquisa geográfica (normativo), no qual foi realizada a proposição da interpretação regional (Libault, 1971), que permitiu a extrapolação dos resultados obtidos na Topossequência Gavião para áreas maiores. Por fim, este nível compreendeu a redação dos resultados, das discussões e das conclusões. Assim foi possível chegar ao entendimento da evolução da paisagem estudada, considerando a abordagem multiescalar adotada (Nakashima *et al.*, 2017).

4. RESULTADOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO REGIONAL

O domínio morfoclimático das Depressões Intermontanas e Interplanálticas semiáridas abrange grande parte do Estado da Bahia (Ab'Sáber, 2003). Estes ambientes semiáridos compreendem amplas áreas do interior baiano, possuindo bacias hidrográficas de grandes dimensões que drenam para o Oceano Atlântico, como é o caso da bacia hidrográfica do rio de Contas.

Um dos afluentes da margem direita do rio de Contas é o rio Gavião. Tal sistema hidrográfico apresenta grande diversidade ambiental. No alto curso predominam relevos serranos, sobretudo, onde as litologias cristalinas afloram (Serra da Inhaúma e Serras Setentrionais do Espinhaço). Por vezes o relevo apresenta-se soerguido e aplainado, sendo constituído por coberturas detrítico lateríticas do Cenozoico, as quais se encontram recobrando o embasamento cristalino (Planalto dos Geraizinhos). As altitudes variam entre 600 e 1000 metros.

No médio curso do rio Gavião o metamorfismo regional produziu um relevo bastante dobrado e falhado. A movimentação geomorfológica é visível, por exemplo, no Relevo Dissecado seja sob litologias metamórficas ou graníticas. Em menor extensão ocorrem relevos soerguidos e aplainados (Planalto da Conquista). As altimetrias variam de 400 a 850 metros.

O baixo curso do Rio Gavião é limitado ao norte pela latitude de 14° 05' 20,4" S e ao sul pela latitude de 14° 50' 45,6" S. A oeste o limite é definida pela longitude de 41° 29' 06,0" W, enquanto a leste a longitude de 40° 49' 01,2" W é o limite (**Figura 15**). Cruz (2011) ao estudar a região Sudoeste da Bahia, onde está inserida grande parte do baixo curso da bacia hidrográfica do Rio Gavião afirma que nessa área existe grande diversidade ambiental, a qual pode ser exemplificada por variações geológicas, geomorfológicas, climáticas, pedológicas e vegetacionais.

Do ponto de vista geológico e geomorfológico, a diversidade ambiental é nítida nas paisagens da área de estudo. No sistema hidrográfico do baixo curso do Rio Gavião existem variações geológicas e geomorfológicas importantes, as quais demonstram que o metamorfismo regional, os soerguimentos e a desnudação se configuram enquanto agentes fundamentais para a evolução da paisagem.

crustais, os quais promoveram sucessivos mecanismos tectônicos que amalgamaram unidades de rochas Arqueanas com unidades de rochas Paleoproterozoicas (Barbosa; Sabaté; Marinho, 2003a).

Posteriormente, no Ciclo Geotectônico Brasileiro ocorrido entre o Neoproterozoico e o Siluriano (Hasui, 2012) ocorreu um soerguimento intenso da região atualmente ocupada pela Serra do Espinhaço mineiro e baiano (alto curso do rio Gavião) e pela Chapada Diamantina (Bertolini; Valadão, 2009). Tal processo foi seguido por intensa desnudação continental.

No Mioceno ocorreu um novo soerguimento, o qual embora tenha adquirido distribuição geográfica generalizada, concentrou-se ao longo de alguns eixos, dentre eles o Geraizinhos-Maracás (Bertolini; Valadão, 2009), onde se insere o Planalto da Conquista, a Serra da Inhaúma e as Serras Setentrionais do Espinhaço. Essa mesma região ainda foi soerguida novamente no Plioceno. Após esses eventos a estabilidade tectônica se estabeleceu.

Destaca-se que, os soerguimentos promoveram o rejuvenescimento do relevo na medida em que propiciaram o aumento da amplitude vertical destes. Após esse arqueamento a desnudação foi acelerada, sendo também ampliada a sedimentação. Além disso, os soerguimentos se constituíram enquanto eventos desestabilizadores, pois não permitiram a preservação de mantos de intemperismo reliquiais.

No evento da Colagem Paleoproterozoica do CSF citado anteriormente foram formados os seguintes segmentos crustais na Bahia: Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, Bloco Serrinha, Bloco Jequié e Bloco Gavião (Barbosa *et al.*, 2003; Barbosa e Sabaté, 2003). Além disso, a consolidação da Sequência Metavulcanossedimentar Contendas-Mirante também tem sua origem associada à Colagem Paleoproterozoica (Marinho, 1995).

No baixo curso do rio Gavião as litologias fazem parte do Bloco Gavião e da Sequência Metavulcanossedimentar Contendas-Mirante, sendo a área uma zona de contato entre blocos. Nesse sentido, se enquadram litologias do Complexo Gnáissico-Migmatítico, rochas TTG, Granitóides, rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Contendas-Mirante, assim como as Formações Superficiais Cenozoicas (**Tabela 1 e Figura 16**).

Tabela 1: Tabela Cronoestratigráfica com a formação das unidades litológicas da área de estudo

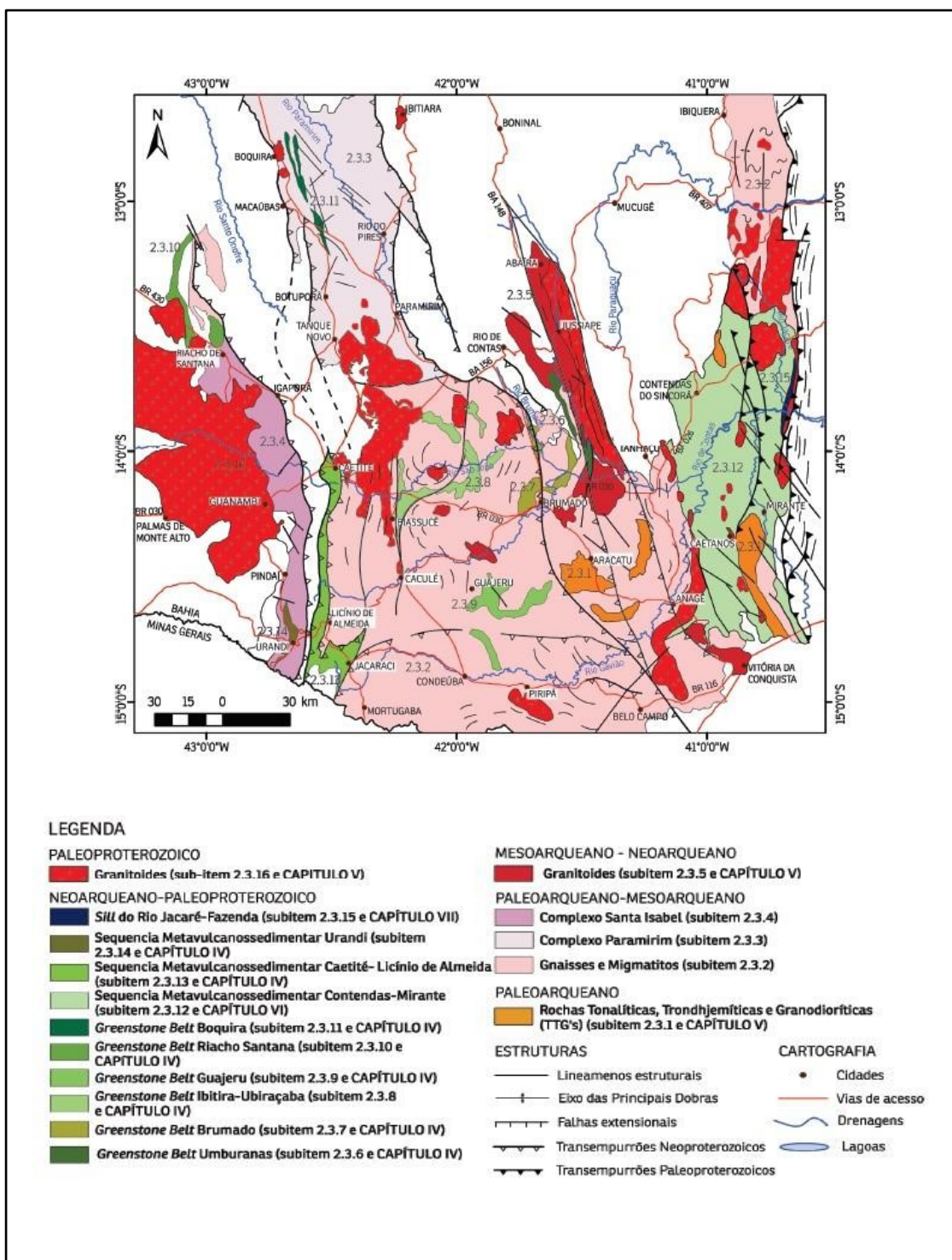
| EON | ERA | PERÍODO | IDADE | UNIDADES LITOLÓGICAS |
|-------------------|---------------|---------------|------------------|--|
| FANEROZOICO | CENOZOICO | QUATERNÁRIO | 2,588 - presente | FORMAÇÕES SUPERFICIAIS CENOZOICAS |
| | | NEÓGENO | 23,03 - 2,588 | FORMAÇÕES SUPERFICIAIS CENOZOICAS |
| | | PALEÓGENO | 66 - 23,03 | |
| | MESOZOICO | CRETÁCEO | 145 - 66 | |
| | | JURÁSSICO | 201 - 145 | |
| | | TRIÁSSICO | 251 - 201 | |
| | | PERMIANO | 298 - 251 | |
| | | CARBONÍFERO | 358 - 298 | |
| | PALEOZOICO | DEVONIANO | 419 - 358 | |
| | | SILURIANO | 443 - 419 | |
| | | ORDOVICIANO | 485 - 443 | |
| | | CAMBRIANO | 541 - 485 | |
| | | PRÉ-CAMBRIANO | PROTEROZOICO | NEOPROTEROZOICO |
| MESOPROTEROZOICO | 1600 - 1000 | | | |
| PALEOPROTEROZOICO | 2500 - 1600 | | | SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR CONTENDAS-MIRANTE, GRANITOIDES |
| ARQUEANO | NEOARQUEANO | | 2800 - 2500 | GRANITOIDES |
| | MESOARQUEANO | | 3200 - 2800 | GRANITOIDES |
| | PALEOARQUEANO | | 3600 - 3200 | COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO, TTG |
| | EOARQUEANO | | 4000 - 3600 | |

Fonte: Adaptado de Cohen *et al.* (2013). Elaboração: SANTOS, W. R. 2025.

O Complexo Gnáissico-Migmatítico é composto por ortognaisses e migmatitos de coloração cinza, granulação fina a média e composição tonalítica a granodiorítica, localmente granítica. Tais rochas ortoderivadas datam do Paleoarqueano e os principais minerais encontrados nas mesmas são: quartzo, diopsídio, plagioclásio, micas, granada, anfibólios, cordierita e opacos (Barbosa; Cruz; Souza, 2012).

O termo TTG é um acrônimo para suítes de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (Neves, 2011). As rochas do tipo TTG possuem origem no Paleoarqueano e na área de estudo ocorrem dois tipos dessas associações. O primeiro deles comporta as litologias mais antigas da crosta da América Latina e possui tendência trondhjemítica, enquanto o segundo ligeiramente mais novo tem tendência granodiorítica (Barbosa; Cruz; Souza, 2012).

Figura 16 - Mapa geológico do Bloco Gavião (parte oeste, central e sul)



Fonte: Barbosa & Dominguez, 1996; Barbosa *et al.*, 2012.

Os granitoides que ocorrem na área de estudo datam do Mesoarqueano/Neoarqueano, quando houve a formação de corpos granitoides posteriormente ortognaissificados na fácies anfíbolito (Barbosa *et al.*, 2012). Inserem-se nesse contexto os granitoides da Suíte Serra dos Pombos, Suíte Anagé, Suíte Caraguatá e a Unidade Bate-Pé - Tremedal (CPRM, 2015a, 2015b). De maneira geral, os

granitoides são compostos por ortoclásio, microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita. A coloração cinza claro a rosado e granulação média a grossa são predominantes (Barbosa *et al.*, 2012).

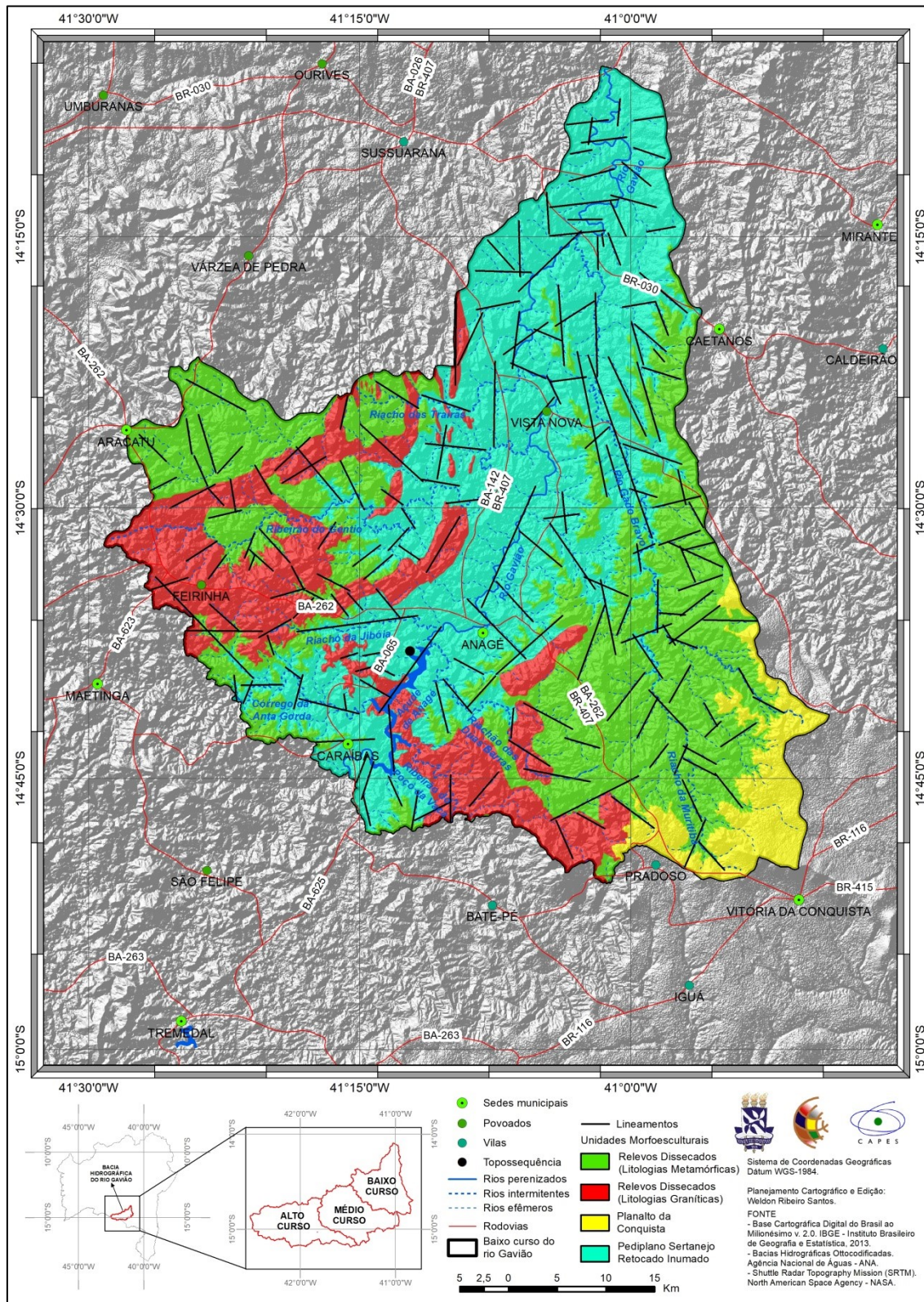
A Sequência Metavulcanossedimentar Contendas-Mirante agrupa rochas de baixo grau de metamorfismo, fácies xisto-verde, localmente elevadas a médio grau, fácies anfíbolito, devido à influência térmica de intrusões graníticas (Marinho, 1982). Metarenitos, filitos, metassiltitos, rochas xistosas e metagrauvacas são as rochas mais comuns (CPRM, 2013; 2015a). Tal sequência é definida como uma zona de sutura incompleta entre os blocos Gavião com terrenos gnáissico-migmatítico-graníticos a oeste, e Jequié, de predominância granulítica a leste. Os contatos dessa sequência com as litologias dos blocos citados são bruscos, marcados por zonas de cisalhamento (Marinho, 1982).

Marinho *et al* (1995) classificam essa sequência em unidade inferior (Jurema-Travessão e Barreiro D'Anta), unidade média (Formação Rio Gavião e Formação Mirante) e unidade superior (Areião). De modo geral, é no baixo curso do Rio Gavião que as litologias da Sequência Metavulcanossedimentar Contendas-Mirante afloram. O curso fluvial em questão corre, aproximadamente, paralelo a sequência ou, às vezes, coincidente com esta. Destaca-se que as Formações Areião e Formação Rio Gavião são aquelas de maior recobrimento dentro do baixo curso do Rio Gavião.

Segundo CPRM (2015a, 2015b), as Formações Superficiais Cenozoicas datam do Neógeno ao Quaternário e compreendem depósitos inconsolidados a pouco consolidados, arenosos e areno-argilosos, com cores variando do cinza amarelado ao vermelho alaranjado. Tais coberturas detrítico-lateríticas ferruginosas apresentam níveis de cascalho com seixos de quartzo arredondados e níveis de concreções lateríticas no contato com o substrato.

Do ponto de vista morfoescultural e buscando associar as formas do relevo com a litologia foram mapeadas quatro unidades para a área de estudo: Pediplano Sertanejo Retocado Inumado, Relevo Dissecado (Litologias Metamórficas), Relevo Dissecado (Litologias Graníticas) e Planalto da Conquista (**Figura 17**).

Figura 17 - Mapa morfoescultural do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Gavião



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

O Pediplano Sertanejo Retocado Inumado se caracteriza por ser uma superfície de aplainamento elaborada durante fases sucessivas de retomada de erosão sem, no

entanto, perder suas características, ou seja, é uma superfície deprimida, apresentando altitudes que variam entre 240 e 600 m, com algumas elevações que superam essa cota máxima (Lima; Pitiá; Santos, 2006). Essa unidade aflora com frequência no baixo curso do Rio Gavião, sendo composta por rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, Sequência Metavulcanossedimentar Contendas-Mirante e associações TTG. No Pediplano Sertanejo Retocado Inumado o grau de aplainamento do relevo aumenta de montante para jusante.

Além disso, os dobramentos e intrusões são muito comuns nessa unidade morfoestrutural (**Figuras 18 e 19**). Tricart e Silva (1968) ressaltam duas características importantes sobre as intrusões básicas nos climas secos: a primeira diz respeito ao contato brutal com a rocha encaixante; a segunda se refere à formação de alteritas argilosas por vezes tingidas de alaranjado vivo decorrentes da alteração das rochas básicas.

Figura 18 - Rochas máficas intrudindo rochas félsicas - Talude do vertedouro do Açude de Anagé, Limite entre os municípios de Anagé e Caraíbas



Fonte: SANTOS, W. R. (2019).



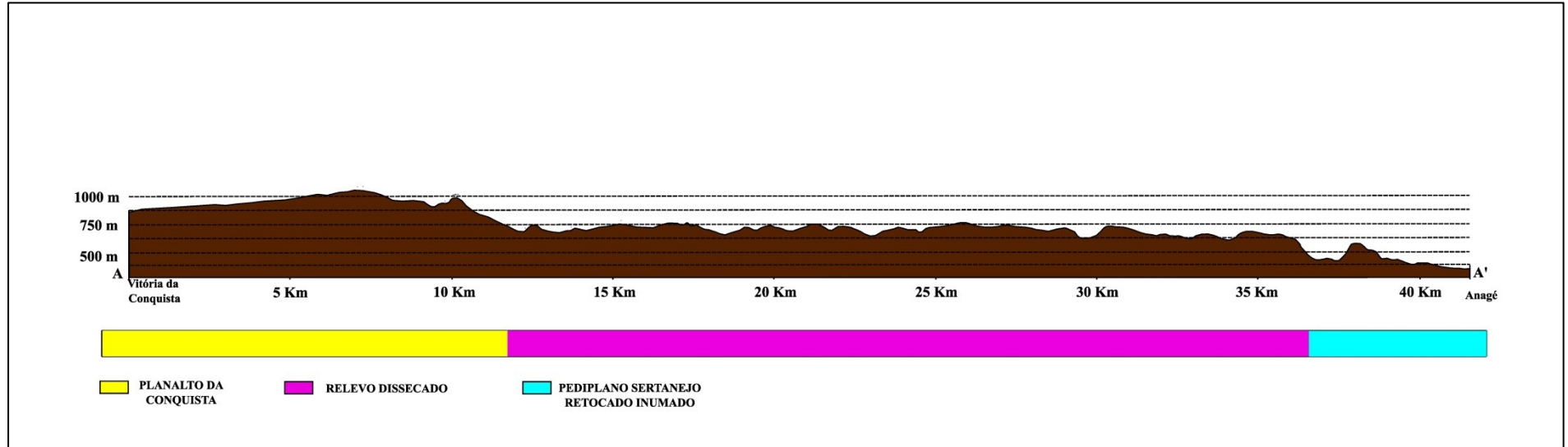
Fonte: SANTOS, W. R. (2019).

O Relevo Dissecado (Litologias Graníticas) é composto por rochas plutônicas com quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (ortoclásio e microclínio) como minerais principais. Morfologicamente esta unidade morfoescultural costuma ser representada por serras (Serra dos Pombos, Serra de José Francisco etc.) e vales estruturais com drenagens intermitentes ou efêmeras.

Na parte Sul do Bloco Gavião, durante o Mesoarqueano e o Neoarqueano, houve formação de corpos granitoides alcalinos que foram posteriormente ortognaissificados na fácies anfibolito (Barbosa *et al.*, 2012). Nesse contexto, se enquadram os Granitoides da Suíte Serra dos Pombos, Suíte Anagé, Suíte Caraguataí e a Unidade Bate-Pé – Tremedal (CPRM, 2015a, 2015b).

O Granitoide Serra dos Pombos marca uma das transições morfoesculturais entre o Planalto da Conquista e o Pediplano Sertanejo Retocado Inumado. Descendo de Vitória da Conquista para Anagé pela BA-262 a morfologia movimentada de serras e vales é marcante, como pode ser observado no povoado da Lagoinha, zona rural do município de Anagé (**Figuras 20 e 21**).

Figura 20 - Perfil topográfico da seção A (Vitória da Conquista) - A' (Anagé)



Fonte: SRTM, 2019. Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Figura 21 - Serra dos Pombos - Povoado da Lagoinha, zona rural do município de Anagé



Fonte: SANTOS, W. R. (2019).

As rochas do Granitoide Serra dos Pombos são foliadas, têm uma coloração branca rosada, granulação média e são portadoras de grandes cristais de microclínio, os quais são envolvidos por uma matriz mais fina e composta de plagioclásio, quartzo e microclínio. Além disso, ocorrem biotitas com cores variando entre o vermelho e o marrom claro associadas com a muscovita, ambas orientadas segundo a foliação da rocha (Barbosa *et al*, 2012).

Maia (2005) explica que a Serra dos Pombos evoluiu através de uma morfogênese mecânica em função da semiaridez reinante no Quaternário, ou seja, os processos morfodinâmicos pretéritos e atuais seriam controlados pelo clima quente e seco, para a autora a pediplanação controlaria a evolução do relevo nessa área.

No granitoide Suíte Anagé ocorre o predomínio de monzogranitos, granodioritos e tonalitos. A coloração cinza claro a rosado e a granulação média a grossa são características importantes desse granitoide (CPRM, 2015). Barbosa *et al* (2012b) define os granitoides da Suíte Serra dos Pombos e da Suíte Anagé como Granitoide Anagé-Pau de Colher. Os autores em questão explicam que o Anagé-Pau de Colher é composto de rochas graníticas, rosadas com megacristais semi-arredondados de feldspato potássico (ortoclásio e microclínio).

Nos vales secos dos tributários intermitentes ou efêmeros do lado direito do Rio Gavião essas rochas afloram com frequência, como, por exemplo, no baixo curso do Riachão das Duas Barras, localizado na zona rural de Anagé. Nesse local é comum a ocorrência de diversos veios de quartzo intrudindo os granitos (**Figura 22**).

Figura 22 - Afloramento rochoso da suíte Anagé de coloração cinza claro a rosado com intrusões de quartzo - Riachão das Duas Barras, zona rural do município de Anagé



Fonte: SANTOS, W. R. (2019).

Já os granitoides da Suíte Caraguataí são constituídos por gnaisses graníticos com porfiroclastos de microclínio e plagioclásio (CPRM, 2015a). Este granitoide também é descrito na bibliografia como granitoide Mariana sendo o mesmo composto por gnaisses graníticos róseos, foliados, de granulação média (Barbosa *et al*, 2012b). Esse granitoide costuma aflorar na rodovia BA-262 Anagé-Aracatu e, também, no distrito de Vila Mariana (Feirinha) no município de Caraíbas.

Por fim, é importante mencionar os granitoides da unidade Bate-Pé/Tremedal, constituídos por xistos com granada, estauroлита e/ou cianita, cinza a esverdeada, avermelhada quando alterada, granulação média a grossa, além, de quartzito micáceo com magnetita (CPRM, 2015a). Barbosa *et al* (2012b) denominam esse granitoide de Lagoa do Morro, sendo o mesmo localizado na borda oriental do Bloco Gavião, na região de Vitória da Conquista e Anagé (**Figura 23**).

Figura 23 - Relevo Dissecado (Litologias Graníticas) em segundo plano representados pelas Serras do Vital (Unidade Bate-Pé/Tremedal) - Povoado da Lagoa do Arroz, zona rural do município de Anagé



Fonte: SANTOS, W. R. (2019).

O Planalto da Conquista abrange os setores mais elevados da área de estudo, com altimetrias entre 700 e 1000 metros. Almeida (1979) afirma que a superfície de aplainamento de cimeira representada pelo Planalto da Conquista compõe um dos aplainamentos mais antigos e elevados da média bacia do Rio de Contas, constituindo o mesmo uma ruptura de equilíbrio em função de interferências tectônicas e paleoclimáticas.

Dentre as rupturas tectônicas os soergimentos ocorridos no Mioceno e Plioceno foram responsáveis pela elevação do eixo Geraizinhos-Maracás, onde se insere o Planalto da Conquista (Bertolini; Valadão, 2009). Tais soergimentos foram acompanhados de deformações e falhamentos que proporcionaram o entalhe do Planalto da Conquista pela rede de drenagem. Estes processos resultaram na intensa dissecação dos bordos e na elaboração de níveis encaixados e embutidos que vão até o vale principal (Almeida, 1979).

Por sua vez, interferências paleoclimáticas também foram importantes para a formação do Planalto da Conquista. Segundo Almeida (1979) as oscilações de fases secas e fases úmidas do Quaternário imprimiram suas marcas no Planalto da Conquista. De modo geral, nas fases úmidas ocorreu o desenvolvimento de espessos mantos de intemperismo, os quais foram erodidos com maior intensidade nas fases secas em

virtude das condições climáticas vigentes. Nos climas mais secos os eventos pluviais são de baixa frequência e grande magnitude, o que amplia os processos erosivos. Além disso, a vegetação nas fases secas é mais rarefeita, aberta e de baixa estrutura, fatos esses ampliadores da erosão.

O Planalto da Conquista é recoberto pelas Formações Superficiais Cenozoicas, as quais datam do Neógeno – Quaternário e são definidas como depósitos inconsolidados a pouco consolidados, arenosos e areno-argilosos, de coloração cinza amarelado a vermelho alaranjado, com nível de cascalho com seixos de quartzo arredondados e níveis de concreções lateríticas no contato com o substrato (CPRM, 2015a, 2015b).

Almeida (1979) menciona que sobre a superfície de aplainamento de cimeira jazem testemunhos de couraça ferruginosa, compacta e resistente, formada por produtos de alteração da rocha *in situ* ou alteração ferralítica e sob a atuação de um clima com estações contrastantes (seca e chuvosa) tipo savana.

Na zona rural do município de Anagé, especificamente no povoado do Irapuá ocorrem testemunhos de uma couraça ferruginosa bastante alterada. No pacote sedimentar da couraça ferruginosa ocorrem seixos rolados de tamanho cascalho e calhau e na base ocorre exposição de muscovita (**Figuras 24 e 25**). Araújo Filho *et al* (2017) afirma que materiais ferruginosos concrecionários não são comuns na maioria das regiões semiáridas, porém têm sido frequente a constatação desses materiais nas áreas com coberturas pedimentares sobre rochas cristalinas e nas bordas ou encostas de chapadas.

Como dito anteriormente os divisores de drenagem formados pelo Planalto da Conquista encontram-se recobertos por formações sedimentares e no baixo curso da bacia hidrográfica do Rio Gavião ocorrem testemunhos dessa unidade morfoescultural. Na localidade chamada de Ponto da Coalhada é possível identificar resquícios dessas Formações Superficiais Cenozoicas. Tais remanescentes atuam como resquícios do aplainamento de cimeira estando em cotas altimétricas mais elevadas em relação ao entorno que apresenta relevos cristalinos dissecados, movimentados e mais baixos.

Do ponto de vista hidrográfico, Almeida (1979) aponta que no topo da superfície de cimeira os vales são largos e pouco encaixados e nas encostas, são estreitos e profundos (riachos formadores do Ribeirão do Poço da Vaca). No topo dessa superfície é frequente

a ocorrência de depressões fechadas (Tricart; Silva, 1968), sendo que à medida que o relevo passa a movimentado elas se tornam rarefeitas.

Figura 24 - Testemunho de couraça ferruginosa – Povoado do Irapuá, zona rural do município de Anagé



Fonte: SANTOS, W. R. (2019).

Figura 25 - Couraça ferruginosa com seixos rolados no pacote sedimentar - Povoado do Irapuá, zona rural do município de Anagé



Fonte: SANTOS, W. R. (2019).

Como dito anteriormente essa unidade morfoestrutural apresenta maior recobrimento no Planalto da Conquista. Nesse sentido, Maia (2005) ao propor um zoneamento Geoambiental para o município de Vitória da Conquista explica que o Planalto da Conquista está inserido no Planalto Sul Baiano, sendo o mesmo um Planalto Cimeiro e Inumado, composto de estruturas elevadas. Tal unidade morfoescultural possui uma orientação SW-NE e seus limites são marcados por vertentes abruptas e festonadas oriundas da erosão remontante causada, por exemplo, pelo Rio Gavião e seus tributários. Ainda sobre o Planalto da Conquista cabe destacar que:

Esta unidade é caracterizada pela ocorrência de topografia tabular, que compõe uma superfície geomorfologicamente estável, constituída de amplos planos inclinados, rampeados em sentidos diversos e moldados por vales de fundo chato e extremamente alargados. É comum nesta unidade, a ocorrência de espessas formações superficiais, compostas de material eluvial misturado a depósitos detríticos do Terciário e Quaternário (Maia, 2005, p. 82).

Também é importante mencionar que o Planalto da Conquista se configura como um amplo divisor de drenagem, separando a bacia hidrográfica do Rio Pardo da bacia hidrográfica do Rio de Contas. Seus bordos ao norte e a oeste são profundamente dissecados pelas cabeceiras dos riachos afluentes do Rio Gavião, deixando exposta a rocha subjacente (Almeida, 1979).

Além disso, é importante citar que a vertente ocidental do Planalto da Conquista apresenta clima semiárido e nela se encontra o Rio Gavião, um dos afluentes da margem direita do Rio de Contas. Já a vertente oriental do Planalto da Conquista, que se encontra fora da área de estudo, é mais úmida. Tais informações evidenciam a diversidade ambiental da região, como dito anteriormente.

Almeida (1979) aponta que na vertente ocidental do Planalto da Conquista ocorrem pequenas depressões contendo depósitos alúvio-coluviais com predominância de areias. A gênese dessas depressões pode ser decorrente da desorganização da rede de drenagem no topo do planalto, pois algumas delas coincidem com as cabeceiras dos riachos que drenam a bacia do Rio Gavião.

Outro elemento importante, que ocorre em alguns pontos, é a passagem abrupta do Planalto da Conquista para o Relevo Dissecado (**Figura 26**). As Formações Superficiais Cenozoicas do Planalto da Conquista tendem a ser menos resistentes frente ao intemperismo e a erosão, logo a atuação dos diversos ciclos erosivos ao longo do tempo geológico estaria retirando tais formações dos pontos mais elevados e depositando nas partes mais baixas do relevo.

Figura 26 - Passagem abrupta do Planalto da Conquista para o Relevo Dissecado - Trecho da BA-262 entre as zonas rurais de Vitória da Conquista e Anagé



Fonte: Google Earth, 2019. Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Além disso, nesse processo as litologias metamórficas e graníticas do Relevo Dissecado estariam sendo expostas em virtude do condicionante climático semiárido. Basicamente, as rochas cristalinas do Relevo Dissecado estariam sendo exumadas pela desnudação. Nestes locais, encontram-se os relevos mais movimentados e mais declivosos da área de estudo.

O baixo curso do rio Gavião apresenta grande diversidade ambiental, como foi dito anteriormente. Tal panorama se apresenta não apenas nos aspectos geológicos e geomorfológicos, mas também do ponto de vista climático, hidrográfico, pedológico e vegetacional.

Cruz (2011) menciona que na região onde está inserido o baixo curso do Rio Gavião o clima varia desde o semiárido até o subúmido e essa variação influencia e é influenciada pela diversificação pedológica (solos bem desenvolvidos e solos de baixo desenvolvimento pedogenético) e vegetacional (Mata Atlântica, Caatinga e Ecótonos). O quadro abaixo demonstra a variação climática do baixo curso do rio Gavião (**Quadro 3**).

Quadro 3 - Informações climáticas dos municípios da área de estudo

| Município | Pluviosidade anual (mm) | Temperatura anual (°C) | Tipo climático | Período seco |
|----------------------|-------------------------|------------------------|-----------------|---------------------|
| Anagé | 707,8 | 22,2 | Semiárido | Abril a outubro |
| Aracatu | 573,3 | 21,2 | Semiárido | Abril a outubro |
| Belo Campo | 767,4 | 20,4 | Subúmido a seco | Abril a setembro |
| Caetanos | 542 | 23,4 | Semiárido | Abril a outubro |
| Caraíbas | 707,8 | 22,2 | Semiárido | Abril a outubro |
| Maetinga | 339,1 | 20,9 | Semiárido | Janeiro a outubro |
| Mirante | 582,9 | 23,3 | Semiárido | Abril a outubro |
| Tanhaçu | 642,2 | 23 | Semiárido | Abril a outubro |
| Vitória da Conquista | 733,9 | 20,2 | Subúmido a seco | Fevereiro a outubro |

Fonte: SEI (2013a; 2013b). Elaboração: SANTOS, W. R. 2025.

Na área de estudo a Mata Atlântica é representada pela Floresta Estacional Decidual e sua transição para a Caatinga tem a disponibilidade de água associada ao relevo como principais determinantes. Entretanto, os solos também influenciam nesse processo, pois podem ampliar ou reduzir essa disponibilidade para as plantas (Coelho; Rossi; Mattos, 2017).

A transição ambiental entre as sedes municipais de Vitória da Conquista e Anagé é nítida. Na primeira cidade predomina um clima subúmido, com Floresta Estacional Decidual e solos bem desenvolvidos. Enquanto na cidade de Anagé o clima semiárido, com vegetação de Caatinga (savana estépica) e solos tanto bem desenvolvidos quanto solos de baixa evolução pedológica são predominantes na paisagem (Brasil, 1981a; Lima; Pitiá; Santos, 2006; Cruz, 2011).

Vale ressaltar que os Latossolos que ocorrem no ambiente semiárido estão relacionados, em geral, com um material de origem pré-intemperizado em um clima pretérito mais úmido (Araújo Filho *et al.*, 2017). Assim, a ocorrência de solos bem desenvolvidos no ambiente semiárido é uma exceção à regra e representa um desequilíbrio pedobioclimático (Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014), pois sob condições atuais de semiaridez os mantos latossolizados estão sobre coberturas sedimentares discordantes com o embasamento cristalino.

Estes Latossolos costumam ocorrer em relevo plano e suave ondulado e são desenvolvidos em coberturas detrito-lateríticas de idade Cenozoica. De modo geral, são bem drenados, muito profundos, bastante intemperizados, caulíníticos, com baixos teores de hematita, baixa a muito baixa atividade da fração argila e elevada saturação por Al trocável (Coelho; Rossi; Mattos, 2017).

Apesar da boa permeabilidade, friabilidade e condições de relevo favoráveis à mecanização, os Latossolos Amarelos do Planalto da Conquista apresentam consideráveis limitações de natureza química ao desenvolvimento das culturas (Coelho; Rossi; Mattos, 2017). No entanto, tais deficiências podem ser facilmente contornáveis com as tecnologias atuais. Além disso, essa transição também é definida por variações geológicas e geomorfológicas importantes (**Figura 27**). O Planalto da Conquista é recoberto pelas Formações Superficiais Cenozoicas e o Relevo Dissecado é constituído por litologias cristalinas, principalmente granitoides e ortognaisses do Complexo Gavião (CPRM, 2015a, 2015b).

De maneira geral, os solos desenvolvidos de rochas ricas em minerais félsicos, como é o caso das graníticas e gnáissicas, normalmente apresentam grande proporção de argilominerais 1:1, principalmente caulinita. No domínio da caatinga, solos tipicamente caulíníticos são encontrados, por exemplo, em áreas com recobrimentos

pedimentares sobre rochas cristalinas, destacando-se aqueles com baixa soma de bases (Latosolos e Argissolos) (Araújo Filho *et al.*, 2017).

Araújo Filho *et al* (2017) insere áreas como o Relevo Dissecado na unidade de paisagem Superfícies Retrabalhadas. Essas áreas possuem relevo movimentado, na forma de morros e colinas, que passaram por retrabalhamento intenso. Em termos geológicos, compreendem rochas que incluem granitos, gnaisses, xistos e áreas com recobrimento de sedimentos sobre rochas cristalinas. Os solos mais importantes são Latossolos e Argissolos e em menor proporção ocorrem Cambissolos e Neossolos Litólicos.

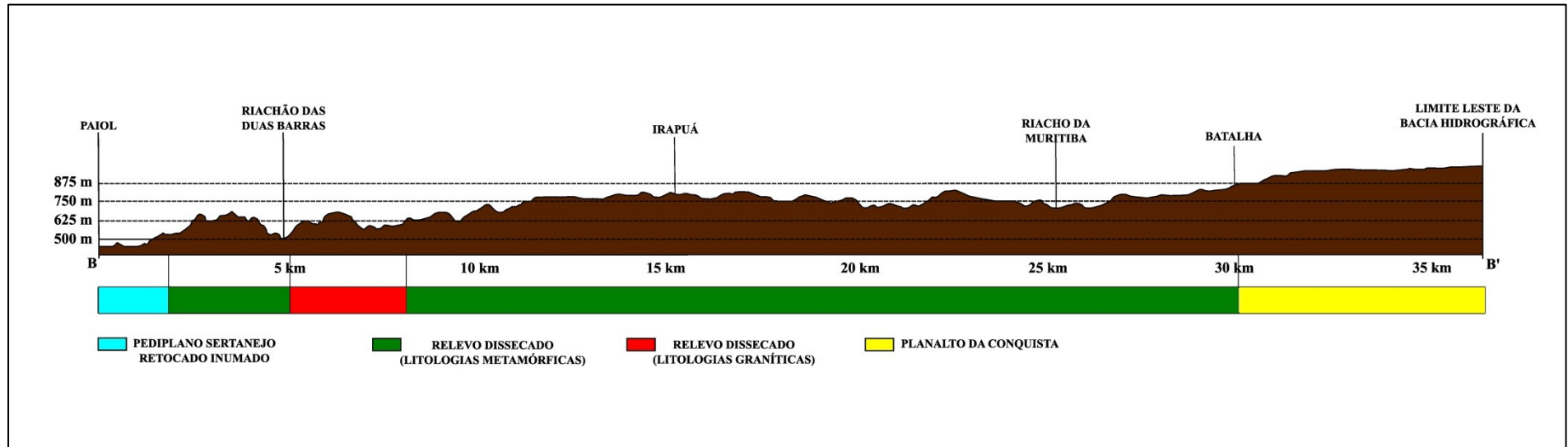
Segundo Coutinho (2016) a Caatinga nordestina ocorre nas amplas depressões intermontanas e interplanálticas, superfícies aplainadas (pediplanos), entremeadas por planaltos, chapadas e serras. Nesse sentido, Cruz (2011) explica que o relevo nessa área varia entre planaltos, depressões interplanálticas e tabuleiros.

Nessas áreas mais elevadas as temperaturas são menos elevadas, a precipitação pluviométrica é maior e os solos são mais profundos. Muitas vezes, constituem enclaves florestais (brejos de altitude) entremeados na caatinga (...). O Latossolo Vermelho-Amarelo é encontrado dominando as áreas mais planas e elevadas ao passo que os Argissolos (...) situam-se onde o relevo é mais movimentado (Lepsch, 2011).

Ainda sobre essas áreas mais elevadas pode-se acrescentar que a vegetação se apresenta sempre bem diferenciada das Caatingas que rodeiam essas elevações. O obstáculo oferecido pelo relevo à ação dos ventos úmidos é a causa dessa diferenciação da vegetação, que chega até mesmo a ser florestal úmida como citado anteriormente (Silva *et al.*, 1993; Romariz, 1996). Nesses locais de maior altitude as chuvas orográficas tendem a ser predominantes.

À semelhança da Mata Atlântica do litoral, no interior da Região Nordeste, observam-se ilhas de floresta úmida ou enclaves no bioma Caatinga, denominados de matas úmidas ou “brejos de altitude”. Essas áreas possuem tamanho e grau de isolamento variável e situam-se sobre formações sedimentares residuais e serras cristalinas, cujas altitudes variam de 700 a 1200 m (Coelho; Rossi; Mattos, 2017, p. 262).

Figura 27 - Perfil topográfico morfoescultural da seção B (Paíol) – B' (Limite leste da bacia hidrográfica do rio Gavião)



Fonte: SRTM, 2019. Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Ainda sobre a transição ambiental entre Vitória da Conquista e Anagé Lima *et al* (2006) afirmam que o Planalto da Conquista é uma extensa superfície de forma tabular, nivelada entre 700 e 1000 metros, com poucas ondulações. Por sua vez, no Relevo Dissecado as altitudes variam entre 300 e 900 metros e no Pediplano Sertanejo Retocado Inumado a altimetria se encontra entre 300 e 500 metros.

Nessas áreas elevadas, como no Planalto da Conquista a temperatura mais baixa e a maior umidade decorrente permitem que ocorra o desenvolvimento de matas semelhantes àsquelas tropicais pluviais de encosta (Coutinho, 2016). Ainda sobre a geomorfologia da área de estudo pode-se acrescentar que:

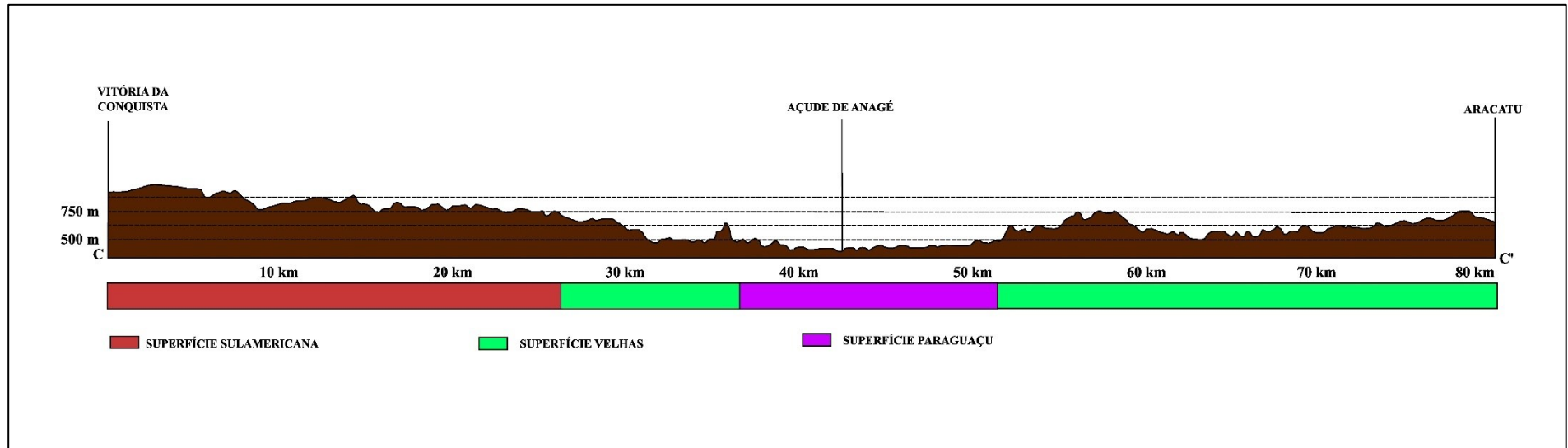
A oeste de Vitória da Conquista a estrada que demanda a Brumado desce rapidamente da chapada Sul-Americana, a 900 metros, passando por um terraço (bench) do ciclo Velhas a 700 metros e atingindo o fundo do vale do Paraguaçu, em Vila Nova, a 410 metros. A região daqui em diante, passando por Condeúda até Jacaraci é constituída principalmente de uma topografia ondulada (ciclo Velhas) que se eleva gradual e lentamente de 700 a 800 metros de altitude (...). Os leitos dos rios (rio Gavião) são pouco encaixados e uns poucos testemunhos de topo plano demonstram a presença anterior do ciclo Sul-Americano (King, 1956, p. 221).

Cabe destacar que o vale do Paraguaçu citado, na verdade, se refere ao ciclo erosivo Paraguaçu, pois descendo de Vitória da Conquista sentido Vila Nova (atual Anagé) a bacia hidrográfica que abarca a região é a do rio Gavião, como descrito na própria citação. De modo geral, a região de Aracatu (limite oeste da bacia hidrográfica do rio Gavião) também está inserida na Superfície Velhas (**Figura 28**).

A variação ambiental no baixo curso do Rio Gavião também pode ser vista próxima a confluência desse rio com o Rio de Contas. Em grande parte do município de Caetanos e na região do distrito de Sussuarana as paisagens são mais secas e a caatinga adquire um caráter hiperxerófilo (Araújo Filho *et al.*, 2017). Os solos apresentam grande pedregosidade e pouco desenvolvimento (**Figura 29**).

Sobre a distinção dos tipos de Caatingas Araújo Filho *et al* (2017) mencionam que a grande heterogeneidade fisionômica e florística da Caatinga é um empecilho para a divisão das unidades fitogeográficas nela inseridas. Os autores utilizam a nomenclatura da Embrapa Solos em duas fases, isto é, a Caatinga Hipoxerófila, onde o grau de xeromorfismo é menos acentuado, ocorrendo geralmente, em áreas mais altas, em solos com maior disponibilidade de água ou onde a distribuição de chuvas é menos irregular e a Caatinga Hiperxerófila, caracterizada pelo maior grau de xeromorfismo e pelos níveis mais baixos de pluviometria ou alta irregularidade na distribuição das chuvas.

Figura 28 - Perfil topográfico das superfícies de aplainamento da seção C (Vitória da Conquista) – C' (Aracatu)



Fonte: SRTM, 2019. Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Figura 29 - Vegetação de Caatinga Hiperxerófila, zona rural do município de Caetanos



Fonte: SANTOS, W. R. (2019).

Em síntese pode-se dizer que os principais aspectos físico-naturais do baixo curso da bacia hidrográfica do Rio Gavião estão associados à diversidade ambiental da área de estudo. A existência de variações geológicas, geomorfológicas, climáticas, hidrográficas, pedológicas e vegetacionais em seções relativamente curtas, como, por exemplo, a transição Vitória da Conquista-Anagé é visível na paisagem.

4.2. ANÁLISE DO PEDIPLANO SERTANEJO

4.2.1 Morfologia de campo

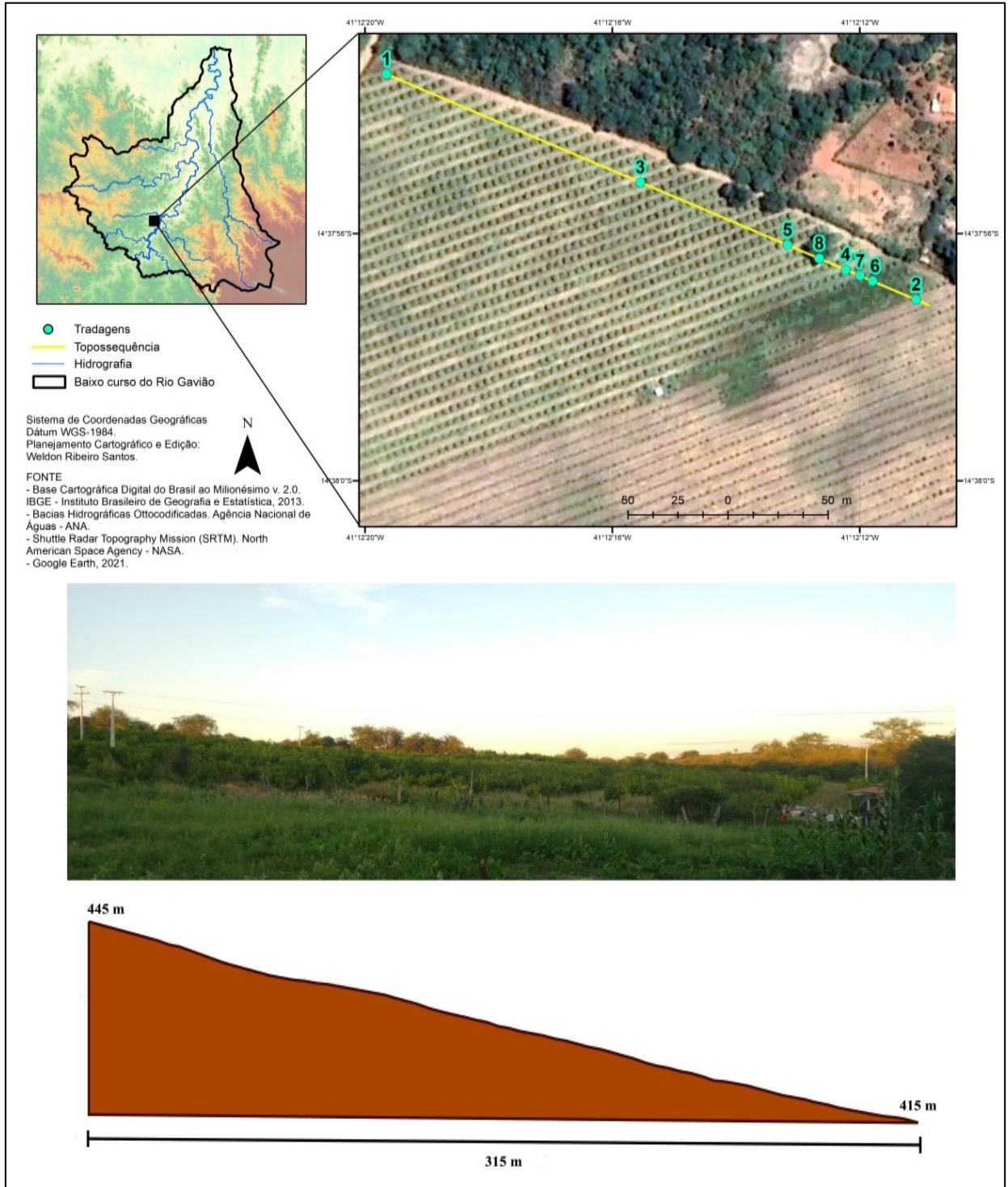
A caracterização pedogeomorfológica se concentra no Pediplano Sertanejo Retocado Inumado, na bacia do rio Gavião, em área localizada na Fazenda Santa Clara (Caraíbas, Bahia). Área marcada por drenagens efêmeras que deságuam diretamente no Açude de Anagé. A vertente analisada possui extensão de 315 metros e amplitude altimétrica de 30 metros, com a base da vertente apresentando 415 metros de altitude em relação ao nível do mar. A escolha dessa vertente se deu a partir das variações de solos visualizadas na imagem de satélite, bem como na análise preliminar de campo (**Figura 30**). Este setor do Pediplano Sertanejo apresenta relevo mais movimentado e inclinado do que o padrão geral do Semiárido. As tradagens foram distribuídas do topo até a base. A apresentação dos resultados morfológicos por horizontes partindo da base para a superfície do perfil busca uma melhor comparação com as outras análises subsequentes, principalmente a micromorfologia.

De modo geral, observamos que na alta vertente a textura é predominantemente mais argilosa. A tradagem 1 (topo) possui textura argilosa em profundidade (110-20 cm) e a partir de 20 cm até a superfície possui textura média. Na média vertente a tradagem 3 tem textura arenosa em profundidade (220-150 cm), passando a textura média (150-140 cm), argilosa (140-100 cm), textura média (100-50 cm) e argilosa de 50 cm até a superfície (**Quadro 4**).

Na tradagem 5 localizada na média vertente a textura é arenosa entre 240 e 200 cm, passando a textura média (200-180 cm), argilosa (180-120 cm), textura média (120-0 cm). Na tradagem 8 que se localiza na baixa vertente a textura é argilosa entre 190 e 170 cm e média de 170 cm até a superfície (**Quadro 4**).

Na baixa vertente as tradagens 4 e 7 possuem prevalência da classe textural média e arenosa. Esse panorama também é visto nas tradagens do sopé (6 e 2), exceção feita a profundidade entre 60 e 80 cm da tradagem 2, que possuem textura argilosa (**Quadro 4**).

Figura 30 - Mapa de localização da vertente analisada



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

A análise morfológica das tradagens demonstrou variações significativas nos solos. A diversidade pedológica ao longo da vertente é visualizada na paisagem, acompanhando, sobretudo, as mudanças de formas da vertente e a coloração da vegetação (**Figura 30**), pois nos setores de maior altimetria ocorrem solos mais argilosos, enquanto nas partes de menor altitude há a predominância de materiais mais arenosos.

A granulometria das tradagens 1, 3, 5 e 8 possui mudanças verticais perceptíveis, pois os horizontes mais próximos da rocha (ortognaisse) são mais arenosos, enquanto os horizontes superiores costumam ser mais argilosos.

Nas tradagens 4 e 7 há significativa presença de areia em todo o perfil. A morfologia de campo evidenciou que a presença de silte e argila é sempre muito reduzida nestas posições. Tal panorama também é visto nas tradagens 6 e 2 que são eminentemente arenosas. Porém, na tradagem 2 (sopé) existe um aumento considerável de argila em subsuperfície (60-80 cm). Foi notado que nesse ponto há um gradiente textural acompanhado pela presença de uma linha de pedras.

Esta linha de pedras foi observada em profundidade ao longo de toda vertente. Além disso, foi possível notar que os solos da alta vertente possuem maior profundidade em relação àqueles da média e baixa vertente. Em outras palavras o pacote pedológico é mais espesso na alta vertente do que na média e baixa vertente.

Quadro 4. Análise textural de campo

| Profundidade (cm) | 1 (topo) | 3 (ombro) | 5 (encosta) | 8 (encosta) | 4 (meia encosta) | 7 (meia encosta) | 6 (sopé) | 2 (sopé) |
|-------------------|----------|-----------|-------------|-------------|------------------|------------------|----------|----------|
| 0-10 | Média | Argilosa | Média | Média | Média | Arenosa | Arenosa | Média |
| 10-20 | Média | Argilosa | Média | Média | Média | Arenosa | Arenosa | Média |
| 20-30 | Argilosa | Argilosa | Média | Média | Média | Arenosa | Arenosa | Média |
| 30-40 | Argilosa | Argilosa | Média | Média | Média | Arenosa | Arenosa | Média |
| 40-50 | Argilosa | Argilosa | Média | Média | Média | Arenosa | Arenosa | Média |
| 50-60 | Argilosa | Média | Média | Média | Média | Arenosa | Arenosa | Média |
| 60-70 | Argilosa | Média | Média | Média | Média | Arenosa | Arenosa | Argilosa |
| 70-80 | Argilosa | Média | Média | Média | Média | Arenosa | | Argilosa |
| 80-90 | Argilosa | Média | Média | Média | Média | Arenosa | | |
| 90-100 | Argilosa | Média | Média | Média | Arenosa | Arenosa | | |
| 100-110 | Argilosa | Argilosa | Média | Média | Arenosa | Arenosa | | |

| | | | | |
|---------|----------|----------|----------|---------|
| 110-120 | Argilosa | Média | Média | Arenosa |
| 120-130 | Argilosa | Argilosa | Média | Arenosa |
| 130-140 | Argilosa | Argilosa | Média | |
| 140-150 | Média | Argilosa | Média | |
| 150-160 | Arenosa | Argilosa | Média | |
| 160-170 | Arenosa | Argilosa | Média | |
| 170-180 | Arenosa | Argilosa | Argilosa | |
| 180-190 | Arenosa | Média | Argilosa | |
| 190-200 | Arenosa | Média | | |
| 200-210 | Arenosa | Arenosa | | |
| 210-220 | Arenosa | Arenosa | | |
| 220-230 | | Arenosa | | |
| 230-240 | | Arenosa | | |

Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Na vertente em questão também foram observadas variações significativas na cor dos solos. Nas tradagens 1, 3, 5 e 8 os solos são mais alaranjados e avermelhados enquanto nas tradagens 4, 7, 6 e 2 são mais acinzentados. De maneira geral, no terço superior os matizes 7,5 YR e 5 YR são dominantes, já na média e, principalmente, na baixa vertente predominam os matizes 10 YR (Apêndice A). O maior detalhamento das características morfológicas de campo é visualizado nas trincheiras: perfil 1 (tradagem 3), perfil 3 (tradagem 8) e perfil 2 (tradagem 2) (**Quadro 5**). A justificativa para definição desses perfis reside no fato dos mesmos expressarem características morfológicas distintas na vertente.

Quadro 5. Descrição morfológica de campo

| Horizonte | Profundidade (cm) | Cor (Munsell) | Mosqueado (Munsell) | Estrutura (grau - tamanho - tipo) ⁽¹⁾ | Consistência (seca, úmida e molhada) ⁽²⁾ | Transição (nitidez - forma) ⁽³⁾ | Raízes (tamanho - quantidade) ⁽⁴⁾ | Poros (tamanho - quantidade) ⁽⁵⁾ | textura |
|--|-------------------|---------------|---------------------|--|---|--|--|---|------------------------|
| Perfil 1 (Latossolo) - Fazenda Santa Clara, Caraíbas (BA) – Topossequência Gavião | | | | | | | | | |
| A | 0 - 18 | 5 YR 4/4 | 5 YR 3/4 | frc; g; gr | mac (s); mfr (u); lpl lpg (m) | cl; pl | f; a | m; c | Argilosa |
| BA | 18 - 40 | 2,5 YR 4/8 | 5 YR 3/4 | frc; pq; bsa | ld (s); mfr (u); lpl lpg (m) | cl; irr | f; a | m; c | Argilosa |
| Bw1 | 40 - 115 | 5 YR 5/8 | 2,5 YR 5/8 | md; m; bsa | ld (s); fr (u); lpl lpg (m) | cl; irr | f; c | m; c | Argilosa |
| Bw2 | 115 - 155 | 2,5 YR 5/8 | 7,5 YR 6/8 | frc; pq; bsa | mac (s); fr (u); lpl lpg (m) | cl; irr | f; pc | m; c | Média (cascalhenta) |
| BC | 155 - 171 | 5 YR 5/8 | - | frc; pq; bsa | mac (s); mfr (u); lpl lpg (m) | cl; irr | f; pc | m; c | Média |
| C | 171 - 195 | 7,5 YR 6/8 | - | frc; pq; bsa | mac (s); mfr (u); npl npg (m) | cl; irr | f; pc | m; c | Média |
| Cr | 195-230+ | 2,5 Y 7/4 | - | frc; pq; mç | sl (s); sl (u); npl npg (m) | abr; irr | aus | m; c | Arenosa |
| Perfil 3 (Neossolo) - Fazenda Santa Clara, Caraíbas (BA) – Topossequência Gavião | | | | | | | | | |
| A1 | 0 - 15 | 10 YR 5/3 | - | frc; pq; bsa | ld (s); fr (u); npl npg (m) | cl; pl | m; c | m; c | Arenosa |
| A2 | 15 - 70 | 10 YR 5/4 | - | frc; m; bsa | mac (s); mfr (u); npl npg (m) | cl; irr | m; a | m; c | Arenosa |

| | | | | | | | | | |
|---|------------|-----------|------------|--------------|----------------------------------|----------|------|-------|--------------------------|
| C | 70 - 110 | 10 YR 6/4 | 7,5 YR 6/6 | frc; pq; mç | mac (s); mfr (u); npl npg (m) | abr; irr | m; a | m; c | Arenosa (cascalhenta) |
| Crg | 110 - 130+ | 10 YR 6/3 | 7,5 YR 5/8 | frc; pq; mç | mac (s); mfr (u); npl npg (m) | - | m; a | m; pc | Arenosa |
| Perfil 2 (Planossolo) - Fazenda Santa Clara, Caraíbas (BA) – Topossequência Gavião | | | | | | | | | |
| A | 0 - 10 | 10 YR 5/4 | - | frc; m; gr | ld (s); fr (u); npl npg (m) | cl; pl | m; a | m; c | Arenosa |
| EA | 10 - 17 | 10 YR 4/3 | 7,5 YR 5/8 | frc; pq; bsa | mac (s); mfr (u); npl npg (m) | cl; pl | m; a | m; c | Arenosa |
| E1 | 17 - 40 | 10 YR 4/2 | 7,5 YR 5/8 | frc; pq; bsa | mac (s); mfr (u); npl npg (m) | abr; pl | m; c | m; c | Arenosa |
| E2 | 40 - 45 | 10 YR 4/2 | - | frc; pq; bsa | mac (s); mfr (u); npl npg (m) | abr; pl | m; c | m; c | Média (cascalhenta) |
| Bt | 45 - 80+ | 10 YR 3/2 | 10 YR 5/8 | ft; m; col | d (s); efir (u); pl pg (m) | - | m; c | m; pc | Argilosa |

⁽¹⁾ Grau - frc: fraco, md: moderado, ft: forte; Tamanho - pq: pequeno, m: médio, g: grande; Tipo - gr: granular, gs: grão simples, ba: blocos angulares, bsa: blocos subangulares, col: colunar, mç: maciço.

⁽²⁾ sl: solta, mac: macia, ld: ligeiramente dura, d: dura, md: muito dura, ed: extremamente dura, mfr: muito friável, fr: friável, fir: firme, mfr: muito firme, efir: extremamente firme, npl: não plástica, lpl: ligeiramente plástica, pl: plástica, mpl: muito plástica, npg: não pegajosa, lpg: ligeiramente pegajosa, pg: pegajosa, mpg: muito pegajosa.

⁽³⁾ Nitidez - abr: abrupta, cl: clara, gra: gradual, dif: difusa; Forma - pl: plana, ond: ondulada, irr: irregular, des: descontínua.

⁽⁴⁾ Tamanho - f: finas, m: médias, gr: grossas, mgr: muito grossas. Quantidade - aus: ausente, pc: poucas, c: comuns, a: abundantes.

⁽⁵⁾ Tamanho - sp: sem poros, mpq: muito pequenos, pq: pequenos, m: médios, g: grandes, mg: muito grande. Quantidade - pp: poucos poros, pc: poros comuns, mp: muitos poros.

Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Em termos de cor ocorrem variações verticais no perfil 1 (**Figura 31**). Os horizontes inferiores são pálidos e claros, tornando-se mais avermelhados em direção a superfície. Mosqueados ferruginosos ocorrem em todo o perfil (matizes entre 5YR e 7,5YR).

Figura 31 - Perfil 1 (Latossolo)



Fonte: SANTOS, W. R. (2021).

As estruturas encontradas no perfil 1 apresentam grau fraco em todos os horizontes, com exceção do Bw1 que possui grau moderado. Ainda sobre a estrutura, nesse perfil ocorre o predomínio de blocos subangulares de tamanho pequeno. As ressalvas são o horizonte A de tipo granular e tamanho grande e o horizonte Cr de estrutura maciça e tamanho pequeno.

Quanto a textura os horizontes inferiores possuem predomínio de areia, sendo arenosa no Cr e média no C e BC. No Bw2 a textura também é média e nos horizontes superiores (Bw1, BA e A) se enquadram na classe textural argilosa.

Nesse perfil a consistência seca vai de macia a ligeiramente dura, sendo solta no horizonte Cr. Quando úmida a consistência fica entre friável e muito friável, continuando solta no horizonte Cr. A consistência molhada é ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa, com exceção nos horizontes C e Cr, que se apresentam como não plástica e não pegajosa.

Outro aspecto morfológico importante desse perfil é a transição nítida, a qual se apresenta de maneira clara e forma irregular. Além disso, as raízes são pouco comuns, às vezes até ausentes, o tamanho mais comum varia entre pequeno e médio. A partir da morfologia de campo concluiu-se que o perfil 1 trata-se de um Latossolo.

No perfil 1 a linha de pedras ocorre no Bw2, entre 115 e 155 cm de profundidade, com uma maior concentração de fragmentos localizada entre 130 e 140 cm. Nessa camada são observados núcleos amarelados envoltos aos fragmentos, que possuem tamanho médio de 2 cm.

Por sua vez, o perfil 3 (**Figura 32**), localizado na meia encosta, apresenta estruturas de grau fraco em todos os horizontes. Os horizontes inferiores (Crg e C) são maciços e os superiores (A2 e A1) são do tipo subangular, predominando o tamanho pequeno.

Em termos de consistência o perfil apresenta consistência seca predominantemente macia, quando úmida é muito friável e ao estar molhada não apresenta qualquer sinal de plasticidade ou de pegajosidade. No que se refere a cor dos horizontes os matizes 10 YR são dominantes no perfil e os mosqueados apresentam os matizes 7,5 YR (**Figura 32**). As transições entre os horizontes são nítidas, apresentando-se de maneira clara e forma irregular. As raízes são pouco comuns, às vezes até ausentes, variando de tamanho entre pequeno e médio.

Figura 32 - Perfil 3 (Neossolo)

Fonte: SANTOS, W. R. (2021).

A linha de pedras ocorre de modo irregular e descontínuo, a maior espessura desse horizonte está situada entre 70 e 110 cm. O caráter caótico predomina nessa camada, pois diferente da trincheira anterior, aqui ocorrem fragmentos de variados tamanhos, sendo comum fragmentos de mais de 4 cm de diâmetro em associação a fragmentos

menores. No perfil 3 a classe textural arenosa observada em todos os horizontes e os poros são comuns e de tamanho médio.

Já no perfil 2, localizado na baixa vertente, as estruturas apresentam grau fraco em todos os horizontes, com exceção do B plânico, em que o grau é forte. Os blocos subangulares e o tamanho pequeno prevalecem em todo o perfil. A exceção é o horizonte B plânico de estrutura colunar e tamanho médio e o horizonte A que possui estrutura granular de tamanho médio. No que tange a cor esse perfil possui matizes 10 YR e os mosqueados existentes possuem cor de matiz 7,5 YR (**Figura 33**).

A mudança textural abrupta está refletida na consistência dos horizontes do perfil 2. O B plânico se apresenta duro na consistência seca, extremamente firme na consistência úmida, e plástico e pegajoso quando molhado. Enquanto os horizontes E2, E1, EA e A são eminentemente macios quando secos, muito friáveis quando úmidos e não plásticos e não pegajosos quando molhados. Além disso, na textura é possível notar essa diferença granulométrica entre os horizontes, pois o B plânico se enquadra na classe textural argilosa enquanto os horizontes superiores possuem classe textural arenosa.

Nesse perfil as transições são abruptas entre o B plânico e o E2, entre o E2 e o E1, que abriga a linha de pedras e nos horizontes superiores as transições são claras. Além disso, as raízes são comuns nos horizontes B plânico, E2 e E1, sendo o tamanho médio.

No que tange a porosidade tem-se que os poros são comuns e de tamanho médio. No caso do horizonte B plânico os poros diminuem em tamanho e quantidade. Nesse perfil a linha de pedras constitui uma curta faixa horizontal de 5 centímetros, entre 40 e 45 cm de profundidade, separando os horizontes eluviais arenosos, que sobrepõem o horizonte B plânico (argiloso). Aqui os fragmentos predominantes possuem o tamanho médio de 1 cm.

Figura 33 - Perfil 2 (Planossolo)



Fonte: SANTOS, W. R. (2021).

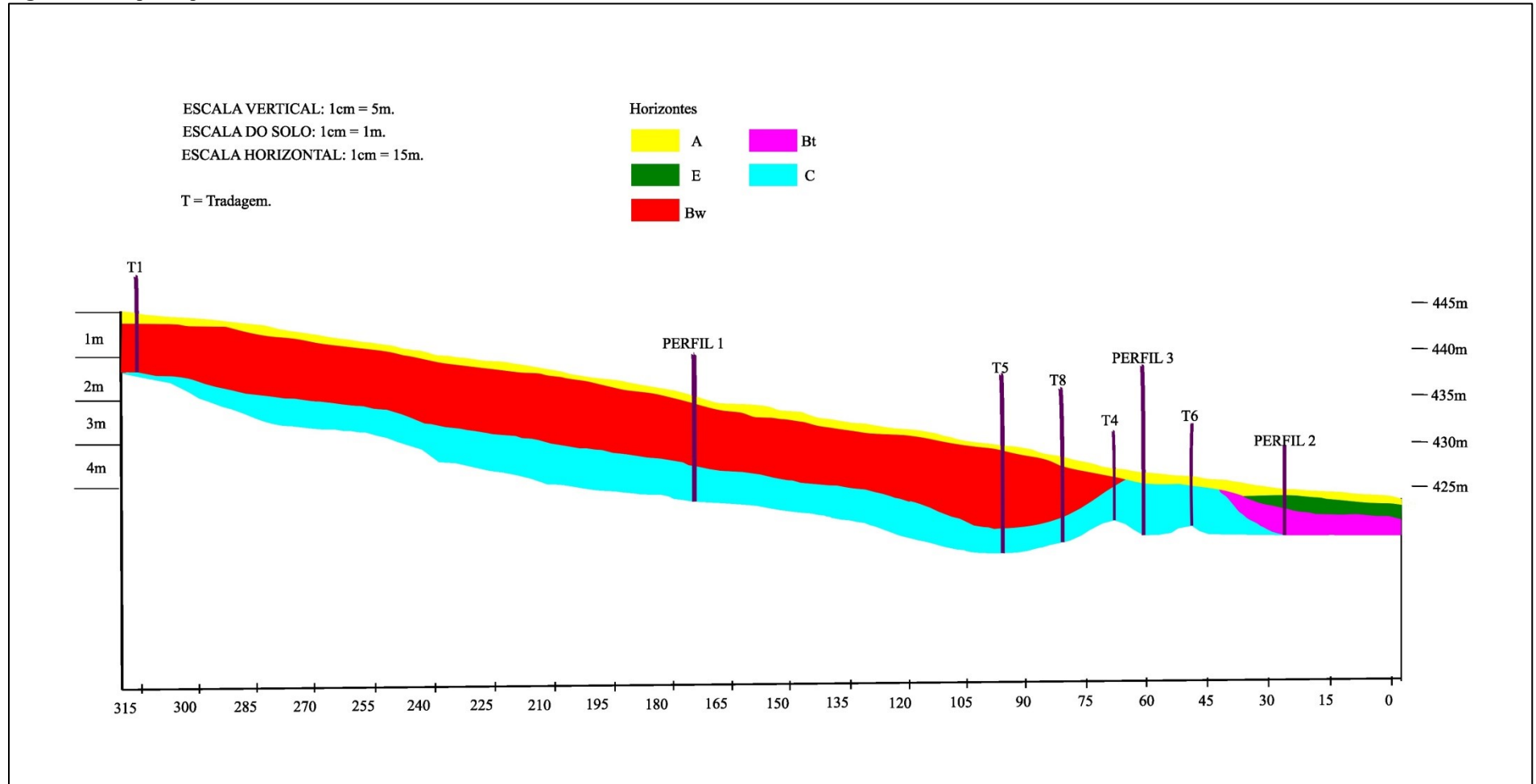
A análise das tradagens e das trincheiras ajuda a entender a Topossequência Gavião (**Figura 34**). O sistema de transformação pedogeomorfológica em questão possui dois setores que coexistem na mesma vertente ainda que sejam bem distintos.

O setor superior e médio da vertente, compreende as tradagens 1, 3, 5 e 8, além do perfil 1. De modo geral, esse setor possui textura argilosa, boa permeabilidade e matizes entre 5 YR e 7,5 YR. Além disso, a espessura do pacote pedológico é maior nessa porção do que nas partes mais baixas da vertente, com profundidades que ultrapassam 2 metros. A principal característica desse setor é o horizonte Bw contínuo, o qual é subjacente ao horizonte A e sobrejacente ao horizonte C.

No setor inferior da vertente estão as tradagens 4, 7, 6 e 2, além do perfil 2 e do perfil 3. A textura arenosa e o matiz 10 YR são predominantes. Nesse setor da vertente, é possível observar má drenagem, devido ao gradiente textural que leva a estagnação hídrica do perfil 2. Tais condições, levam inclusive à uma mudança do padrão de vegetação, como pode ser observado na imagem de satélite utilizada para localização da vertente (**Figura 30**). A espessura do solum nessa área é menor do que nos segmentos superiores. O principal aspecto a ser destacado certamente é a presença do horizonte B plânico com argilas de alta atividade, que ocorre abaixo dos horizontes A e E.

Com a morfologia de campo notou-se uma variação dos solos ao longo da vertente (**Figura 34**). Na alta vertente a textura é predominantemente argilosa e os solos aí inseridos possuem variação textural saindo de arenosa da base do perfil para argilosa em direção ao topo. Quanto a cor os solos da alta vertente são mais alaranjados e avermelhados, os matizes 7,5 YR e 5 YR são dominantes. Já na baixa vertente há o predomínio da fração areia, exceção ao B plânico com textura mais argilosa. Nesse segmento da vertente os solos são mais acinzentados (matizes 10 YR).

Figura 34 - Topossequência Gavião



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

4.2.2 Caracterização Física e Química dos solos

A análise dos dados de rotina a seguir apresenta os principais resultados físicos e químicos alcançados. A granulometria, a saturação por bases, a saturação por sódio e a argila dispersa em água trazem considerações importantes para o entendimento dos solos da Topossequência Gavião (**Quadro 6**). A apresentação por horizontes partindo da base para a superfície do perfil visa uma melhor comparação com as demais análises subsequentes, principalmente a micromorfologia.

No perfil 1, o horizonte Cr apresenta altos teores de areia grossa e areia fina. Em direção aos horizontes C e BC ocorre uma diminuição dos teores médios de areia grossa e areia fina, bem como um aumento do silte e da argila. Prosseguindo para o horizonte Bw2 observamos a diminuição da areia grossa, areia fina e silte, contrabalanceado pelo aumento da quantidade de argila, que se intensifica no Bw1. Por fim, o horizonte BA e o A mantêm o padrão do Bw1 com pequenas variações nas areias (aumento) e na argila (diminuição) (**Figura 35**).

Quadro 6. Dados laboratoriais físicos.

| Horiz. | Profundidade (cm) | Cor (Munsell) | Nome da cor em português | Composição da TFSA | | | | | Classe textural | ADA GF | |
|---|-------------------|---------------|---------------------------|--------------------|------------|-------|--------|--------------|-----------------|--------|------|
| | | | | Areia grossa | Areia fina | Silte | Argila | Silte/Argila | | ADA | GF |
| Perfil 1 - Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico Cambissólico - Fazenda Santa Clara, Caraíbas (BA) – Topossequência Gavião | | | | | | | | | | | |
| A | 0 – 18 | 5 YR 4/4 | Bruno-avermelhado | 0,276 | 0,252 | 0,118 | 0,355 | 0,332 | Argilo-Arenosa | 0,079 | 77,7 |
| BA | 18 – 40 | 2,5 YR 4/8 | Vermelho | 0,3 | 0,228 | 0,1 | 0,373 | 0,268 | Argilo-Arenosa | 0,057 | 84,7 |
| Bw1 | 40 – 115 | 5 YR 5/8 | Vermelho-amarelado | 0,256 | 0,228 | 0,126 | 0,39 | 0,323 | Argilo-Arenosa | 0,043 | 89,0 |
| Bw2 | 115 – 155 | 2,5 YR 5/8 | Vermelho | 0,238 | 0,209 | 0,25 | 0,303 | 0,825 | Franco-Argilosa | 0,04 | 86,8 |
| BC | 155 – 171 | 5 YR 5/8 | Vermelho-amarelado | 0,317 | 0,257 | 0,28 | 0,147 | 1,905 | Franco-Arenosa | 0,035 | 76,2 |
| C | 171 – 195 | 7,5 YR 6/8 | Amarelo-avermelhado | 0,295 | 0,303 | 0,27 | 0,132 | 2,045 | Franco-Arenosa | 0,036 | 72,7 |
| Cr | 195-230+ | 2,5 Y 7/4 | Amarelo-claro-acinzentado | 0,416 | 0,406 | 0,074 | 0,104 | 0,712 | Areia Franca | 0,014 | 86,5 |
| Perfil 3 - Neossolo Regolítico Psamítico Solódico Gleissólico - Fazenda Santa Clara, Caraíbas (BA) – Topossequência Gavião | | | | | | | | | | | |
| A1 | 0 – 15 | 10 YR 5/3 | Bruno | 0,386 | 0,396 | 0,116 | 0,102 | 1,137 | Franco-Arenosa | 0,035 | 65,7 |
| A2 | 15 - 70 | 10 YR 5/4 | Bruno-amarelado | 0,359 | 0,4 | 0,138 | 0,102 | 1,353 | Franco-Arenosa | 0,041 | 59,8 |

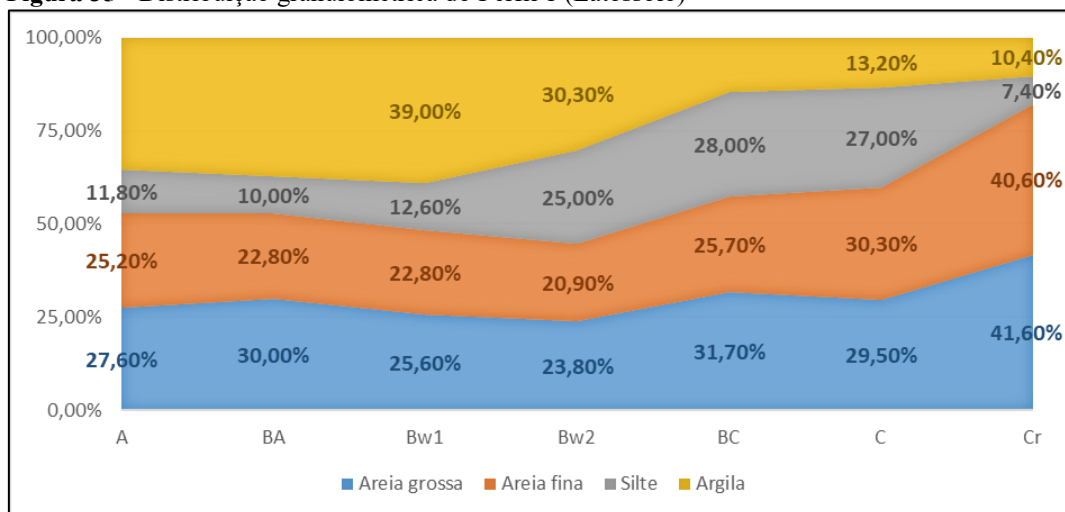
| | | | | | | | | | | | |
|-----|------------|-----------|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------|-------|------|
| C | 70 - 110 | 10 YR 6/4 | Bruno-amarelado-claro | 0,356 | 0,396 | 0,126 | 0,123 | 1,024 | Franco-Arenosa | 0,064 | 48,0 |
| Crg | 110 - 130+ | 10 YR 6/3 | Bruno-claro-acinzentado | 0,447 | 0,37 | 0,14 | 0,042 | 3,333 | Areia Franca | 0,021 | 50,0 |

Perfil 2 - Planossolo Háptico Eutrófico Solódico - Fazenda Santa Clara, Caraibas (BA) – Topossequência Gavião

| | | | | | | | | | | | |
|----|----------|-----------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------|-------|------|
| A | 0 - 10 | 10 YR 5/4 | Bruno-amarelado | 0,498 | 0,289 | 0,088 | 0,125 | 0,704 | Franco-Arenosa | 0,034 | 72,8 |
| EA | 10 - 17 | 10 YR 4/3 | Bruno | 0,498 | 0,287 | 0,098 | 0,116 | 0,845 | Franco-Arenosa | 0,048 | 58,6 |
| E1 | 17 - 40 | 10 YR 4/2 | Bruno-acinzentado-escuro | 0,541 | 0,21 | 0,13 | 0,119 | 1,092 | Franco-Arenosa | 0,054 | 54,6 |
| E2 | 40 - 45 | 10 YR 4/2 | Bruno-acinzentado-escuro | 0,414 | 0,353 | 0,152 | 0,081 | 1,877 | Franco-Arenosa | 0,047 | 42,0 |
| Bt | 45 - 80+ | 10 YR 3/2 | Bruno-acinzentado-muito escuro | 0,174 | 0,194 | 0,173 | 0,459 | 0,377 | Argila | 0,159 | 65,4 |

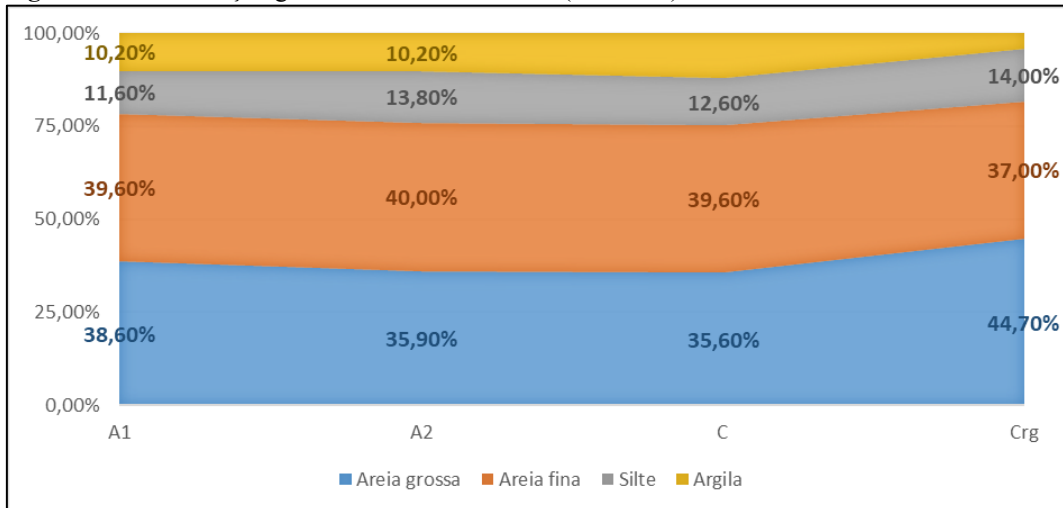
Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Figura 35 - Distribuição granulométrica do Perfil 1 (Latossolo)



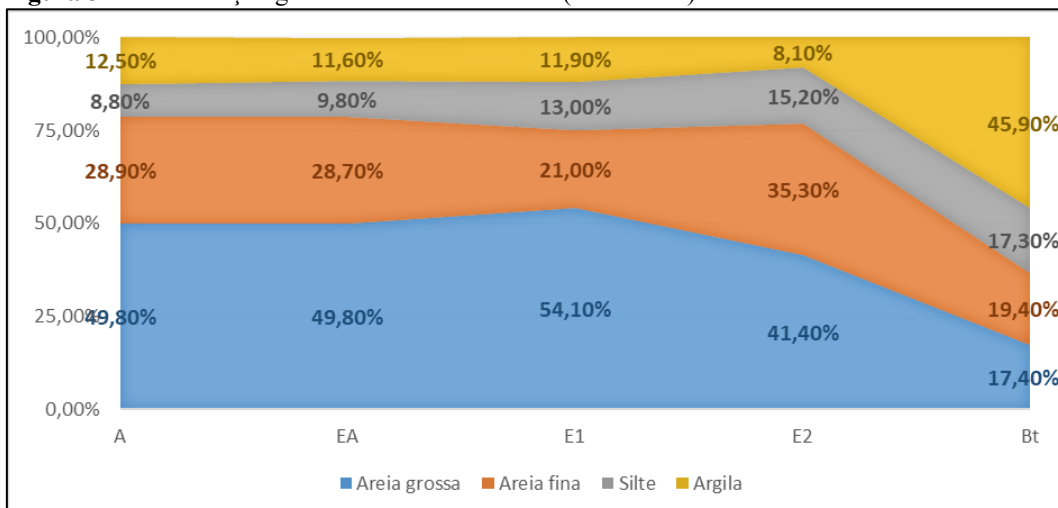
Fonte: SANTOS, W. R. (2025).

O comportamento textural do Perfil 3 é bastante uniforme (**Quadro 6**) (**Figura 36**). O somatório da areia grossa e areia fina é sempre superior a 75% em todos os horizontes. O teor médio de silte no perfil é de 13,25%. A única variação significativa ocorre em relação à argila que aumenta do Crg em direção ao topo. A elevada quantidade de areia possui relação direta com o baixo teor de argila.

Figura 36 - Distribuição granulométrica do Perfil 3 (Neossolo)

Fonte: SANTOS, W. R. (2025).

O Perfil 2 possui dois setores bem distintos separados por uma curta transição de 5 cm de espessura (linha de pedras) (**Quadro 6**) (**Figura 37**). O B plânico apresenta elevado percentual de argila (46%). Na linha de pedras ocorre uma transição do sistema argiloso inferior para o sistema arenoso superior. Neste último o percentual de areia é sempre superior a 70%. No Perfil 2 ocorrem elevadas quantidades de argila dispersa em água no B plânico (**Quadro 6**).

Figura 37 - Distribuição granulométrica do Perfil 2 (Planossolo)

Fonte: SANTOS, W. R. (2025).

Em relação aos dados químicos (**Quadro 7**) verificamos que no Perfil 1 destaca-se a elevada saturação por bases em todos os horizontes, conferindo o caráter eutrófico a

esse perfil. No Perfil 3 a saturação por bases também é elevada (**Quadro 7**). Além disso, existe uma elevada porcentagem de saturação por sódio. No perfil 2 ocorre alta saturação de bases em todos os horizontes.

Com base na morfologia de campo e nos dados de rotina os perfis foram classificados em Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico Cambissólico (Perfil 1), Neossolo Regolítico Psamítico Solódico Gleissólico (Perfil 3) e Planossolo Háplico Eutrófico Solódico (Perfil 2).

Quadro 7. Dados laboratoriais químicos.

| Horiz. | Prof. ^{1/} cm | pH | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | SB | H+Al | CTC (t) | CTC (T) | V | ISNa |
|---|---------------------------|------------------|------|------------------|------------------|----------------|-----------------|------------------------------------|------|---------|-------------|------|-------|
| | | H ₂ O | KCl | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | cmol _e /dm ³ | | | -----%----- | | |
| Perfil 1 (Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico Cambissólico) - Fazenda Santa Clara, Caraíbas (BA) – Topossequência Gavião | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0 - 18 | 7,15 | 5,69 | 3,02 | 1,25 | 0,76 | 0,00 | 5,04 | 0,2 | 5,04 | 5,24 | 96,2 | 0,09 |
| BA | 18 - 40 | 5,40 | 4,52 | 2,68 | 0,97 | 0,19 | 0,00 | 3,84 | 1,1 | 3,84 | 4,94 | 77,7 | 0,00 |
| Bw1 | 40 - 115 | 5,87 | 4,74 | 2,53 | 1,73 | 0,03 | 0,01 | 4,30 | 0,8 | 4,30 | 5,10 | 84,3 | 0,27 |
| Bw2 | 115 - 155 | 5,57 | 4,56 | 2,28 | 2,91 | 0,05 | 0,07 | 5,31 | 1,0 | 5,31 | 6,31 | 84,2 | 1,04 |
| BC | 155 - 171 | 5,53 | 4,23 | 1,49 | 2,07 | 0,05 | 0,06 | 3,67 | 0,6 | 3,67 | 4,27 | 85,9 | 1,34 |
| C | 171 - 195 | 5,66 | 4,15 | 1,35 | 1,97 | 0,06 | 0,12 | 3,50 | 0,5 | 3,50 | 4,00 | 87,5 | 2,95 |
| Cr | 195-230+ | 5,79 | 4,19 | 1,08 | 1,52 | 0,04 | 0,05 | 2,69 | 0,3 | 2,69 | 2,99 | 90,0 | 1,62 |
| Perfil 3 (Neossolo Regolítico Psamítico Solódico Gleissólico) - Fazenda Santa Clara, Caraíbas (BA) – Topossequência Gavião | | | | | | | | | | | | | |
| A1 | 0 - 15 | 7,10 | 5,77 | 2,27 | 0,63 | 0,53 | 0,02 | 3,46 | 0,5 | 3,46 | 3,96 | 87,4 | 0,56 |
| A2 | 15 - 70 | 5,50 | 4,75 | 1,34 | 0,87 | 0,19 | 0,34 | 2,75 | 0,6 | 2,75 | 3,35 | 82,1 | 10,26 |
| C | 70 - 110 | 6,05 | 5,00 | 1,18 | 1,39 | 0,09 | 0,49 | 3,15 | 0,3 | 3,15 | 3,45 | 91,3 | 14,24 |
| Crg | 110 - 130+ | 6,62 | 5,24 | 0,87 | 1,07 | 0,04 | 0,38 | 2,36 | 0,2 | 2,36 | 2,56 | 92,2 | 14,78 |
| Perfil 2 (Planossolo Háplico Eutrófico Solódico) - Fazenda Santa Clara, Caraíbas (BA) – Topossequência Gavião | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0 - 10 | 6,70 | 5,72 | 3,73 | 1,64 | 0,45 | 0,56 | 6,38 | 0,6 | 6,38 | 6,98 | 91,4 | 8,03 |
| EA | 10 - 17 | 6,80 | 5,74 | 3,05 | 1,25 | 0,30 | 0,45 | 5,05 | 0,6 | 5,05 | 5,65 | 89,4 | 7,93 |
| E1 | 17 - 40 | 6,40 | 5,21 | 1,91 | 0,88 | 0,22 | 0,44 | 3,45 | 0,5 | 3,45 | 3,95 | 87,3 | 11,12 |
| E2 | 40 - 45 | 6,85 | 5,49 | 1,55 | 1,04 | 0,12 | 0,36 | 3,07 | 0,2 | 3,07 | 3,27 | 93,9 | 11,04 |
| Bt | 45 - 80+ | 7,13 | 5,25 | 5,32 | 7,66 | 0,10 | 1,30 | 14,38 | 0,6 | 14,38 | 14,98 | 96,0 | 8,65 |

Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Notou-se a partir dos dados de rotina (físicos e químicos) que a granulometria do Latossolo apresenta um aumento de argila da base em direção ao topo, o qual é contrabalanceado pela diminuição de areia. A textura do Neossolo possui elevados teores de areia e no Planossolo existe um gradiente textural. Os três perfis possuem elevada saturação por bases e no caso específico do Neossolo alta saturação por sódio. No Planossolo a argila dispersa em água é elevada.

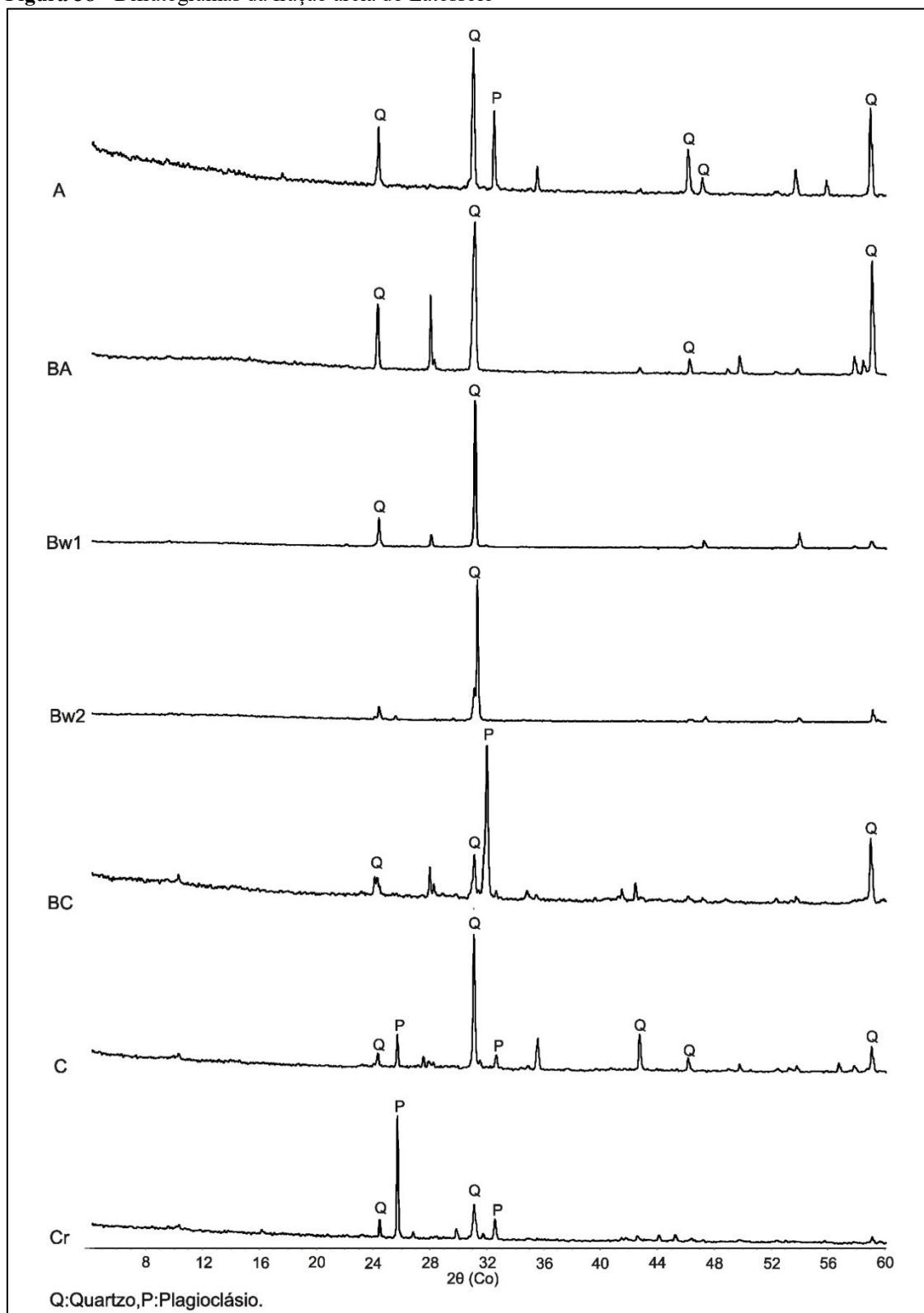
4.2.3 Mineralogia

A mineralogia possibilitou a identificação dos principais minerais existentes nos três perfis. De maneira geral, ocorrem poucas variações mineralógicas entre o Latossolo, o Neossolo e o Planossolo, exceção ao horizonte B plânico com argilas de alta atividade.

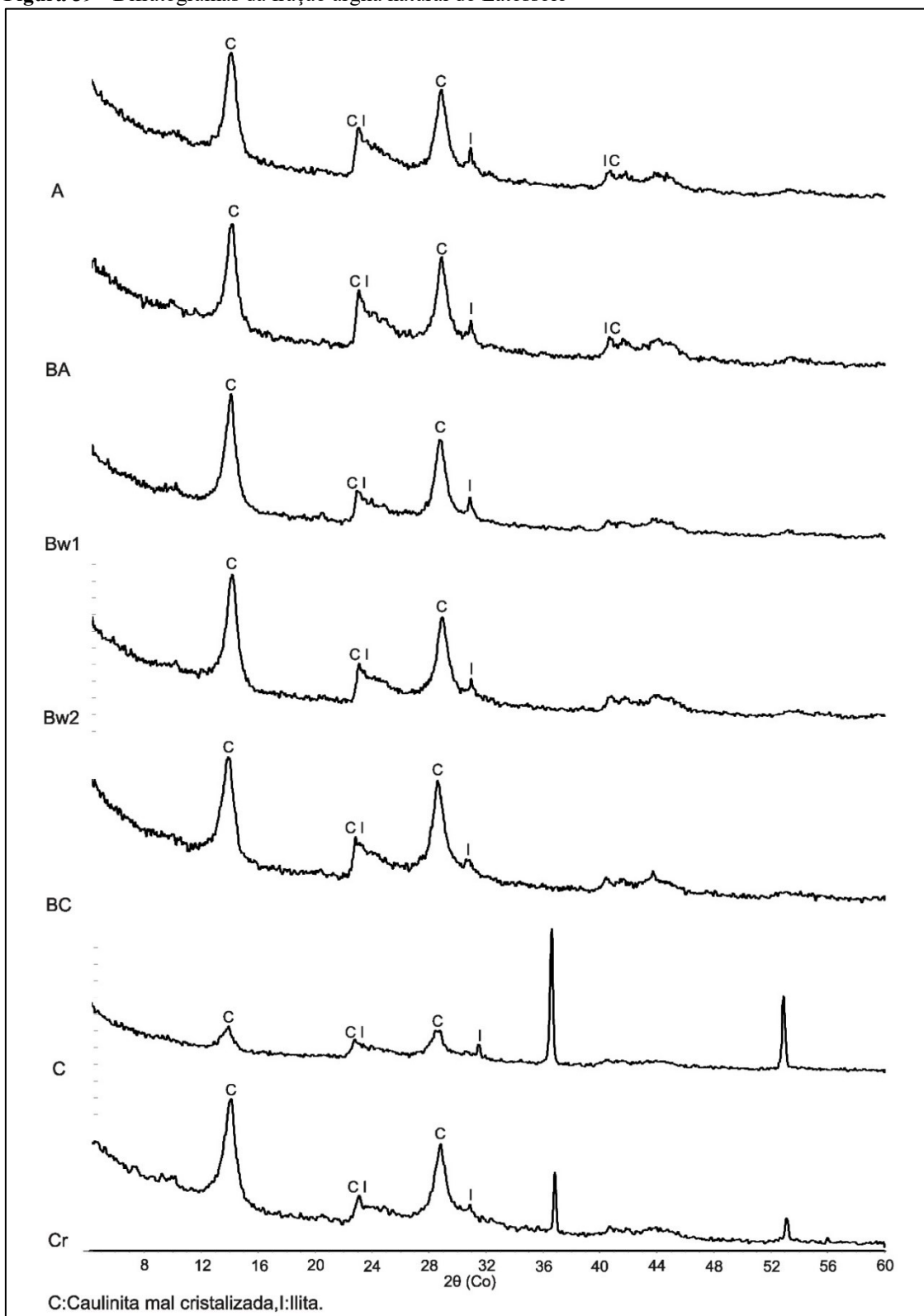
A mineralogia da fração areia do Latossolo é constituída essencialmente por quartzo (**Figura 38**), os três principais picos desse mineral foram identificados na maioria dos horizontes, exceção feita ao horizonte Bw1 e ao horizonte Bw2 em que não há a ocorrência do terceiro pico. Em menor proporção ocorrem feldspatos nos horizontes A e Cr, devido a um pico importante em aproximadamente 3,2 Å. No entanto, a exata identificação do tipo de plagioclásio não foi possível, pois as distâncias interplanares do primeiro pico da albita, anortita e labradorita são muito próximas.

A mineralogia da fração argila natural do Latossolo é composta predominantemente por caulinita mal cristalizada e ilita (**Figura 39**). Nos difratogramas a má cristalinidade das caulinitas é visualizada pelo alargamento dos picos que se apresentam serrilhados e pelo cálculo do índice de Hinckley ($< 0,5$). Os quatro principais picos desse mineral ocorrem em praticamente todo o perfil, possuindo maior intensidade os picos 1 e 3. No caso da ilita, os principais picos ocorrem em todos os horizontes, sendo os mais relevantes o pico 1 e o pico 2.

Por sua vez, os tratamentos das argilas possibilitaram notar que: 1) os picos da caulinita mal cristalizada e da ilita persistem nos tratamentos com glicerol e com potássio a 350°C; 2) a 550°C a caulinita desaparece e a ilita possui alta intensidade no pico 2 e, principalmente, no pico 4. Tais considerações foram notadas nos horizontes Bw1 e C, escolhidos para os tratamentos (**Figura 40**).

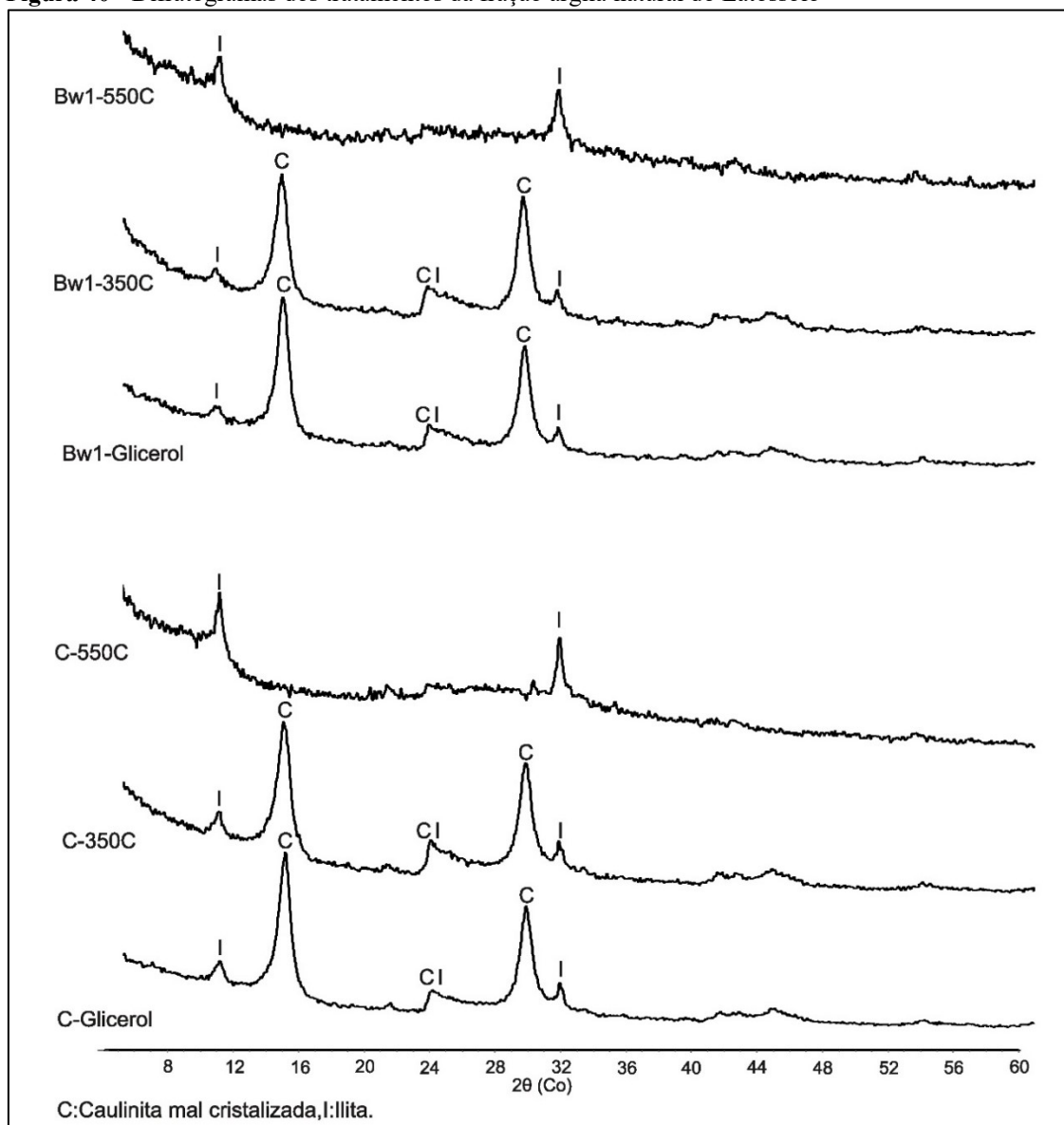
Figura 38 - Difratoformas da fração areia do Latossolo

Elaboração: SANTOS, W. R. (2023).

Figura 39 - Difratomogramas da fração argila natural do Latossolo

Elaboração: SANTOS, W. R. (2023).

Figura 40 - Difratogramas dos tratamentos da fração argila natural do Latossolo



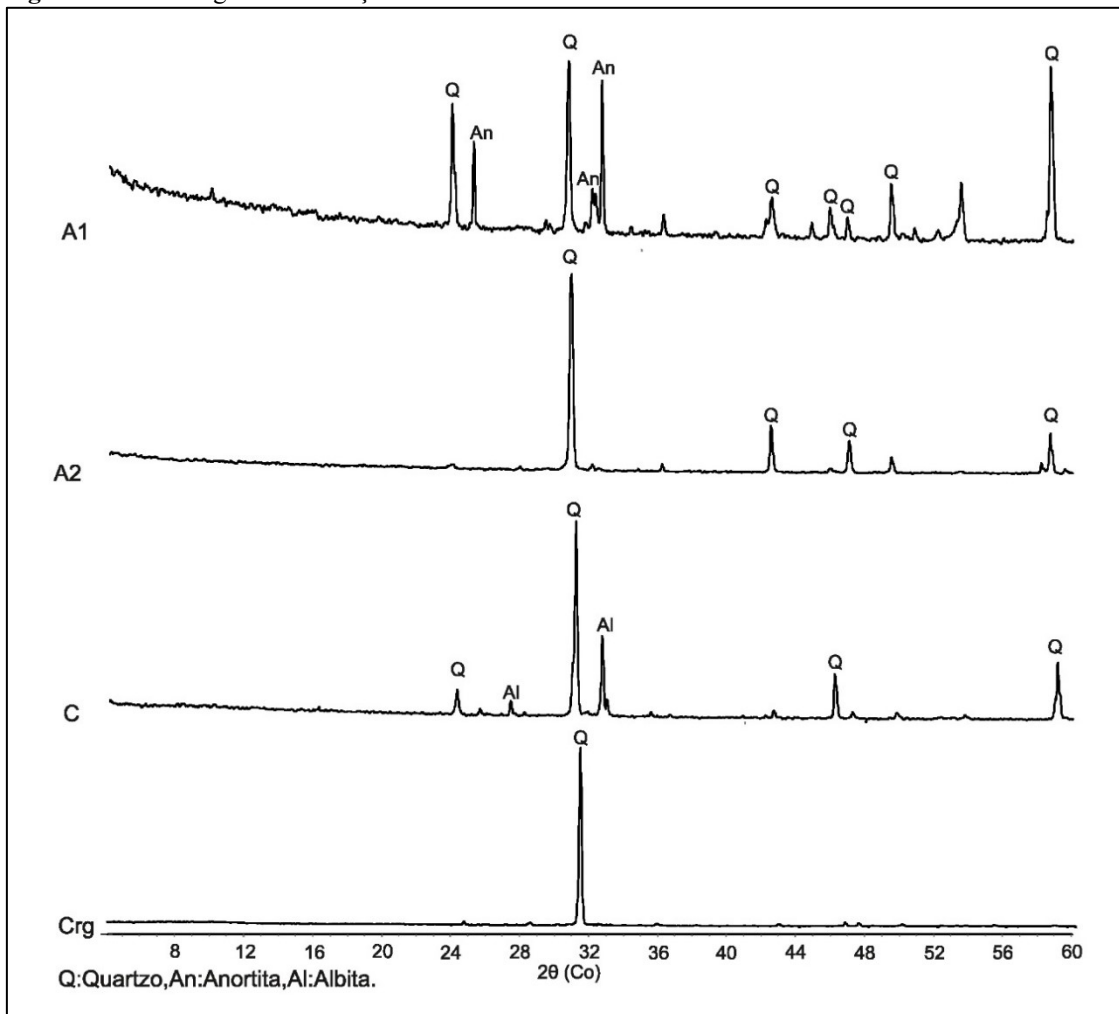
Elaboração: SANTOS, W. R. (2023).

No Neossolo, a mineralogia da fração areia também é predominantemente quartzosa (**Figura 41**). Os três principais picos mencionados anteriormente também ocorrem nos horizontes A1, A2 e C. No horizonte Crg apenas o primeiro pico do quartzo aparece. Além disso, plagioclásios também foram identificados nesse perfil, anortita no horizonte A1 (picos 1, 2, 3 e 4) e albita no horizonte C (picos 1 e 3).

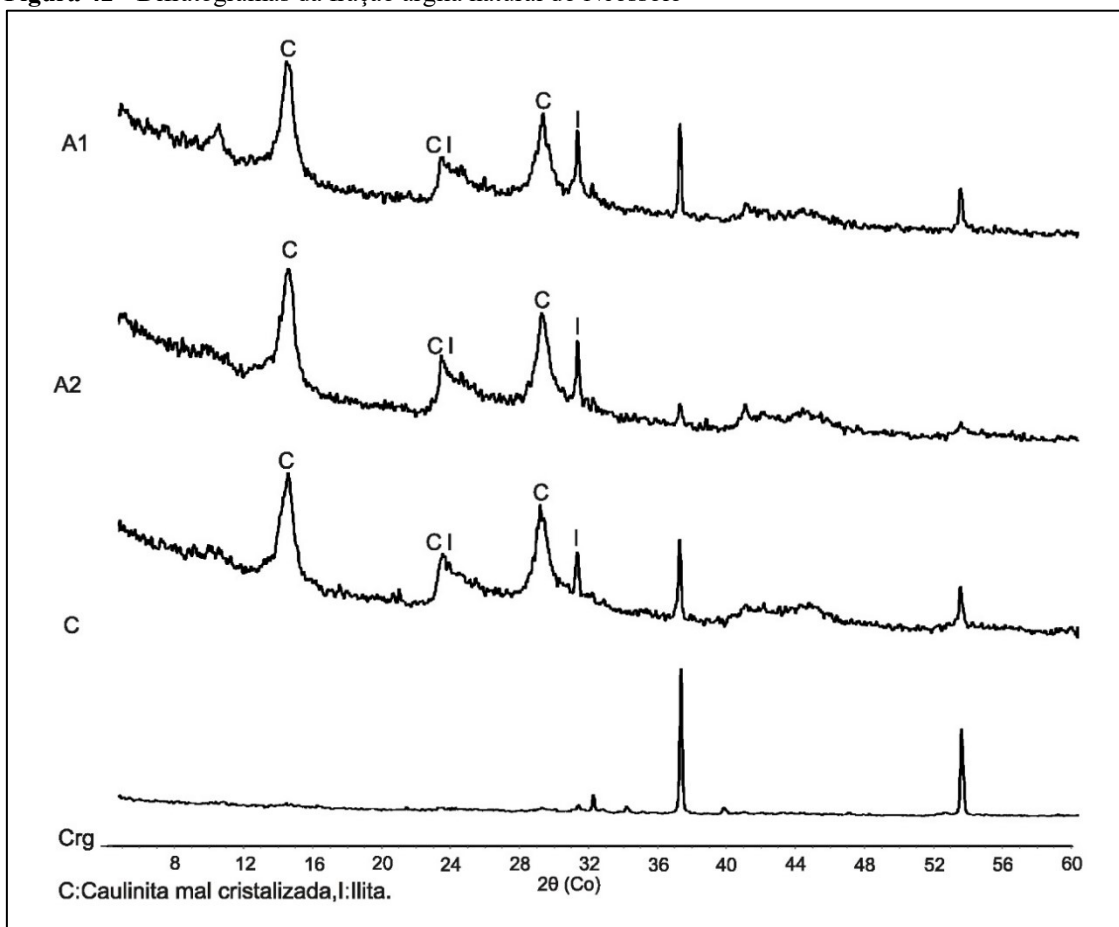
Na fração argila natural também ocorre a presença dos principais picos da caulinita mal cristalizada e da ilita, exceção ao horizonte Crg (**Figura 42**), onde ocorrem picos importantes de halita (picos 1 e 2). Inclusive a ocorrência desse mineral se faz presente em todo o Neossolo e nos horizontes C e Cr do Latossolo.

Os tratamentos das argilas do Neossolo possibilitaram notar que o padrão mineralógico identificado no Latossolo é mantido nos tratamentos com glicerol e com potássio a 350°C. A 550°C os picos 2 e 4 da ilita são mantidos, mas ocorre uma inversão de intensidade em relação ao Latossolo, pois o pico 2 é mais intenso do que o pico 4, principalmente nos horizontes A1 e Crg (Figura 43)

Figura 41 - Difratogramas da fração areia do Neossolo

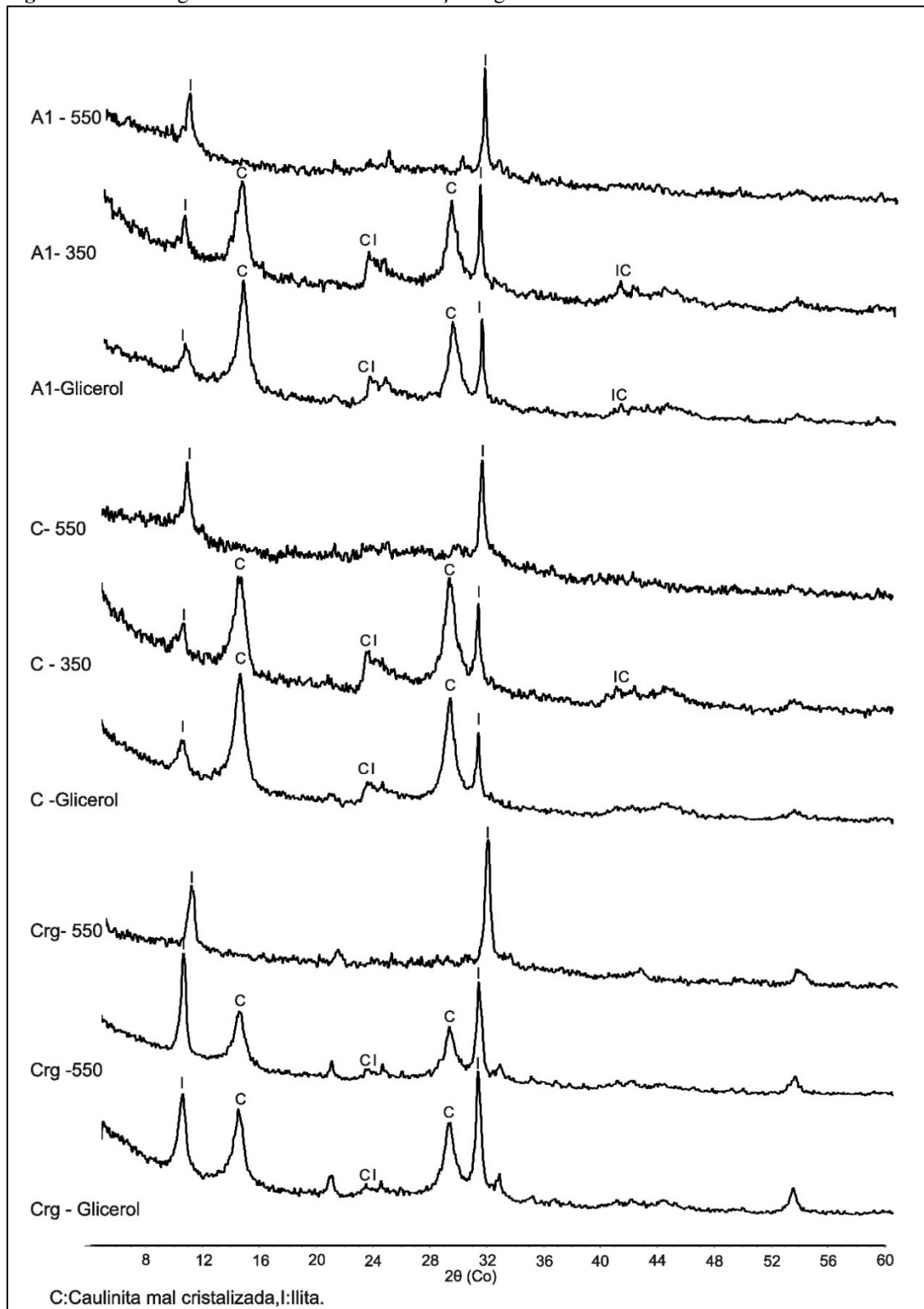


Elaboração: SANTOS, W. R. (2023).

Figura 42 - Difratomogramas da fração argila natural do Neossolo

Elaboração: SANTOS, W. R. (2023).

Figura 43 - Difratomogramas dos tratamentos da fração argila natural do Neossolo

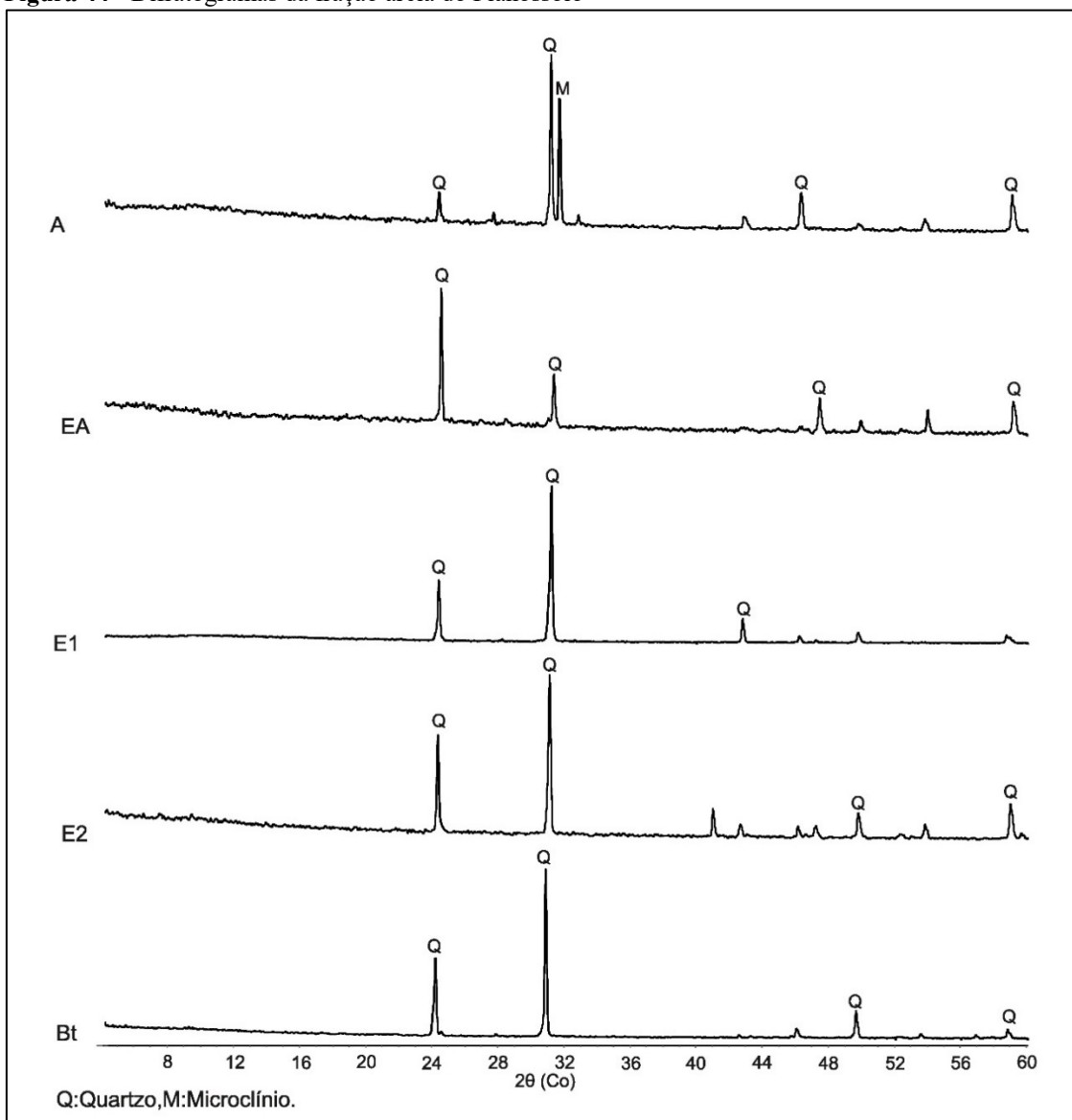


Elaboração: SANTOS, W. R. (2023).

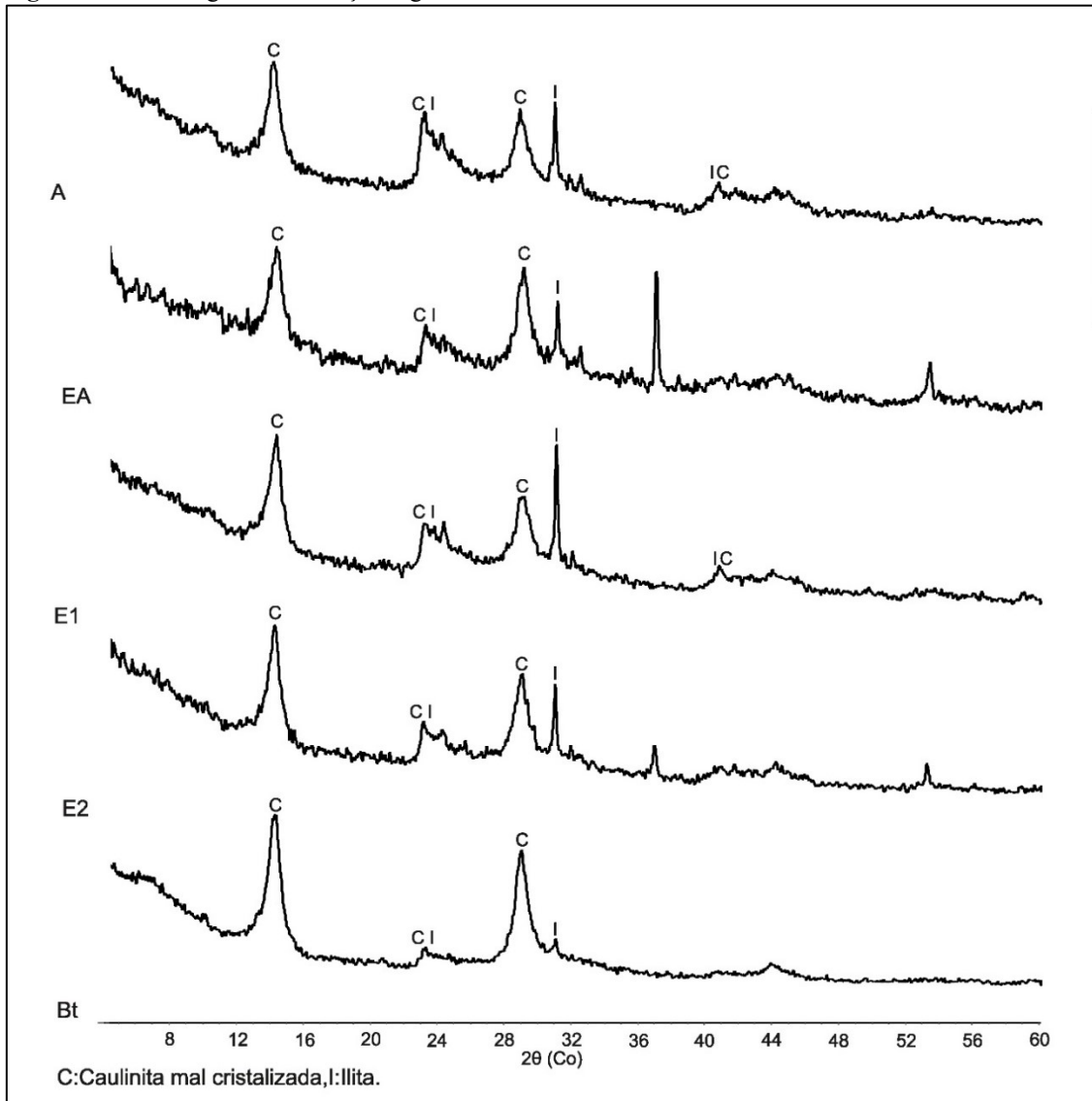
O padrão quartzoso é mantido no Planossolo, sendo identificado os três principais picos em todos os horizontes (A, EA, E1, E2 e B plânico) (**Figura 44**). No horizonte A ocorrem feldspatos, sendo visualizados o pico 1 e o pico 2.

Por sua vez, a mineralogia das argilas do Planossolo também é composta predominantemente por caulinita mal cristalizada e illita (**Figura 45**), há também ocorrência de minerais secundários 2:1, os quais foram notados em campo, principalmente, no horizonte B plânico a partir das características morfológicas como textura e estrutura. Contudo, a identificação desses minerais não foi possível, necessitando assim de tratamentos para a fração argila do horizonte B plânico e outros horizontes selecionados.

Os tratamentos com glicerol e potássio a 350°C seguem o que foi visto nos perfis anteriores, isto é, os principais picos da caulinita mal cristalizada e da illita acompanham o padrão da argila natural. Na saturação com potássio a 550°C ocorre o desaparecimento da caulinita e a os picos 2 e 4 da illita são os mais intensos. O diferencial desse perfil reside na maior intensidade de picos na zona dos minerais secundários 2:1 de alta atividade, associados à presença de vermiculita e montmorilonita (**Figura 46**).

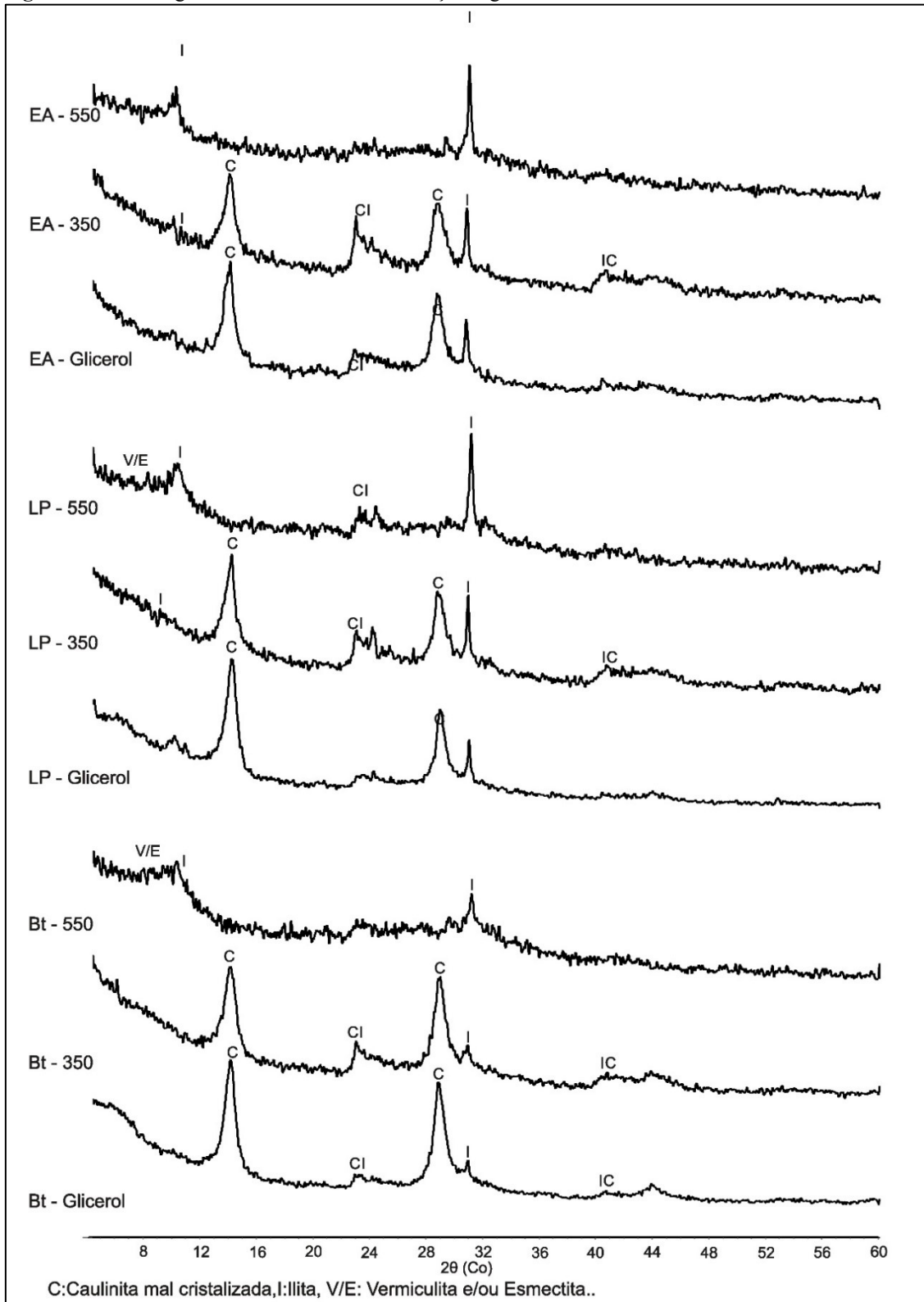
Figura 44 - Difratogramas da fração areia do Planossolo

Elaboração: SANTOS, W. R. (2023).

Figura 45 - Difratogramas da fração argila natural do Planossolo

Elaboração: SANTOS, W. R. (2023).

Figura 46 - Difratomogramas dos tratamentos da fração argila natural do Planossolo



Elaboração: SANTOS, W. R. (2023).

Os dados mineralógicos dos três perfis permitiram notar a significativa presença de quartzo na fração areia, pois os principais picos desse mineral ocorrem na maioria dos horizontes. Nessa fração granulométrica destaca-se também a ocorrência de feldspatos. Na fração argila natural é importante mencionar a ocorrência de ilita nos três perfis, bem como a existência de caulinitas com baixa cristalinidade. Por fim, os tratamentos das argilas possibilitaram ver que existem argilas de alta atividade no B plânico (vermiculita e montmorilonita).

4.2.4 Micromorfologia

A descrição e interpretação de lâminas delgadas de solo contribui significativamente para os estudos pedogeomorfológicos. Características micromorfológicas como a fração grossa, fração fina, sistema poroso e pedofeições podem constituir indicativos valiosos da atuação de processos pedogenéticos na evolução pedogeomorfológica (**Quadro 8**).

Nas lâminas do horizonte Cr do Latossolo foi notada a grande presença da fração grossa. A presença de quartzo com arranjos quebradiços é dominante e, em caráter secundário, ocorrem micas e feldspatos em diferentes estágios de alteração (Alves; Santos; Souza, 2022) (**Figura 47**).

A quantidade de agregados expressos pela fração fina é reduzida, porém nas lâminas do horizonte Cr é possível notar um leve aumento de agregação em determinados setores, principalmente naqueles mais próximos do horizonte C. Quanto às pedofeições foram identificados nódulos ferruginosos (Alves; Santos; Souza, 2022). De maneira geral, o horizonte Cr apresenta muitas características do material parental, constituindo assim a rocha alterada (isalterita). O padrão de distribuição relacionada g/f é Quito-Mônica e o sistema poroso compreende canais, câmaras e empacotamento complexo. Além disso, ocorrem poros cavitários.

Este panorama descrito também é aplicável a lâmina do horizonte C, com o adendo de que existe um leve aumento na quantidade da fração fina em relação a fração grossa. É perceptível também duas zonas de alteração que guardam ligação com o ortognaisse, marcando os bandamentos da rocha. A zona mais escura guarda relação com a alteração da zona máfica enquanto a zona mais clara possui relação direta com a alteração da zona félsica (**Figura 47**). Os poros cavitários aumentam em relação ao horizonte anterior e ocorre a coalescência dos mesmos. A trama g/f é Quito-Mônica.

Na sequência do perfil é perceptível na lâmina do horizonte BC a diminuição dos elementos da fração grossa em paralelo ao aumento da fração fina, pois os agregados aumentam (**Figura 47**). O sistema poroso é representado por canais, câmaras e empacotamento complexo. Além disso, é comum a ocorrência de nódulos ferruginosos de depleção. Nesse horizonte ocorrem zonas maciças em associação a zonas abertas, constituindo uma trama g/f Quito-Mônica.

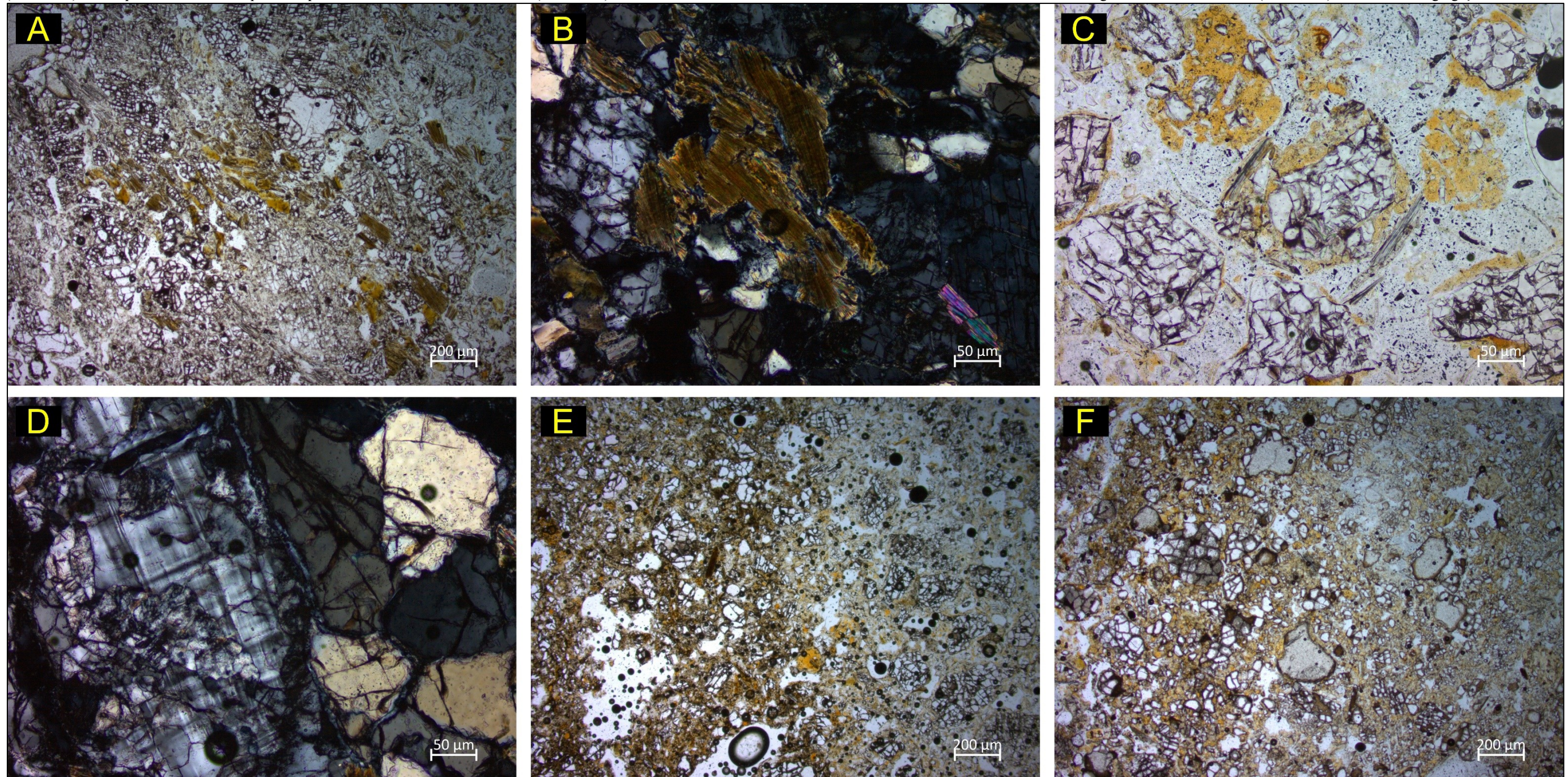
Quadro 8. Síntese micromorfológica do Latossolo

| Horizonte/Transição | Microestrutura (agregados e porosidade) | Fundo matricial | | | Pedofeições |
|---------------------|--|---|--|------------------|--|
| | | Material grosso | Micromassa | Distribuição g/f | |
| A | Granular moderadamente desenvolvida | Grãos de quartzo subangulares | Cor laranja amarronzada, com B-Fabric indiferenciado a granoestriado | Enáulica | Nódulos ferruginosos de depleção |
| Bw1 | Massiva e cavitária formada pela coalescência de grânulos e zonas granulares residuais com poros de empacotamento complexo. | Grãos de quartzo subangulares | Cor laranja amarronzada, com B-Fabric indiferenciado a granoestriado | Porfírica | Nódulos ferruginosos de depleção e excrementos |
| Bw2/Bw1 | Massiva e cavitária formada pela coalescência de grânulos e zonas granulares residuais com poros de empacotamento complexo. | Grãos de quartzo subangulares | Cor laranja amarronzada, com B-Fabric indiferenciado a granoestriado | Porfírica | Nódulos ferruginosos de depleção |
| Bw2 | Blocos subangulares fracamente desenvolvidos e ocasionalmente granular. Poros planares e cavidades entre os blocos e sistema de empacotamento complexo entre os grânulos. | Grãos de quartzo subangulares, micas e feldspatos | Cor amarela alaranjada, com B-Fabric indiferenciado a granoestriado | Enáulica | Nódulos ferruginosos de depleção |
| BC/Bw2 | Blocos subangulares fracamente desenvolvidos e ocasionalmente granular. Poros planares e cavidades entre os blocos e sistema de empacotamento complexo entre os grânulos. Observa-se um aumento dos canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares, micas e feldspatos | Cor amarela alaranjada, com B-Fabric indiferenciado a granoestriado | Enáulica | Preenchimentos soltos contínuos e nódulos ferruginosos de depleção |
| BC | Blocos subangulares fracamente desenvolvidos com poros planares retos e cavidades. Observa-se um aumento dos canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares, micas e feldspatos | Cor amarela alaranjada, com B-Fabric indiferenciado a granoestriado | Quito-Mônica | Nódulos ferruginosos de depleção |
| C | Blocos subangulares fracamente desenvolvidos com poros planares retos e cavidades. Observa-se também canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares, micas e feldspatos | Cor amarela alaranjada, com B-Fabric indiferenciado a granoestriado | Quito-Mônica | Nódulos ferruginosos |
| Cr | Massiva e ocasionalmente blocos subangulares fracamente desenvolvidos. Observa-se também canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares, micas e feldspatos | Cor amarela alaranjada, com B-Fabric indiferenciado a granoestriado | Quito-Mônica | Nódulos ferruginosos |

Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Figura 47 – Fotomicrografias do Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico Cambissólico

A: Horizonte Cr (PPL/2,5 X) – Predomínio da fração grossa com quartzo quebradiço e micas em alteração; **B:** Horizonte Cr (PPX/10 X) – Micas em diferentes estágios de alteração; **C:** Horizonte Cr (PPL/10 X) – Início da agregação; **D:** Horizonte Cr (PPX/10 X) – Feldspatos com maclas e quartzos apresentando fraturas; **E:** Horizonte C (PPL/2,5 X) – Zonas escuras e claras decorrentes dos bandamentos máficos e félsicos do ortognaisse; **F:** Horizonte BC (PPL/2,5 X) – Aumento da agregação.



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

A lâmina BC-Bw2 apresenta padrão similar ao horizonte BC, ocorrendo um aumento gradativo da agregação em detrimento da fração grossa. Esse horizonte apresenta preenchimentos soltos contínuos (**Figura 48**), os quais indicam maior atuação da pedoplasmação em relação à alteroplasmação que é bem perceptível nos horizontes mais próximos da rocha.

A partir do horizonte Bw2 (linha de pedras) a quantidade de fração grossa diminui consideravelmente e a proporção de fração fina aumenta. Os grãos de quartzo ocorrem bastante fraturados. Esse horizonte representa uma transição entre os horizontes inferiores de textura mais arenosa e os horizontes superiores de textura mais argilosa. Outro elemento importante nesse perfil é a coalescência de unidades granulares, as quais vão formando uma estruturação maciça (**Figura 48**).

Na transição Bw2-Bw1 essa coalescência das unidades menores se torna mais proeminente, adquirindo um estágio avançado. A fração grossa é representada majoritariamente por quartzo, mas ainda ocorrem feldspatos e micas, algumas delas até com baixo grau de alteração. O sistema poroso é caracterizado essencialmente por canais e câmaras.

De modo geral, o padrão de distribuição g/f apresenta caráter eminentemente porfírico, pois é comum a ocorrência de grãos da fração grossa imersos na matriz fina do solo. Em termos de pedofeições é comum a ocorrência de nódulos ferruginosos de depleção, fato esse observado, por exemplo, na lâmina da transição BC-Bw2.

Nas lâminas do horizonte Bw1 e A é notado aumento considerável de agregação. O sistema poroso compreende canais, câmaras e empacotamento complexo. O padrão de distribuição relacionada g/f varia entre Enáulica e Pórfiro-Enáulica. Em termos de pedofeições ocorrem nódulos ferruginosos de depleção e excrementos.

O grau de coalescência microgranular atinge no horizonte Bw1 o maior estágio, formando assim uma estruturação maciça, na qual os grãos da fração grossa se encontram imersos na matriz fina (**Figura 49**). O quartzo é o único mineral primário a permanecer nesse horizonte, não sendo visualizado nem feldspatos nem micas.

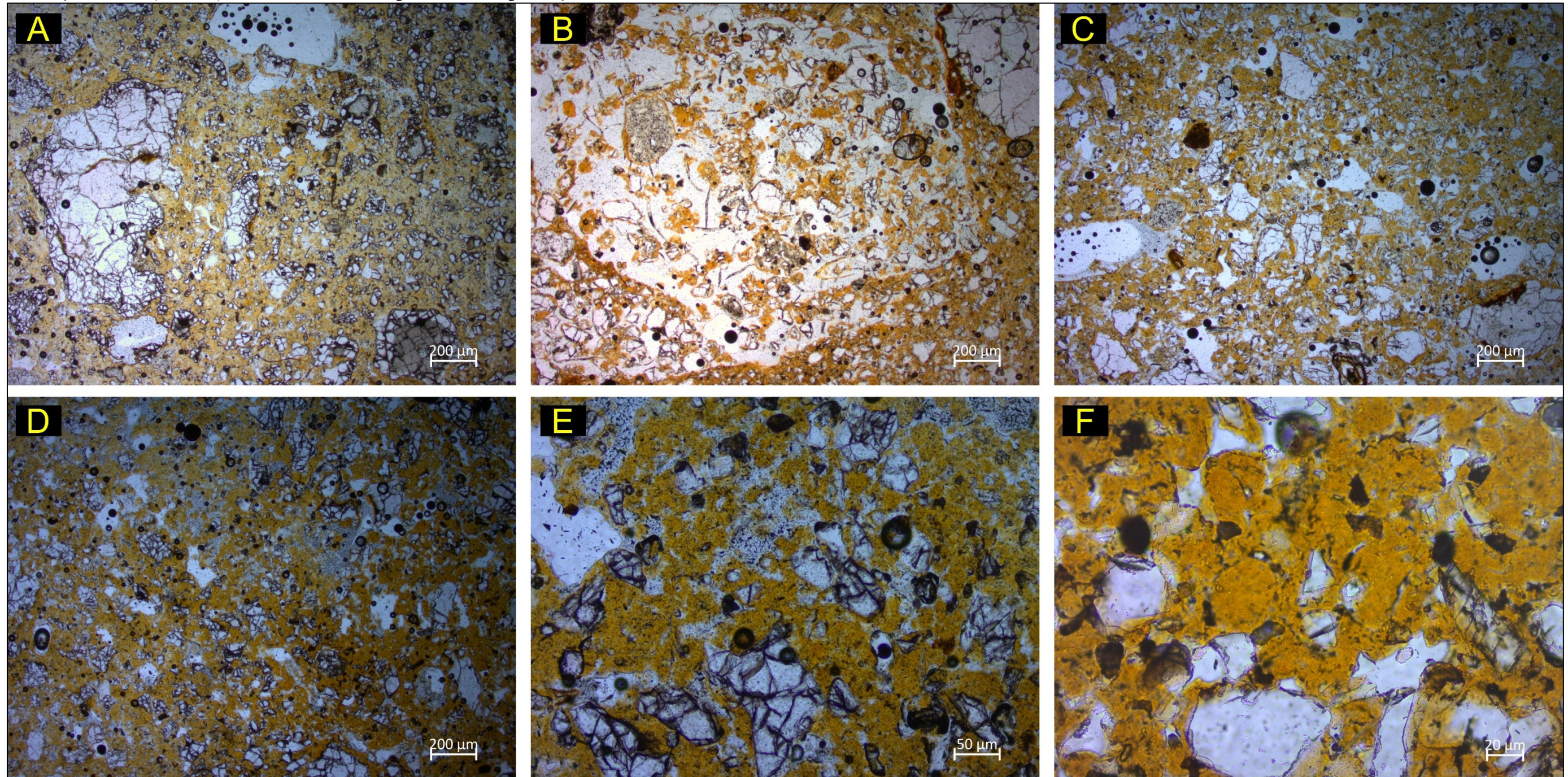
No horizonte A o padrão de coalescência dos grânulos visto nos horizontes anteriores dá lugar a uma estrutura microagregada típica de horizontes latossólicos. Na verdade, esse horizonte possui mais características latossólicas do que o próprio Bw.

Assim como no horizonte anterior a fração grossa é constituída basicamente por quartzo.

Nesse horizonte existem evidências de pedoturbação, como, por exemplo, a organização granular e a formação de revestimentos no entorno dos grãos de quartzo (**Figura 49**), o que demonstra a atuação de organismos na movimentação da fração fina na matriz do solo.

Figura 48 - Fotomicrografias do Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico Cambissólico

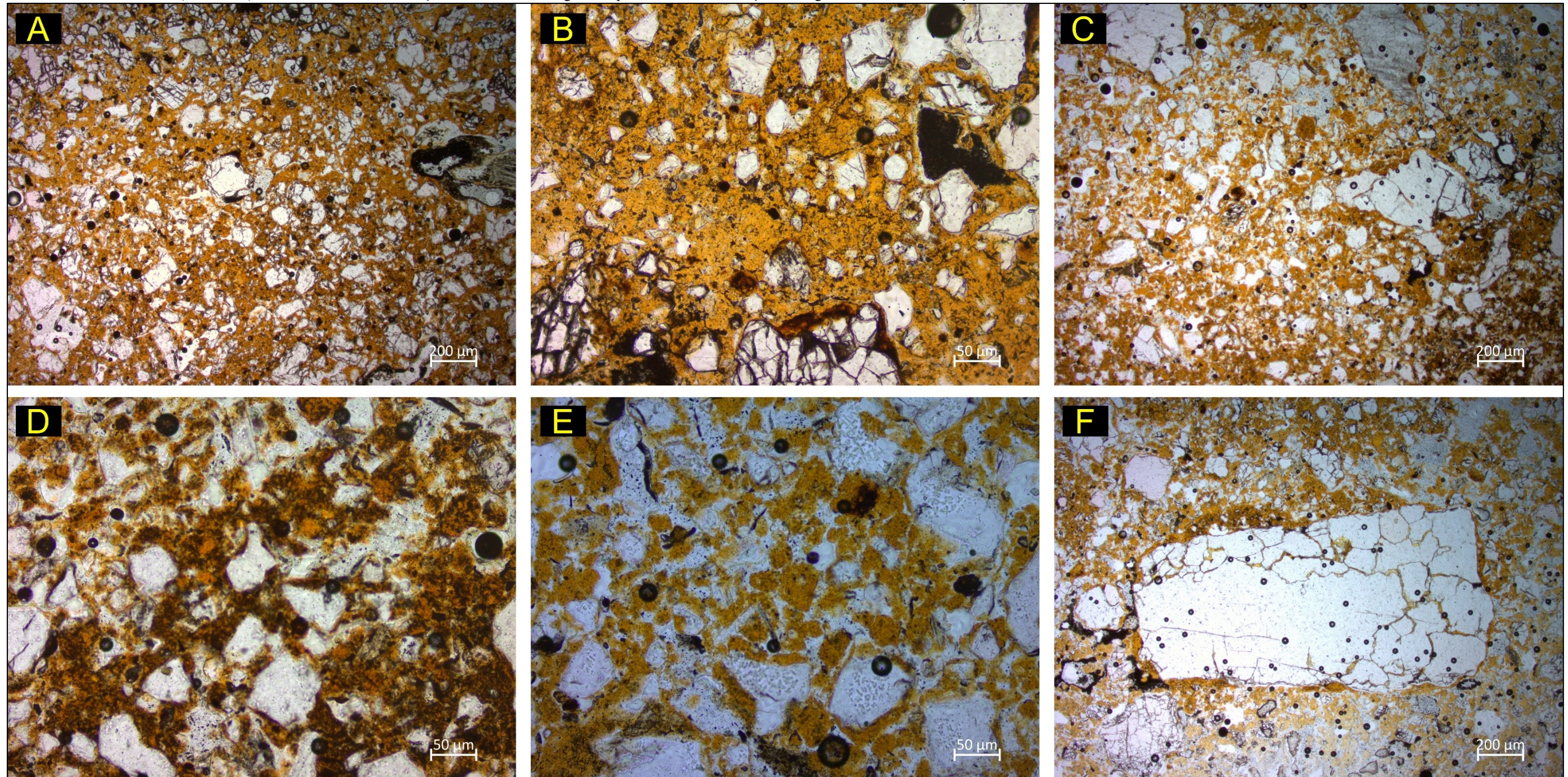
A: Transição BC-Bw2 (PPL/2,5 X) – Fração grossa representada essencialmente por quartzo acompanhada do aumento significativo da fração fina; **B:** Transição BC-Bw2 (PPL/2,5 X) – Preenchimento solto contínuo; **C:** Horizonte Bw2 (PPL/2,5 X) – Coalescência de unidades granulares em estágio inicial; **D:** Transição Bw2-Bw1 (PPL/2,5 X) – Coalescência de unidades granulares em estágio avançado; **E:** Transição Bw2-Bw1 C (PPL/10 X) – Coalescência de unidades granulares em estágio avançado; **F:** Transição Bw2-Bw1 (PPL/25 X) – Coalescência de unidades granulares em estágio avançado.



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Figura 49 - Fotomicrografias do Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico Cambissólico

A: Horizonte Bw1 (PPL/2,5 X); **B:** Horizonte Bw1 (PPL/10 X) – Coalescência dos agregados em estágio avançado; **C:** Horizonte A (PPL/2,5 X); **D:** Horizonte A (PPL/10 X); **E:** Horizonte A (PPL/2,5 X) – Estrutura microgranular típica de horizontes latossólicos; **F:** Horizonte A (PPL/2,5 X) – O acúmulo residual da fração fina no entorno do grão de quartzo demonstra atuação dos organismos na movimentação desses materiais.



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Por sua vez, a micromorfologia do Neossolo é constituída por uma prevalência da fração grossa em todo o perfil (Alves; Santos; Souza, 2022) (**Quadro 9**) (**Figura 50**). O quartzo é o mineral mais frequente e em caráter secundário ocorrem feldspatos e micas, estas últimas com baixo grau de alteração intempérica, como visto no horizonte Crg.

Em decorrência disso a fração fina não é dominante, demonstrando reduzida pedalidade e/ou remoção dos constituintes mais finos da matriz do solo. Os agregados costumam ocorrer como se fossem resquícios de uma trama outrora mais extensa e estruturada. Os poros mais comuns são canais e câmaras e o padrão de distribuição relacionada g/f é Quito-Mônica.

A análise das lâminas Crg, C e A2 demonstra similaridades, ocorrendo poucas diferenças entre esses horizontes. Existe prevalência da fração grossa e pouca agregação, além disso a coloração da fração fina com matizes 10 YR indica condições de hidratação a saturação, diferente do Latossolo com matizes 7,5 YR mais próximas de condições de oxidação a hidratação.

No horizonte A1 ocorre uma mudança significativa, pois ainda que a fração grossa seja predominante em detrimento da fração fina a matriz do solo possui coloração mais escurecida, indicando presença de matéria orgânica (**Figura 50**).

Em termos de feições pedológicas ocorrem nódulos ferruginosos de depleção, fato esse observado, por exemplo, no horizonte C e no horizonte A2. Ainda sobre a dinâmica do ferro foram notados veios ferruginosos no interior dos grãos da fração grossa (**Figura 50**), o que indica a movimentação desse elemento químico.

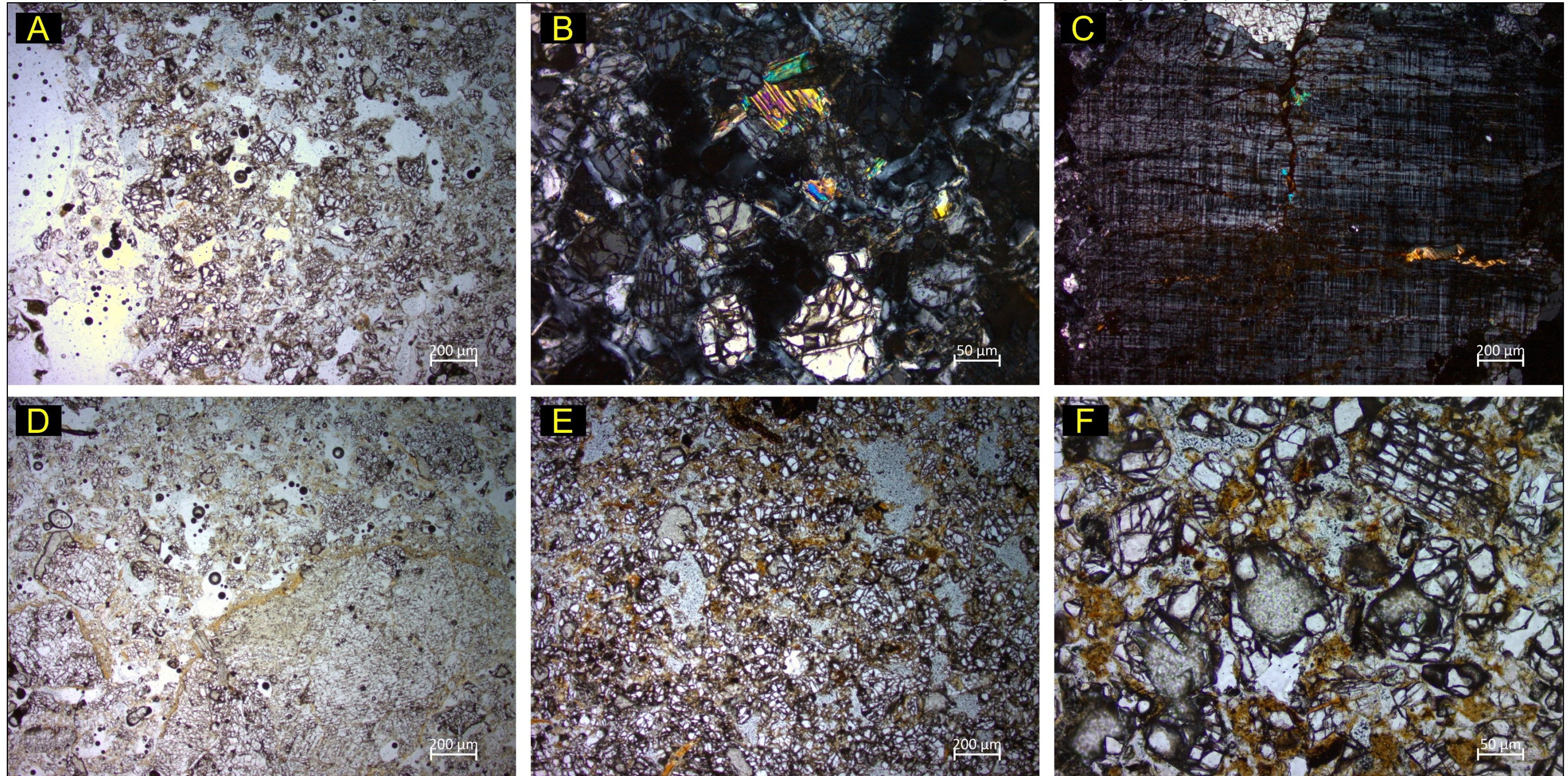
Quadro 9. Síntese micromorfológica do Neossolo

| Horizonte/Transição | Microestrutura (agregados e porosidade) | Fundo matricial | | | Pedofeições |
|---------------------|---|---|--|------------------|----------------------------------|
| | | Material grosso | Micromassa | Distribuição g/f | |
| A1 | Blocos subangulares fracamente desenvolvidos. Sistema poroso composto por canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares, micas em menor proporção | Cor laranja acinzentada clara, com B-Fabric indiferenciado | Quito-Mônica | Nódulos ferruginosos de depleção |
| A2 | Blocos subangulares fracamente desenvolvidos. Sistema poroso composto por canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares, micas em menor proporção | Cor laranja acinzentada clara, com B-Fabric indiferenciado | Quito-Mônica | Nódulos ferruginosos de depleção |
| C | Massiva e ocasionalmente blocos subangulares fracamente desenvolvidos. Observa-se também canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares, micas e feldspatos | Cor laranja acinzentada clara, com B-Fabric indiferenciado | Quito-Mônica | Nódulos ferruginosos de depleção |
| Crg | Massiva e ocasionalmente blocos subangulares fracamente desenvolvidos. Observa-se também canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares, micas e feldspatos | Cor laranja acinzentada clara, com B-Fabric indiferenciado | Quito-Mônica | Nódulos ferruginosos de depleção |

Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Figura 50 - Fotomicrografias do Neossolo Regolítico Psamítico Solódico Gleissólico

A: Crg (PPL/2,5 X) – Predomínio significativo da fração grossa, especificamente do quartzo; **B:** Crg (PPX/10 X) – Quartzos apresentando muitas fraturas e micas em estágio inicial de alteração; **C:** C (PPL/10 X) – Grão de feldspato sendo apresentando movimentação do ferro e em menor escala micas com baixo grau de alteração; **D:** A2 (PPX/10 X); **E:** A1 (PPL/10 X); **F:** A1 (PPL/2,5 X) – Predominância da fração grossa e em menor proporção presença de agregados.



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

As características micromorfológicas do Planossolo indicam processos importantes para o entendimento do sistema de transformação (**Quadro 10**). O B plânico é caracterizado por feições de revestimentos e preenchimentos de argila, as quais demonstram a atuação da eluviação e iluviação da fração fina, sendo frequente o entupimento de diversos poros (Alves; Santos; Souza, 2022) (**Figura 51**). A morfologia de campo associada a micromorfologia possibilitou a identificação de argilas de alta atividade, fato esse percebido na consistência molhada (plástica e pegajosa) e pelos poros planares do tipo oblíquo que indicam expansão e contração das argilas. Além disso, agregados em blocos com formatos cuneiformes foram visualizados nas lâminas, os quais guardam relação direta com a macromorfologia.

No Bt, a fração fina é proporcionalmente maior do que a fração grossa, sendo esta última constituída predominantemente por quartzo e em caráter secundário ocorrem micas, geralmente com baixo grau de alteração. Além disso, o padrão de distribuição relacionada g/f é predominantemente porfírico. O sistema poroso é constituído principalmente por canais e câmaras.

A lâmina subsequente (Bt-E1) corresponde a linha de pedras do Planossolo e é caracterizada pela diminuição da fração fina em relação a lâmina anterior. Nesse horizonte a fração grossa se torna predominante. Por ser uma transição ocorrem resquícos de revestimentos e preenchimentos de argila.

O padrão visto em Bt-E1 é estendido às demais seções delgadas (E1, E1-EA e A) com o acréscimo de que a prevalência da fração grossa é ampliada (**Figura 52**). O padrão de distribuição relacionada g/f é Quito-Mônica, os poros mais frequentes são canais e câmaras e em termos de pedofeições ocorrem nódulos ferruginosos.

Percebe-se a partir das seções finas do Planossolo que a argiluviação é processo pedogenético importante nesse perfil. A identificação do horizonte iluviado (Bt) e dos horizontes eluviados (Bt-E2, E1, E1-EA e A) é visível na análise micromorfológica. Além disso, a ocorrência de depleção de ferro e a coalescência de cavidades são evidências da atuação da ferrólise em estágio inicial (**Figura 52**).

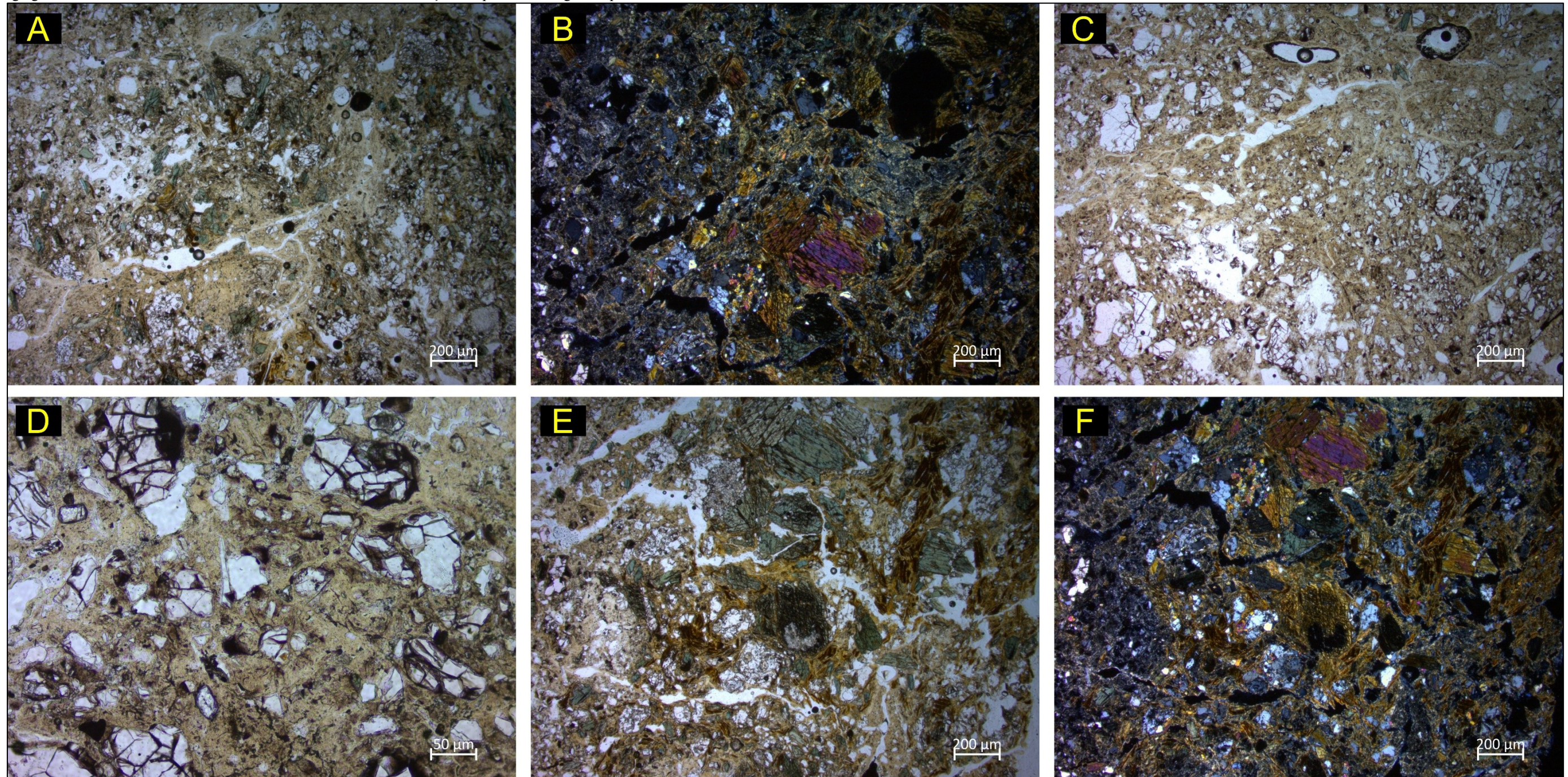
Quadro 10. Síntese micromorfológica do Planossolo

| Horizonte/Transição | Microestrutura (agregados e porosidade) | Fundo matricial | | | Pedofeições |
|---------------------|--|--|---|------------------|----------------------------------|
| | | Material grosso | Micromassa | Distribuição g/f | |
| A | Blocos subangulares fracamente desenvolvidos. Sistema poroso composto por canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares. Micas em caráter secundário | Cor amarela avermelhada clara, por vezes escura com B-Fabric indiferenciado | Quito-Mônica | Nódulos ferruginosos de depleção |
| E1/EA | Blocos subangulares fracamente desenvolvidos. Sistema poroso composto por canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares. Micas e feldspatos em caráter secundário | Cor amarela avermelhada clara, por vezes escura com B-Fabric indiferenciado | Quito-Mônica | Nódulos ferruginosos de depleção |
| E1 | Blocos subangulares fracamente desenvolvidos. Sistema poroso composto por canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares | Cor amarela amarronzada clara com B-Fabric indiferenciado | Quito-Mônica | Preenchimentos e revestimentos |
| Bt-E1 | Blocos subangulares fracamente desenvolvidos. Sistema poroso composto por canais e câmaras | Grãos de quartzo subangulares. Hornblendas em caráter secundário | Cor amarela amarronzada clara com B-Fabric granoestriado | Quito-Mônica | Nódulos ferruginosos de depleção |
| Bt | Blocos em formato cuneiformes bem desenvolvidos. Poros planares (canais) e câmaras | Grãos de quartzo subangulares. Micas e hornblendas em caráter secundário | Cor amarela amarronzada clara com B-Fabric granoestriado | Porfírica | Preenchimentos e revestimentos |

Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Figura 51 - Fotomicrografias do Planossolo Háplico Eutrófico Solódico

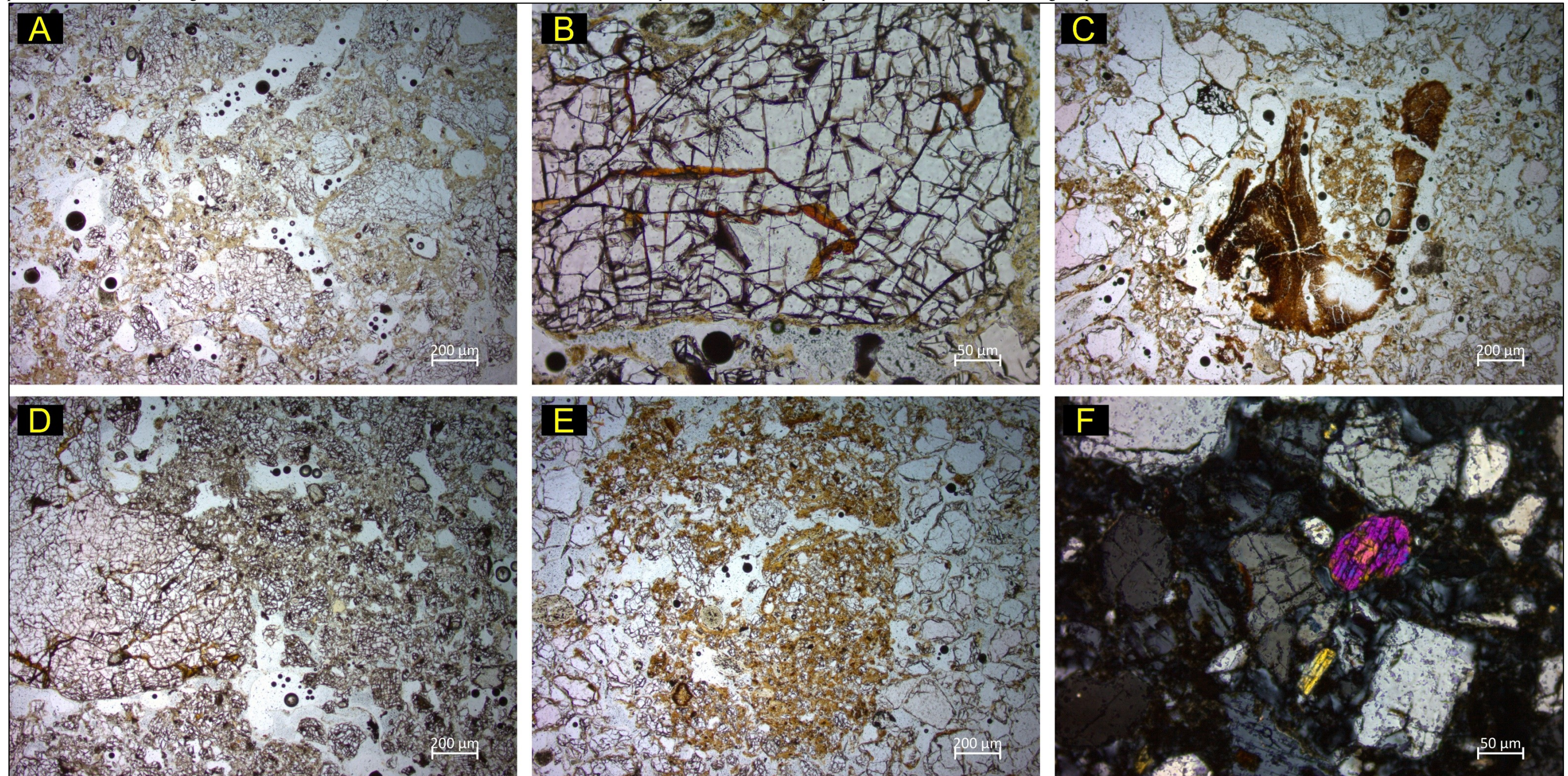
A: Horizonte Bt (PPL/2,5 X) – Revestimentos e preenchimento de argila. Abaixo no canto esquerdo um agregado em blocos em formato cuneiforme; **B:** Horizonte Bt (PPX/10 X) – Birrefringência das argilas evidenciando o processo de argiluviação e micas em estágio inicial de alteração; **C:** Horizonte Bt (PPL/2,5 X); **D:** Horizonte Bt (PPL/2,5 X) – Os preenchimentos de argila por vezes adquirem um aspecto porfirico; **E:** Horizonte Bt (PPL/2,5 X); **F:** Horizonte Bt (PPX/2,5 X) – Os poros planares e os agregados em blocos com formato cuneiformes são resultado da contração e expansão das argilas expansiva.



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Figura 52 - Fotomicrografias do Planossolo Háplico Eutrófico Solódico

A: Horizonte Bt-E1 (PPL/2,5 X) – Coalescência de cavidades indicando atuação da ferrólise; **B:** Horizonte Bt-E2 (PPL/10 X) – O aspecto quitônico demonstra a eluviação de argila no perfil; **C:** Transição E1-EA (PPL/2,5 X) – Feições de depleção de ferro demonstrando a ferrólise em estágio inicial; **D:** Horizonte E1 (PPL/2,5 X) – Em alguns setores o esvaziamento da fração fina atinge estágios mais avançados; **E:** Horizonte A (PPL/2,5 X) – Por vezes ocorrem agregados nitidamente desmantelados pelo processo de translocação de argila; **F:** Horizonte A (PPX/2,5 X) – Mesmo no horizonte A ocorrem minerais primários facilmente intemperizáveis, como as micas que na imagem apresentam cores de interferência de menor valor.



Elaboração: SANTOS, W. R. (2025).

Com a micromorfologia foi possível notar o desenvolvimento gradual do Latossolo. O aumento da fração fina em detrimento da fração grossa partindo da base até a superfície demonstra a prevalência da pedoplasmação em relação à alteroplasmação. Além disso, a coalescência das unidades granulares e a estrutura microagregada no horizonte A constituem elementos importantes para o entendimento evolutivo do perfil e da vertente como um todo. Por sua vez, o Neossolo possui prevalência significativa da fração grossa, aspecto esse similar nos horizontes superiores do Planossolo, exceto no B plânico que apresenta predomínio da fração fina com argilas de alta atividade.

5 DISCUSSÃO

Os resultados encontrados indicam que o Latossolo possui relação direta com a rocha subjacente. Foi perceptível a filiação genética do material pedogenizado com a alteração do ortognaisse mediante a variação granulométrica desse perfil, a qual aponta para uma alteração gradativa da base até a superfície. Os altos teores de areia nos horizontes mais profundos estão diretamente associados à proximidade da rocha, o que também indica filiação genética. Já o aumento de argila em horizontes como o Bw2 e o Bw1, está associado a maior expressão de cor e agregação, ou seja, maior evolução pedogenética. Nos horizontes BA e A o padrão dos horizontes anteriores é mantido com pequenas variações. A relação silte/argila evidencia maior intemperização nos horizontes superiores (A, BA, Bw1) com índices abaixo de 0,7, em contraponto aos horizontes inferiores (Bw2, BC, C, Cr) com índices acima de 0,7.

Em termos de cor, os horizontes superiores são mais avermelhados, ou seja, mais hematíticos-goethíticos, enquanto os subjacentes são mais pálidos e claros (goethíticos), refletindo a filiação genética com o material de origem (ortognaisse). Os dados mineralógicos indicam baixa concentração de hematita e goethita, as colorações avermelhadas nos horizontes superiores são explicadas pelo alto poder pigmentante do ferro no solo.

No geral, os dados mineralógicos do Latossolo indicam que o processo de latossolização não tem sido tão eficiente na transformação dos minerais primários, permitindo a ocorrência, ainda que em pequena quantidade, de feldspatos. Com relação aos minerais secundários, observamos a presença de caulinita, ilita e halita, além da baixa concentração de hematita e goethita já mencionada. Verificamos que as caulinitas apresentam baixa cristalinidade. Por sua vez, a halita na fração argila natural ocorre como impureza produzida durante o processo de obtenção da argila (Mendes, 2012). Nossas observações vão de encontro com as de Nascimento (1993), que também encontrou basicamente quartzo, caulinita, ilita e goethita compondo a mineralogia em solos lateríticos no semiárido.

A elevada saturação por bases em todos os horizontes do Latossolo permitem classificá-lo com o caráter eutrófico. Tal fato não é comum em perfis latossolizados, o que pode estar relacionado a um resto de manto de intemperismo tropical úmido, como identificado por Nascimento (1993).

Verificamos um processo de alteração gradativa dos minerais primários e incremento de minerais secundários no Latossolo. Tais resultados indicam alteração intermediária (monossilização), pois, ainda que as lâminas delgadas demonstrem agregação crescente da base para a superfície, a ocorrência de minerais primários facilmente intemperizáveis, como micas e feldspatos, persiste no perfil. Aqueles horizontes mais próximos do ortognaisse apresentam relação direta com a rocha, como, por exemplo, o Cr (saprólito). No horizonte C a formação de agregados está em estágio inicial, a ocorrência de zonas mais escuras oriundas da alteração de minerais primários ferromagnesianos, como a biotita, em associação a zonas mais claras formadas pela alteração de minerais félsicos, como muscovitas e principalmente feldspatos é visualizada nesse horizonte.

A trama g/f Quito-Mônica no horizonte BC expressa o avanço da alteroplasmação, a qual começa a ser substituída pela pedoplasmação nos horizontes subsequentes (BC-Bw2, Bw2, Bw2-Bw1). A coalescência dos agregados granulares se mostra presente nesses últimos horizontes, formando uma estrutura maciça. O grau de adensamento desses agregados atinge seu ápice no Bw1. A gênese dessa coalescência microgranular provavelmente resulta dos processos físicos de transporte vertical de argila e de expansão/contração de argila decorrentes dos ciclos de umedecimento e secagem, os quais são responsáveis pela reorganização interna dos agregados (Vidal-Torrado e Lepsch, 1999; Nakashima, 2013).

A análise micromorfológica corrobora para a afirmação de que o Latossolo é autóctone. A mudança gradativa entre os horizontes desde o ortognaisse até a superfície reitera o já observado nas outras análises, que é a filiação genética com a rocha. Nas lâminas é notório no balanço entre fração grossa e fração fina, bem como no decréscimo de minerais primários facilmente alteráveis da rocha em direção à superfície do perfil.

Em virtude da quantidade frequente de minerais primários, principalmente aqueles de mais rápida alteração pode-se dizer que o perfil latossólico indica um desenvolvimento intempérico intermediário, possivelmente a hidrólise parcial no estágio de monossilização. As condições ambientais atuais não permitem o desenvolvimento latossólico, ocorrendo a sua instabilidade. Assim, a degradação da estrutura latossólica estaria relacionada ao adensamento do Bw1, pois a estrutura microgranular se torna gradativamente uma estrutura em blocos, fato esse observado

desde a morfologia de campo nos horizontes Bw. O entupimento dos poros por argila iluviada constituiria o processo determinante para essa mudança (Vidal-Torrado e Lepsch, 1999; Nakashima, 2013).

No clima semiárido atual a dinâmica da água no solo é controlada pelos períodos de umidificação e ressecamento, este último bastante extenso devido à estação seca prolongada que na região pode passar de oito meses. A alternância umidificação/ressecamento promove a instabilização do sistema, ocasionando assim a destruição da estrutura argilo-férrica do Latossolo (Chauvel e Pedro, 1978), a qual se expressa pela coalescência dos grânulos.

O processo de adensamento resulta na protoformação de um horizonte B textural (caráter maciço). Esse caráter maciço nos horizontes de natureza latossólica logo acima da linha de pedras (horizonte Bw2) acaba reduzindo a infiltração da água. Assim, o Latossolo que antes possuía boa permeabilidade, devido sua estrutura microgranular, passa a ter deficiências atreladas ao adensamento do solo (diminuição do sistema poroso). Destacamos ainda o aumento de silte nos horizontes C (27%), BC (28%) e Bw2 (25%), o que influencia na diminuição da permeabilidade do Latossolo.

No Neossolo a grande quantidade de fração grossa é resultante dessa degradação da estrutura microgranular do Latossolo. Chauvel e Pedro (1978) destacam que solos dessa natureza são porosos e friáveis. Constatamos que o adensamento da cobertura latossólica é acompanhado pela mobilização e remoção de argila na vertente por argiluviação. Além disso, o ferro em solução também é removido do sistema. Tal fato se deve a formação de uma frente de alteração hidromórfica na linha de pedras, pois após o adensamento da estrutura inicia-se um processo de estagnação hídrica e posteriormente gleização do solo.

A frente de transformação se propaga verticalmente para cima e para baixo a partir da linha de pedras, a qual é contínua na vertente, em situação parecida com aquela encontrada por Nascimento (1993). Nessas circunstâncias a argila vai sendo retirada dos pontos mais elevados para os pontos mais baixos da vertente. Além disso, esse processo também promove uma condição redox na frente de alteração, proporcionando assim a redução e saída do ferro do sistema como mencionado.

Os agregados com matizes 10 YR e os nódulos ferruginosos de depleção são

evidências da transformação da cobertura latossólica em cobertura neossólica, pois as cores mais claras dos agregados do Neossolo em relação àqueles do Latossolo (7,5 YR) apontam condições de hidratação a saturação, enquanto os nódulos ferruginosos de depleção indicam que algum processo está destruindo tais feições pedológicas, no caso específico, a gleização que estaria degradando a cobertura latossólica neste ponto da vertente.

Assim, o Neossolo é caracterizado pela grande quantidade de fração grossa, possuindo similaridades com os solos beges ferruginosos estudados por Chauvel e Pedro (1978). Trata-se basicamente de um perfil jovem e/ou então um solo que passou por determinado processo de saída da fração fina e acúmulo relativo da fração grossa. Quanto à relação silte/argila tem-se que os valores sempre acima de 0,7, principalmente no Crg, indicam reduzido intemperismo. Nesse perfil a saturação por bases também é elevada. Além disso, existe uma elevada porcentagem de saturação por sódio, que em alta concentração pode causar a desestruturação dos agregados pelo efeito dispersante do sódio sobre as argilas.

A presença de halita ocorre como impureza produzida durante o processo de obtenção da argila como mencionado para o Latossolo (Mendes, 2012). A intemperização de feldspatos pode ser o estágio inicial para promover a solodicidade presente no Neossolo. Mota e Oliveira (1999) afirmam que o intemperismo de albita e de outros plagioclásios ricos em sódio, associados com o clima semiárido e a forte restrição de drenagem, podem ser fatores condicionantes dos percentuais elevados de sódio.

Quanto ao Planossolo, a relação silte/argila demonstra que o perfil apresenta baixa intemperização, exceção ao B plânico que possui índice abaixo de 0,6. A acumulação de argila em subsuperfície no B textural decorre do processo físico de argiluviação e da formação de argila via intemperismo dos minerais primários e até mesmo pelas soluções que circulam na vertente, como observado por Boulet, Chauvel e Lucas (1990) ao identificar que o transporte de plasma caulínico-ferruginoso para jusante provoca um confinamento de bases e sílica e, por consequência, neoformação de argilominerais 2:1 expansivos. Tais processos são responsáveis pela formação do gradiente textural. Além disso, feições de depleção do ferro e a coalescência de cavidades demonstram que a destruição química das argilas nos horizontes superiores via ferrólise também está

atuando no perfil assim como visto por Oliveira Junior (2015). Nesse sentido, cabe destacar também que existe uma frente remontante de acumulação de argilas.

No Planossolo ocorrem elevadas quantidades de argila dispersa em água no B plânico, decorrentes da elevada percentagem de sódio no complexo de troca, acarretando baixo grau de flocculação. Nesse perfil também ocorre alta saturação de bases em todos os horizontes.

O conteúdo de caulinita é maior nos horizontes superiores, enquanto os minerais secundários do tipo 2:1 prevalecem no B plânico. Assim, a formação de minerais expansivos estaria relacionada ao baixo desenvolvimento pedogenético, sendo a hidrólise parcial (bissialitização) a principal reação do intemperismo, podendo ainda ocorrer a neoformação de argilas via reprecipitação de soluções silicosas e atuação da ferrólise. Sousa *et al* (2020) também notaram que processos de bissialitização (formação de argilominerais 2:1) prevalecem em Planossolos localizados em posições da paisagem com má drenagem.

Ferreira *et al* (2016) identificaram que a mineralogia dos Planossolos pode ser desde essencialmente caulínica até predominantemente esmectítica, mas sempre com baixos teores de óxidos de ferro livres, devido às condições de formação e ao hidromorfismo mais ou menos pronunciado a que são susceptíveis durante algumas épocas do ano. A drenagem deficiente condiciona uma decomposição lenta da matéria orgânica, provocando seu acúmulo e um ambiente de redução (baixo potencial de oxidação), transformando o ferro em formas reduzidas (solúveis), facilitando sua migração (Resende *et al*, 2007).

Além da bissialitização e da argiluviação, a reprecipitação de soluções silicosas e a ferrólise podem estar contribuindo para o incremento de argilas de alta atividade na baixa vertente. Mota e Oliveira (1999) constataram que o enriquecimento de argila no Bt resultou essencialmente das alterações *in situ* dos minerais primários intemperizáveis contidos na rocha matriz (gnaisse). Porém, não descartam a hipótese de alternância de processos de oxirredução nos horizontes A e/ou, E, em razão da baixa permeabilidade dos horizontes B texturais, provocando ferrólise naqueles horizontes, o que levaria ao alto contraste textural desses solos. Chauvel e Pedro (1978) afirmam que a transformação de solos vermelhos em solos beges deve-se principalmente a fenômenos de reorganização e redistribuição dos constituintes do solo, e não a alterações mineralógicas ou geoquímicas.

Van Ranst *et al* (2011) ressaltam que a ferrólise provavelmente não explica a formação dos Planossolos, pois na zona de mudança textural abrupta o pH relativamente alto e a presença de uma reserva considerável de minerais primários facilmente intemperizáveis, como feldspatos, levariam ao sentido oposto desse processo pedogenético. No entanto, Oliveira Junior (2015) demonstra que a ferrólise pode ocorrer em estágio inicial a partir de evidências como a depleção do ferro e a coalescência de cavidades, feições vistas no Bt.

Por fim, verificamos o processo de argiluviação através da micromorfologia. Consideramos que nas condições semiáridas atuais a alternância entre as estações seca e úmida estaria contribuindo para a translocação mecânica de argilas entre os horizontes (Nascimento, 1993). Tal processo, juntamente com a bissialitização, ocasionaria um gradiente textural no perfil. A menor acumulação e estagnação hídrica nos solos de montante em relação aqueles de jusante explicariam a não ocorrência de minerais secundários expansivos nos setores superiores da vertente. No Planossolo ocorre no período chuvoso a formação de um lençol suspenso, o qual proporciona umidificação e alteração do gnaiss, ainda que em caráter inicial (bissialitização).

Na escala da vertente pode-se discutir a evolução pedogeomorfológica a partir do estabelecimento de dois setores. O setor superior, o qual pode ser denominado de domínio oxidado a hidratado e o setor inferior denominado de domínio hidratado a saturado. As variações laterais e verticais na cor dos solos demonstram a resposta morfológica frente aos processos pedogenéticos. A predominância dos matizes entre 5YR e 7,5YR expressam condições intermediárias entre hematita e goethita, fato observado no setor superior da vertente.

A textura mais argilosa, a coloração vermelha-amarelada (5YR a 7,5YR), a boa drenagem e a espessura do solum indicam que mediante intemperismo e pedogênese formou-se uma cobertura latossólica na alta vertente. Enquanto as cores dos mosqueados expressam condições de redução e oxidação do ferro, visível nos fragmentos das linhas de pedras envoltos por material vermelho-amarelado.

Já o matiz 10YR encontrado na média/baixa vertente indica predominância da goethita, ou seja, condições mais hidratadas. O Neossolo funciona como transição do domínio hematítico-goethítico para o domínio goethítico, este último na média/baixa vertente. Os elevados teores de areia no setor do domínio hidratado a saturado

coadunam com a explicação de Millot (1983) sobre a disjunção da matriz grossa acompanhada pela saída da matriz fina e o aparecimento de horizontes soltos, os quais demonstrariam que as ligações ferro-argila estão sendo rompidas. A saída da fração fina do perfil está atrelada a mudanças na morfologia da vertente, devido às alterações na hidrologia do sistema e, conseqüentemente, na remoção de argila em solução.

Notamos que na baixa vertente há má drenagem, especificamente no horizonte B plânico, pouco poroso. A baixa porosidade está associada à translocação de argilas por argiluviação, provavelmente também ocorre a neoformação de argilas por bissialitização. Tal processo seria possível devido à migração na vertente de soluções ricas em sílica e bases que pode resultar na reprecipitação de minerais 2:1 na baixa vertente (Boulet, Chauvel, Lucas, 1990). A ferrólise provavelmente também está atuando para a alteração dos minerais primários, fornecendo soluções enriquecidas com sílica, e influenciando no estabelecimento do gradiente textural. Feições de depleção do ferro como a coalescência de cavidades são indicativos da ocorrência desse processo pedogenético.

Características do solum na baixa vertente como a reduzida espessura (80 cm), o gradiente textural e a coloração acinzentada (10YR) indicam condições pedogenéticas semiáridas. O acúmulo de argilas de alta atividade em subsuperfície (vermiculitas e esmectitas) preencheria gradativamente os poros. A cada ciclo de umidificação e ressecamento o sistema poroso seria reduzido.

De maneira geral, os solos do setor superior e médio da vertente pressupõem condições pedogenéticas de climas mais úmidos do que o atual e, conseqüentemente estariam em desequilíbrio pedobioclimático, como já observado para outras áreas com seqüência de solos similar (Nascimento, 1993). As características morfológicas de campo apontam latossolização dessas coberturas pedológicas na alta vertente. Já no setor inferior os solos seriam compatíveis com condições pedogenéticas semiáridas.

Assim, a formação das coberturas pedológicas do setor inferior estaria associada à degradação dos solos do setor superior. As maiores evidências da transformação se encontram no Neossolo. A transição de coloração entre o domínio oxidado a hidratado e o domínio hidratado a saturado é perceptível nesse perfil. O processo de transformação ocorre de jusante para montante e no perfil latossólico a partir da linha de pedras (Bw2) verticalmente para cima e para baixo adensando a estrutura.

Assim, o processo de transformação na topossequência perpassaria as etapas de coalescência dos agregados microgranulares via ultradessecação, formação de agregados em blocos derivados do adensamento que em direção à jusante, levariam à estagnação hídrica e gleização, com fase intermediária de organização arenosa e saída de constituintes finos por argiluviação e ferro por depleção. Por fim, as soluções que chegam à baixa vertente contribuiriam para a formação de argilas por reprecipitação mineral. Tais características estão atuando no sentido de degradação das coberturas do setor superior em função do aumento das coberturas do setor inferior, de maneira remontante.

Na escala da paisagem, observamos que a morfologia do Planalto da Conquista (**Figura 17**) está sendo submetida a maior atuação dos processos erosivos com recuo paralelo das vertentes. Nas condições climáticas semiáridas as chuvas possuem alto poder de erosão, o que acarreta retirada de materiais dessa área mais elevada.

O compartimento geomorfológico de Relevo Dissecado, seja granítico ou metamórfico (**Figura 17**), representa o ápice da atuação dos processos erosivos. Nessas morfologias a dissecação é resultante principalmente da ação da água através do escoamento superficial. Como os eventos chuvosos são frequentemente de alta magnitude o *runnof* suplanta a infiltração, retirando materiais dos pontos mais elevados/declivosos para as partes mais baixas, geralmente depositando grande quantidade de areia no leito dos cursos fluviais efêmeros e intermitentes, como, por exemplo, o Riachão das Duas Barras e demais afluentes do Rio Gavião.

A deposição sedimentar seria maior no Pediplano Sertanejo Retocado Inumado, (**Figura 17**) onde a sedimentação teria ocorrido principalmente na calha dos cursos hídricos e em outros setores baixos do relevo. De maneira geral, esse processo é mais expressivo, quanto mais próximo à confluência do rio Gavião com o rio de Contas. Nas proximidades da sede municipal de Caetanos os solos mais pedregosos e os fragmentos rochosos soltos indicam que os processos erosivos possuem maior magnitude, sendo capazes de concentrar as frações granulométricas maiores (cascalhos e calhaus) na superfície.

Nesta escala dos compartimentos geomorfológicos é importante frisar que a atuação da morfodinâmica está condicionada a maior erosividade das chuvas do clima tropical semiárido e ao aumento da erosão pluvial resultante da degradação das

Caatingas, e principalmente pela ação da pedogênese nas vertentes que amplia a erodibilidade dos solos em virtude da retirada de material fino e concentração da fração grossa, bem como pela maior predisposição a morfodinâmica devido à formação de quebras do relevo ocasionadas pela transformação do sistema pedológico existente. Assim, o material é preparado pela pedogênese ao mesmo tempo em que parte é retirado pela erosão mecânica, sendo a ação desta última facilitada pela primeira.

Por sua vez, na escala da Superfície Sertaneja, maior unidade de análise do relevo do Semiárido, o entendimento geomorfológico se concentra na escala de Longo-Termo. Nas condições ambientais pretéritas de maior umidade o processo evolutivo do modelado foi controlado por *downwearing*, rebaixamento gradual e suavização do modelado.

Com a passagem para o clima tropical semiárido no Holoceno Superior as condições ambientais mudaram em virtude da escassez e variabilidade pluviométrica no tempo e no espaço. O aplainamento da Superfície Sertaneja começou a ser controlado pela preponderância das forças morfogenéticas associadas aos eventos pluviométricos de baixa frequência e alta magnitude, os quais possuem alto poder erosivo. Nessas circunstâncias o *backwearing* é determinante no recuo das vertentes, muitas vezes reflexo das mudanças nos eixos de drenagem e progressão de *knickpoints* ao longo dos canais, que por sua vez mudam a dinâmica hídrica das vertentes.

De modo geral, as vertentes da área de estudo apresentam morfologias essencialmente convexo-côncavas. Tal característica está associada ao rebaixamento vertical do relevo (*downwearing*) ainda resquício de condições ambientais passadas de maior umidade. No entanto nas condições ambientais atuais de semiaridez a tendência é que o aplainamento se torne mais atuante, pois os eventos de chuva possuem maior poder erosivo, em contraponto ocorre à diminuição da pedogênese.

Nas escalas de maior detalhe foi notada a relevância da pedogênese na evolução do relevo (vertentes, compartimentos geomorfológicos), ou seja, o autodesenvolvimento pedológico. Na escala de Longo-Termo a associação entre a etchplanação e a pediplanação parece ajudar no entendimento evolutivo. O intemperismo químico e a pedogênese atuantes nos climas pretéritos mais úmidos proporcionaram a formação de mantos de alteração bem desenvolvidos (Latosolos). É provável que parte dessas coberturas tenha sido removida pela desnudação.

Nas condições semiáridas atuais o *downwearing* está dando lugar ao *backwearing*, este último promovendo maior atuação dos processos mecânicos de *runnof* na superfície exumada de lavagem (*washing surface*). Os processos de alteração química na superfície basal de intemperismo (*leaching surface*) estão mais restritos a saída da fração fina nos setores superiores e médios das vertentes enquanto a alteração dos materiais de origem é mais atuante no setor inferior das vertentes.

A latossolização (Ker, 1997) teria ocorrido em condições pretéritas, quando o clima era mais úmido na região, permitindo a formação de Latossolos (Alves, 2021; Volkoff, 1984). Assim, tais solos podem ser considerados poligenéticos, pois experimentaram diferentes situações climáticas ao longo de sua formação, sendo que as condições úmidas teriam propiciado uma homogeneização das características químicas, morfológicas e mineralógicas (Ker, 1997). Nas condições climáticas atuais as coberturas latossólicas estão sendo degradadas e resultando em novas coberturas pedológicas adaptadas a semiaridez, assim como observado por Nascimento (1993). Naquele trabalho foi apontado que a cobertura laterítica encontra-se em desequilíbrio com as condições pedobioclimáticas atuais, e, ocupava outrora, uma maior extensão, assim como observamos na área estudada. De acordo com nossas observações, tal entendimento pode ser estendido ao baixo curso do rio Gavião. Considerando que nossos resultados apontam que os Latossolos atuais desse setor da Superfície Sertaneja constituem resquícios de uma cobertura pretérita mais extensa, mais profunda, e bem desenvolvida pedologicamente. Tais raízes latossólicas estariam sendo transformadas em coberturas compatíveis com a atual condição climática, que, por sua vez, levariam à maior erosão devido às mudanças nas estruturas e nos fluxos hídricos, permitindo maior atuação morfodinâmica e reafeiçoamento das vertentes.

Em síntese, a mudança do clima teria provocado alterações substanciais na estrutura e funcionamento dos solos e, conseqüentemente, impactado nas demais escalas espaço-temporais, ajudando a moldar a Superfície Sertaneja. Assim, a transformação pedogeomorfológica conduziria, ao longo do tempo, ao aplainamento do relevo. Sobre isso Peulvast e Claudino Sales (2002) afirmam que na Superfície Sertaneja os aplainamentos de menor intensidade são mais recentes em relação aos aplainamentos de maior intensidade.

Os soerguimentos oriundos do ciclo geotectônico Brasileiro, reativados por

soerguimentos crustais Cenozoicos ocorridos no Mioceno e no Plioceno influenciaram na formação das morfoestruturas (Bertolini; Valadão, 2009). Assim, o primeiro evento teria influenciado na formação de rochas mais resistente neste setor da Superfície Sertaneja (Eixo Geraizinhos-Maracás), enquanto os reativamentos teriam influenciado na intensificação dos processos erosivos e propagação de *knickpoints*, permitindo que atualmente esta área apresente morfologias mais elevadas do que o padrão do Semiárido.

Consideramos que os soerguimentos teriam promovido o aumento da amplitude vertical, contribuindo assim para o aumento dos processos erosivos nas áreas mais elevadas e sedimentação nas partes mais baixas. O desequilíbrio pedobioclimático relativo à mudança do clima também teria atuado nesse sentido, contribuindo para a ampliação da erodibilidade dos solos e conseqüentemente maior atuação morfodinâmica. Os soerguimentos e o desequilíbrio pedobioclimático se constituem enquanto eventos desestabilizadores, pois impactam nos processos morfogenéticos e pedogenéticos, desorganizando os mantos de intemperismo reliquiaes e, no caso específico da autoevolução pedológica, controlando diretamente a evolução da paisagem.

O modelo evolutivo geral compreende a formação dos solos com concentração arenosa em virtude da degradação do Latossolo, a qual acaba influenciando numa maior erodibilidade dos solos, devido à maior facilidade para retirada de material. Associado a isso, também ocorreria à mudança na dinâmica da hidrologia da vertente e de sua forma, com a formação de rupturas de declive. Assim, começariam a se formar condições para um maior aplainamento, inclusive com a passagem do *downwearing* para *backwearing* como um processo gradual e não antagônico.

Desta forma, consideramos que a evolução pedogeomorfológica ao proporcionar essa organização pedológica mais arenosa, com rupturas de declive nas vertentes e a passagem da convexização para concavização estaria formando um processo gradual de recuo paralelo das vertentes. Nesse sentido, esse trecho da Superfície Sertaneja estaria num processo de evolução com transformação pedológica mais proeminente, que posteriormente alavancaria a desnudação (rebaixamento). Provavelmente em outras áreas onde a semiaridez é mais intensa tais processos já teriam ocorrido. Cabe destacar que a área de estudo possui caráter transicional, logo nesta área a transformação ainda

estaria em processo, sendo controlada pela autoevolução dos solos que, por sua vez, controlaria a evolução das vertentes.

6 CONCLUSÃO

Na busca pelo entendimento da evolução pedogeomorfológica do baixo curso do rio Gavião (Sudeste da Bahia) utilizamos o estudo da paisagem, envolvendo correlações entre solos e relevo desde a escala do solo até a escala dos compartimentos geomorfológicos, chegando até as relações regionais.

Assim, verificamos que o Latossolo é produto da alteração intempérica autóctone e pretérita, devido sua filiação genética direta com o ortognaisse. Tal conclusão se deve à observação da relação direta do solo com a rocha dada pela variação gradual da granulometria e cor, além da passagem da alteroplasmação para a pedoplasmação. Neste perfil, a latossolização foi o principal processo identificado, com argilas marcadamente monossiláticas. A presença de minerais primários facilmente alteráveis, a alta saturação por bases e a espessura do perfil, podem ter relação com a atuação da morfogênese, a qual através da desnudação teria removido parte da cobertura superficial com maior grau de dessilicação.

Nas condições semiáridas atuais, os Latossolos estão em desequilíbrio pedobioclimático. O processo de transformação da estrutura latossólica é controlado pela ultradessecação que afetaria as ligações ferro e argila, levando à argiluviação e ao reagrupamento das frações do solo em estruturas em blocos, promovendo ainda o entupimento dos poros por argila iluviada. Assim, haveria o adensamento da estrutura, com a transformação de uma estrutura microgranular para uma poliédrica (em blocos). Além disso, ocorre a diminuição da porosidade e, conseqüentemente, a redução da infiltração de água no solo o que promove, ao longo do tempo, estagnação hídrica via formação de uma frente de alteração hidromórfica. A atuação conjunta dos processos seria responsável pela desestabilização da estrutura argilo-férrica.

A granulometria do Neossolo possui prevalência da fração grossa (quartzo), a qual é resultante da degradação da estrutura latossólica. A formação de uma frente de alteração hidromórfica e condição redox associada à gleização seriam responsáveis pela mobilização e remoção de argila e ferro em solução pela vertente. O resultado da atuação desses processos é a organização arenosa da cobertura pedológica na média vertente e mudança na forma convexa para côncava.

O Planossolo é produto da argiluviação e da bissialitização. O primeiro processo possui relação com a movimentação física das argilas em solução nas condições de maior umidade do solo. O segundo processo decorre da alteração intempérica do ortognaisse mediante a hidrólise parcial. Além disso, a neoformação de argilas 2:1 decorrentes das soluções silicosas locais e de montante, e a presença da ferrólise visualizada pela depleção do ferro e pela coalescência de cavidades seriam processos importantes.

Em síntese, o Latossolo foi formado *in situ* pela alteração do ortognaisse e o mesmo está sendo degradado pela ultradessecação/argiluviação que está adensando a estrutura e, posteriormente, formando uma frente de alteração hidromórfica. O Neossolo seria produto dessa degradação do Latossolo, pois na frente de alteração hidromórfica ocorre gleização com saída de argila e ferro pela vertente. Enquanto a gênese do Planossolo estaria associada à argiluviação e a ferrólise. Além disso, a bissialitização e a reprecipitação de minerais 2:1 também são processos importantes.

A vertente estaria evoluindo através da ação combinada dos processos pedogenéticos citados. Remontantemente estaria ocorrendo à degradação da estrutura latossólica (adensamento), formação de horizontes soltos arenosos via gleização e, posteriormente, acumulação de argila na baixa vertente. Com a perda de volume principalmente pela degradação e transporte da fração fina ao longo da vertente, levando ao abatimento e formação de mudanças na forma. Nestas áreas, é evidente a estagnação hídrica que pode inclusive ser observada em imagens de satélite.

O processo de transformação na topossequência envolve coalescência dos agregados microgranulares, formação de agregados em blocos em virtude do adensamento, acumulação hídrica, gleização e neoformação de argilas na base, passando pela organização arenosa e intensa remoção de constituintes finos na média vertente. A ação desses processos implica na degradação das coberturas do setor superior em função do aumento das coberturas do setor inferior de maneira remontante.

A evolução da vertente pode ser resumida pelo adensamento e, posterior, diminuição da infiltração devido à mudança da estrutura microagregada para estrutura em blocos, o que implica alterações na hidrologia da vertente. A organização arenosa é a etapa seguinte e está associada à perda de volume pedológico e, conseqüentemente, rebaixamento da vertente, com quebras do relevo e concavização. Assim, torna-se

evidente que o solo está controlando a evolução da vertente, isto é, existe um autodesenvolvimento pedológico. A coexistência de solos díspares na mesma vertente é expressa pelo domínio oxidado a hidratado, o primeiro resultante de condições pedogenéticas pretéritas associadas a climas mais úmidos, enquanto o domínio hidratado a saturado se formaria nas atuais condições pedogenéticas semiáridas, favorecidas pela mudança da circulação hídrica na vertente.

Na escala da paisagem a análise dos compartimentos geomorfológicos demonstra que o Planalto da Conquista está submetido a maior atuação da morfodinâmica em relação à pedogênese. No Relevo Dissecado ocorre o ápice dos processos erosivos, os quais são comandados pelos eventos chuvosos de alta magnitude e baixa frequência, o escoamento superficial é preponderante em relação à infiltração, favorecido pela mudança de permeabilidade ao longo das vertentes. No Pediplano Sertanejo Retocado Inumado a deposição sedimentar seria maior, principalmente nas calhas dos cursos hídricos e nos setores mais baixos do relevo.

Desta forma, cabe destacar que a atuação da morfodinâmica estaria condicionada a maior erosividade das chuvas do clima tropical semiárido e ao aumento da erosão pluvial resultante da degradação das Caatingas, somada à influência predominante da pedogênese nas vertentes que amplia a erodibilidade dos solos. Tais condições se devem à retirada das frações finas e a concentração da fração grossa, que ao mesmo tempo em que causam rupturas na vertente devido às mudanças nos fluxos hídricos, também são favorecidas pelas mudanças nos eixos de drenagem, como é o caso da propagação de *knickpoints* decorrentes de mudanças climáticas e processos tectônicos. Assim, o material é preparado pela pedogênese à medida que vai sendo retirado pela morfodinâmica, sendo a ação desta última facilitada pela primeira. Em outras palavras, o autodesenvolvimento pedológico está sendo responsável pela evolução pedogeomorfológica.

Partindo para a escala regional o entendimento da gênese e da evolução do sistema de transformação pedogeomorfológica, consideramos que as mudanças ambientais de ordem climática foram preponderantes para o desequilíbrio pedológico e degradação das coberturas latossólicas que estão sendo substituídas por solos ajustados ao semiárido associados ao aplainamento das formas. O estabelecimento do clima tropical semiárido atual teria ocorrido no Holoceno Superior (Novello *et al.*, 2012),

embora condições semiáridas já prevalecessem na região, sem que tenha sido determinado exatamente quando teria ocorrido esta mudança. Assim, a passagem das condições de maior umidade para condições mais secas teriam proporcionado a desestabilização das coberturas latossólicas do Nordeste do Brasil.

A regularidade da pluviosidade deu lugar à distribuição irregular no tempo e no espaço, levando também a uma diminuição dos totais pluviométricos e, além disso, os eventos chuvosos antes de alta frequência e baixa magnitude passaram a ser de baixa frequência, porém de alta magnitude. Tais alterações do clima regional teriam proporcionado mudanças na evolução pedogeomorfológica. Nas condições passadas de maior umidade a evolução do relevo esteve relacionada ao rebaixamento da superfície por *downwearing*, com convexização das vertentes e suavização do modelado.

Já em condições semiáridas atuais, as superfícies de aplainamento estariam se desenvolvendo por pediplanação, pois o aplainamento seria regido por *backwearing* (recoo paralelo das vertentes), com acúmulo de pedimentos na base destas e posterior coalescência dos mesmos formando pediplanos. Além disso, aquelas morfoestruturas de maior resistência frente ao aplainamento resultariam em relevos residuais.

Porém, acreditamos que na escala de Longo-Termo a associação entre a etchplanação e a pediplanação parece ajudar no entendimento evolutivo, situação possível como apontada por Peulvast e Sales (2002) e Salgado (2007). O intemperismo químico e a pedogênese atuantes nos climas pretéritos mais úmidos proporcionaram a formação de mantos de alteração latossólicos. É provável que parte dessas coberturas tenha sido removida pela desnudação.

Nas condições semiáridas atuais o *downwearing* está dando lugar ao *backwearing*, este último promovendo maior atuação dos processos mecânicos de *runnof* na superfície exumada de lavagem (*washing surface*). Os processos de alteração química na superfície basal de intemperismo (*leaching surface*) estão mais restritos a saída da fração fina nos setores superiores e médios das vertentes enquanto a alteração dos materiais de origem é mais atuante no setor inferior das vertentes. Cabe destacar também que os fraturamentos da rocha influenciam no intemperismo, pois os mesmos funcionam como zonas instáveis para atuação da hidrólise, ainda que parcial.

Nota-se que o aplainamento das superfícies ainda não atingiu estágio avançado. O tempo evolutivo desse trecho da Superfície Sertaneja ainda não foi suficiente para remover os materiais formados nos climas úmidos. Porém, é perceptível que nas áreas mais próximas a desembocadura do rio Gavião o relevo se apresente mais rebaixado e com menores cotas altimétricas (região de Caetanos). O processo de aplainamento está se desenvolvendo remontantemente.

O trabalho aqui desenvolvido demonstra que a evolução pedogeomorfológica do baixo curso do rio Gavião está se processando mediante transformação das coberturas pedológicas superficiais, com uma fase intermediária mais arenosa e acúmulo de argilas na baixa vertente. Além disso, observamos a concentração de frações grossas nos vales e o aplainamento do relevo iniciado pelas quebras do relevo e abatimento nos setores de maior acumulação hídrica das vertentes. Nesse contexto, o grau de erodibilidade dos solos está aumentando, inclusive pela ampliação da erosão pluvial a qual decorre da degradação das Caatingas. Assim são estabelecidas condições para um maior aplainamento, inclusive a passagem do *downwearing* para *backwearing* consistiria em um processo gradual, não dicotômico. A evolução pedogeomorfológica ao proporcionar essa organização arenosa com rupturas de declive e a passagem da convexização para concavização estaria controlando o recuo paralelo das vertentes. Portanto, esse trecho da Superfície Sertaneja estaria num processo de transformação pedológica de maior intensidade, e posteriormente o aplainamento pode se tornar mais incisivo. Possivelmente outras áreas mais semiáridas já passaram por essa etapa e, portanto, apresentam o relevo mais aplainado e solos típicos de semiárido, como é o caso do Planossolo. Em síntese, a autoevolução dos solos estaria controlando evolução das vertentes.

Nessa conjuntura o trabalho aponta para um agravamento das condições de degradação das paisagens do Semiárido, pois em contextos mais secos que o baixo curso do rio Gavião a desertificação é um problema já bastante conhecido. É importante alertar que as coberturas latossólicas do Semiárido, sejam elas transicionais ou de altitude estão em desequilíbrio pedobioclimático, intensificado pela degradação ambiental, o que leva a maior concentração de material arenoso na média vertente associado à ruptura de declividade e alteração nos fluxos hídricos, que, por sua vez, originam maior propensão aos processos erosivos. Porém, esse é um problema de pesquisa a ser explorada em trabalhos subsequentes, inclusive com análises que aqui

não foram realizadas como a geoquímica e a geocronologia. A importância desse desdobramento reside no papel fundamental dos solos para a paisagem, e conseqüentemente para a sociedade.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, nº 18, IGEO/USP, p. 01-23, 1969.
- AB'SÁBER, A. N. Dossiê Nordeste Seco. **Estudos Avançados**, v.13, nº36, p.7-59, 1999.
- AB' SÁBER, A. N. **Os Domínios de Natureza no Brasil: Potencialidades paisagísticas**. 7ª Edição. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- AB'SÁBER, A. N. O Paleodeserto de Xique-Xique. **Estudos Avançados**, nº 20, p. 301-308, 2006.
- ADEGBITE, K. A. *et al.* Characterization and Classification of Soils of a Toposequence in a Derived Savannah Agroecological Zone of Nigeria. **The Open Agriculture Journal**, p.44-50, 2019.
- ALMEIDA, M. C. B. Superfícies de aplainamento de cimeira nos planaltos de Vitória da Conquista e de Maracás. **Notícia Geomorfológica**, v.19, nº37/38, p. 81-104, 1979.
- ALVES, G. B. A formação das paisagens sertanejas no tempo e no espaço. In: BARROS, J. ; PRIETO, G.; MARINHO, C. (Orgs.). **Sertão, Sertões**. São Paulo: Editora Elefante, 2019.
- ALVES, G. B. Dryland landscapes in Brazil: the relationship between soils and vegetation. *In: Anais da EGU General Assembly*, 2021, Viena. Anais [...] Viena: 2021.
- ALVES, G. B.; SANTOS, W. R.; SOUZA, J. J. L. L. Sistema de transformação Latossolo-Planossolo no semiárido do sudeste da Bahia: análise micromorfológica. *In: I Reunião Brasileira de Micromorfologia de Solos*, 2022, Piracicaba. Anais [...] Piracicaba: 2022.
- ARAÚJO FILHO, J. C. *et al.* Solos da Caatinga. *In: CURI, N.; KER, J. C.; NOVAIS, R. F.; VIDAL-TORRADO, P.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Orgs.). Pedologia – Solos dos Biomas Brasileiros*. Viçosa: SBCS, 2017.
- ARRUDA, D. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; CORRÊA, G. R.; RODRIGUES, P. M. S.; BRASIL, R. D.; FERREIRA JR, W. G.; OLIVEIRA-FILHO, A. T. Landforms and soil attributes determine the vegetation structure in the Brazilian semiarid. **Folia Geobot**, p. 3-11, 2015.
- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. **Revista Brasileira de Geociências**, v.33, p. 3-6, 2003.
- BARBOSA, J. S. F. e SABATÉ, P. Colagem Paleoproterozoica de Placas Arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, p. 7-14, 2003.
- BARBOSA, J. S. F.; CRUZ, S. C. P.; SOUZA, J. S. Terrenos Metamórficos do Embasamento. *In: BARBOSA, J. S. F. (Coord.). Geologia da Bahia*. Volume 1. Salvador: CBPM, 2012a.
- BARBOSA, J. S. F. *et al.* Granitoides. *In: BARBOSA, J. S. F. (Coord.). Geologia da Bahia*. Volume 1. Salvador: CBPM, 2012a.
- BARRETO, A. M. F. **Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do Médio Rio São Francisco, Bahia**. 1996. 174 folhas. Tese (Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar). Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

- BASTOS, F. H. Evidências morfológicas de condições paleoclimáticas úmidas no Semiárido brasileiro. **Revista de Geografia UFPE**, v. 35, n.º4, p. 324-343, 2018.
- BERTOLINI, W. Z. e VALADÃO, R. C. A abordagem do relevo pela geografia: uma análise a partir dos livros didáticos. **Terræ Didática**, n. 5 (1), p. 27-41, 2009.
- BOULET, R. *et al.* Analyse structurale et cartographie en pédologie. I - Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. Cah. **ORSTOM, Sér. Pédol.**, v. XIX, n.4, p. 309-321. 1982.
- BOULET, R.; HUMBEL, F.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pédologie. II - Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. Cah. **ORSTOM, Sér. Pédol.**, v. XIX, n.4, p. 323-339. 1982a.
- BOULET, R.; HUMBEL, F.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pédologie. III - Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. Cah. **ORSTOM, Sér. Pédol.**, v. XIX, n.4, p. 341-351. 1982b.
- BOULET, R.; CHAUVEL, A.; LUCAS, Y. Os sistemas de transformação em pedologia. **Boletim de Geografia Teorética**, v.20, n.39, p.45-63, 1990.
- BOULET, R. *et al.* Geoquímica das paisagens tropicais: o papel das coberturas pedológicas. **Revista do Instituto Geológico**, v.37 (2), p. 1-23, 2016.
- BRITO NEVES, B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p. 279-296, 1995.
- CÂMARA, E. R. G. *et al.* Parent rock–pedogenesis relationship: How the weathering of metamorphic rocks influences the genesis of Planosols and Luvisols under a semiarid climate in NE Brazil. **Geoderma**, v. 385, n. April 2020, 2021.
- CARVALHO, I. S.; FREITAS, F. I.; NEUMANN, V. Chapada do Araripe. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (Orgs.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.
- CASTRO, Selma Simões de; COOPER, Miguel. **Fundamentos de micromorfologia de solos**. Brasília: Viçosa: SBCS, 2019.
- CASTRO, S. S. Solo e relevo: Pontos para um resgate histórico sobre o estudo das interrelações. **Willian Morris Davis – Revista de Geomorfologia**, v.2, n. 1, p.1-36, 2021.
- CAVALCANTI, I. F. A. e KOUSKY, V. E. Frentes frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- CAVALCANTI, L. C. de S. **Cartografia de Paisagens - Fundamentos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2014.
- CHAUVEL, A.; PÉDRO, G. Genèse de sols beiges (ferrugineux tropicaux lessivés) par transformation des sols rouges (ferrallitiques) de Casamance (Sénégal). **Cahiers ORSTOM. Série Pédologie**, 16 (3), p. 231-249, 1978.

- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2ª Edição. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.
- CLEMENTE, C. M.S.; SANTOS, P. S. Geotecnologias como suporte para análise da vegetação natural na sub-bacia hidrográfica do rio Gavião (1988-2015). **Revista Cerrados**, v.15, n.1, p.98-113, 2017.
- COELHO, R. M.; ROSSI, M. ; MATTOS, I. F. A. Solos da Mata Atlântica. In: CURI, N. ; KER, J. C.; NOVAIS, R. F. ; VIDAL-TORRADO, P.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Orgs.). **Pedologia – Solos dos Biomas Brasileiros**. Viçosa: SBCS, 2017.
- Cohen, K.M.; FINNEY, S.; GIBBARD, P. L. **Tabela Cronoestratigráfica Internacional**. 2013 - Atualizada.
- CORRÊA, A. C. B.; SOUZA, J. O. P. ; CAVALCANTI, L. C. S. Solos do ambiente semiárido brasileiro: erosão e degradação a partir de uma perspectiva geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T. e JORGE, M. C. O. (Orgs.). **Degradação dos solos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014.
- CORRÊA, A. C. B. *et al.* The Semi-arid Domain of the Northeast of Brazil. In: **The Physical Geography of Brazil – Environment, Vegetation and Landscape**. Cham – Suíça: Springer, 2019.
- COSTA, R. C.; ARAÚJO, F. S.; LIMA-VERDE, L. W. Flora and life-form spectrum in an area of deciduous thorn woodland (caatinga) in northeastern, Brazil. **Journal of Arid Environments**, nº68, p. 237-247, 2007.
- COSTA, L. R. F. *et al.* Geomorfologia do Nordeste Setentrional Brasileiro: uma proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.21, nº1, p. 185-208, 2020.
- COUTINHO, L. M. **Biomas brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2016.
- CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (Salvador, BA). **Carta Geológica – Folha SD-24-Y-A-V (Anagé)**. Salvador, 2015a. Escala 1:100 000.
- CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (Salvador, BA). **Mapa Geológico simplificado de áreas-fonte de areia, arenoso e brita para a região de Vitória da Conquista**. Salvador, 2015b. Escala 1:200 000.
- CRUZ, C. A. C. **Discurso ambiental e planejamento territorial na Região Sudoeste da Bahia: limites e possibilidades**. Vitória da Conquista; Edições UESB, 2011.
- DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geographical Journal**, v. 14, nº 5, p. 48-504, 1899.
- DE MARTONNE, EMMANUEL. **Geografia Biológica**. Lisboa: Edições Cosmos, 1954.
- FERNANDES, M. F.; CARDOSO, D.; QUEIROZ, L. P. An updated plant checklist of the Brazilian Caatinga seasonally dry forests and woodlands reveals high species richness and endemism. **Journal of Arid Environments**, p. 1-8, 2019.
- FERREIRA, A. G. **Meteorologia Prática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.
- FERREIRA, A. G. e MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.1, nº1, p. 15-28, 2005.

FERREIRA, N. J.; RAMIREZ, M. V.; GAN, M. A. Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Orgs). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

FERREIRA, J. T. P. *et al.* Planosols developed in different geoenvironmental conditions in northeast Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.40, p. 1-18, 2016.

FLORENZANO, T. G. Introdução à Geomorfologia. In: FLORENZANO T. G. (org.). **Geomorfologia: Conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FONTES, M. P. F. Intemperismo de rochas e minerais. In: KER, J. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Orgs.). **Pedologia – Fundamentos**. Viçosa: SBCS, 2012.

FUNCEME - Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. **Boletim de Monitoramento Climático- Monitor Climático – Edição Especial - O Fenômeno El Niño-Oscilação Sul: Teorias, Observações e Previsões**. Fortaleza: FUNCEME, 1997.

GUERRA, A. T. **Dicionário geológico-geomorfológico**. 8ª Edição. Rio de Janeiro: IBGE, 1993.

GUIMARÃES, J. T. **A Formação Bebedouro no estado da Bahia: faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação**. 1996. 155 folhas. Dissertação (Curso de Pós-graduação em Geologia). Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1996.

GUIMARÃES, J. T.; ALKIMIN, F. F.; CRUZ, S. C. P. Supergrupos Espinhaço e São Francisco. In: BARBOSA, J. S. F. (Coord.). **Geologia da Bahia**. Volume 2. Salvador: CBPM, 2012.

GURGEL, S. P. P. *et al.* Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, n. 186, p. 68 - 84, 2013.

HASUI, Y. Quadro geral da evolução Pré-Ordoviciano: A conexão Brasil-África. In: HASUI, Y. (Orgs.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Borborema. In: HASUI, Y. (Orgs.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.

HIRUMA, S. T. Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de seixos. **Revista do Instituto Geológico**, v.27/28, p.53-64, 2007.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de Geomorfologia**. 2ª Edição. IBGE: Rio de Janeiro, 2009.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Pedologia**. 3ª Edição. Rio de Janeiro: IBGE, 2015a.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Guia Prático de Campo**. Rio de Janeiro: IBGE, 2015b.

KÄMPF, N. e CURI, N. Formação e evolução do solo (pedogênese). In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Orgs.). **Pedologia – Fundamentos**. Viçosa: SBCS, 2012.

- KAYANO, M. T. e ANDREOLI, R. V. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Orgs). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- KER, J.C. Latossolos do Brasil: Uma revisão. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 5, n. 1, p. 17-40, 1997.
- KING, L.C. Canons of landscape evolution. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.
- KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Ano XVIII, n. 2, p. 3 - 121, 1956.
- LEÃO, Z. M. A. N. e DOMINGUEZ, J. M. L. Plataformas carbonáticas Pré-Cambrianas: o exemplo da Formação Salitre, Proterozoico Superior, estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, p. 407-421, 1992.
- LEPSCH, I. F. **19 lições de pedologia**. 2ª Edição. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.
- LIBAULT, A. Os quatro níveis da pesquisa geográfica. **Métodos em Questão**, Instituto de Geografia (USP), n.º. 1, 1971, p. 1-14.
- LIMA, E. M. *et al.* O estudo geomorfológico como subsídio ao planejamento urbano: O caso de Vitória da Conquista – Ba – Brasil. In: **VI Encuentro de Geografos de América Latina**, 1997, Buenos Aires. Anais [...] Buenos Aires: 1997.
- LIMA, K. C. B.; PITIÁ, A. M. A.; SANTOS, J. M. Uma contribuição aos estudos de geomorfologia climática em ambiente semi-árido na região Sudoeste da Bahia. In: **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2006, Goiânia. Anais [...] Goiânia: 2006.
- LIMA, G. M. P. *et al.* **Inselberge**. Salvador: EDUFBA, 2009.
- LIMA, F. J. **Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo a partir dos depósitos colúviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha - Ceará**. 2015. 192 folhas. Tese de Doutorado (Programa de Pós-graduação em Geografia). Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2015.
- MACHADO, P. J. O. e TORRES, F. T. P. **Introdução à Hidrogeografia**. São Paulo: Cengage Learning, 2012.
- MAIA, M. R. **Zoneamento Geoambiental do município de Vitória da Conquista – Ba: um subsídio ao planejamento**. 2005. 169 folhas. Dissertação (Programa de Pós-graduação em Geografia). Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2005.
- MAIA, R. P. e BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de Geomorfologia Estrutural – Nordeste Brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2014.
- MAIA, R. P. *et al.* Geomorfologia do campo de inselbergues de Quixadá, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n.º2, p. 239-253, 2015.
- MAINGUET, M. **L'Homme et la Sécheresse**. Paris: Masson, 1995.
- MARENGO, J. A. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semi-árido do Brasil. **Parcerias Estratégicas**, Brasília, n.º2, p. 148-176, 2008.

- MARINHO, M. M. **Geologia do médio rio de Contas – Domínio do Complexo Vulcânico-Sedimentar Contendas-Mirante, folhas Tanhaçu e Vista Nova**. Salvador: Coordenação da Produção Mineral, 1982.
- MARINHO, M. M.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J. S. F. The Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. **Boletim IG-USP**, v.17, p.37-72, 1995.
- MENDES, M. C. **Caracterização e gênese de uma topossequência Neossolo Quartzarênico – Latossolo Amarelo no Parque Nacional do Catimbau, Pernambuco**. 2012. 119 folhas. Dissertação. (Programa de pós-graduação em Ciência do Solo). Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2012.
- MENDONÇA, F. e DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.
- MESCOLOTTI, P. C. **Planície Fluvial e Campo de Dunas Eólicas do Médio São Francisco: Cronologia de Depósitos e Sucessão de Eventos Geológicos no Quaternário no Brasil**. 2021. 128 folhas. Tese. (Programa de pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente). Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2021.
- MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: MELFI, A. J. e CARVALHO, A. de. (orgs.) *Laterisation Processes. In: II International Seminar on Laterisation Processes*, 1983 São Paulo. **Proceedings** [...] São Paulo: 1983.
- MOLION, L. C. B. e BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.
- MORO, M. F. *et al.* A Phytogeographical Metaanalysis of the Semiarid Caatinga Domain in Brazil. **Botânica Revista**, nº82, p. 91-148, 2016.
- MOTA, F. O. B.; OLIVEIRA, J. B. Mineralogia de solos com excesso de sódio no estado do Ceará. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, p. 799-806, 1999.
- MOURA-FÉ, M. M. Etchplanação na Ibiapaba Setentrional, Noroeste do Ceará: abordagem dos principais processos erosivos. **REGNE UFRN**, v. 3, nº1, p. 64-82, 2017a.
- MOURA-FÉ, M. M. Planalto, cuesta, glint: a Geomorfologia da Ibiapaba Setentrional (região noroeste do Ceará, Brasil). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, nº6, p. 1846-1858, 2017b.
- NASCIMENTO, N. R. **Sistemas de transformação pedológica "solos lateríticos com couraça ferruginosa em silcrete e/ou Planossolo": aplicação à cartografia da pedomorfologia do Médio Vale do Rio Paramirim – BAHIA**. 1993. 180 folhas. Tese. (Programa de pós-graduação em Geociências). Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- NAKASHIMA, M. R. **Gênese dos Nitossolos vermelhos férricos na bacia do córrego Miringuava, Maringá-PR**. 2013. 129 folhas. Dissertação (Pós-graduação em Geografia Física). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.
- NAKASHIMA, M. R.; ALVES, G. B.; BARREIROS, A. M.; QUEIROZ NETO, J. P. Dos solos à paisagem: uma discussão teórico-metodológica. **Revista da Associação Nacional de Pós-graduação e Pesquisa em Geografia (Anpege)**, v. 13, n. 20, p. 30–52, 2017.
- NEVES, B. B. B. **Glossário de geotectônica**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.

NOVELLO, V. F. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, v. 39, p. 1-6, 2012.

NUNES, F. C.; SILVA, E. F.; VILAS BOAS, G. S. **Grupo Barreiras: características, gênese e evidências de neotectonismo**. Rio de Janeiro: Embrapa/Bioconsultoria, 2011.

OLIVEIRA, L. B. *et al.* Morfologia e classificação de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no Semiárido do Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, p. 1333-1345, 2009.

OLIVEIRA, G. C. *et al.* Climate and soils at the Brazilian semiarid and the forest-Caatinga problem: new insights and implications for conservation. **Environmental Research Letters**, nº14, p.1-10, 2019.

OLIVEIRA JUNIOR, J. C. **Processos pedogenéticos atuais e pretéritos em solos alcalino-sódicos do Pantanal Norte**. 2015. 184 folhas. Tese (Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.

PASSOS, E. e BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Orgs.). **Geomorfologia do Brasil**. 8ª Edição. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012.

PEULVAST, J. P. e CLAUDINO SALES, V. C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator**, ano 1, n. 1, 113-150, 2002.

QUEIROZ, L. P.; CARDOSO, D.; FERNANDES, M. F.; MORO, M. F. Diversity and Evolution of Flowering Plants of the Caatinga Domain. In: SILVA, J. M. C. (Orgs.). **Caatinga - The Largest Tropical Dry Forest Region in South America**. Springer International Publishing, 2017.

QUEIROZ NETO, J. P. Geomorfologia e Pedologia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, nº1, p. 59-67, 2000.

QUEIROZ NETO, J. P. O papel da pedogênese no modelado no relevo: busca de novos paradigmas. **VI Seminário Latino Americano de Geografia Física - II Seminário Ibero Americano de Geografia Física**, 2010, Coimbra. Anais [...] Coimbra: 2010.

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

RESENDE, M.; CURTI, N. I.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. Lavras: Editora UFLA, 2007.

RIBEIRO, M. B. **A potencialidade do semi-árido brasileiro**. Brasília: Edição do autor, 2007.

RIZZINI, C. T. **Tratado de Fitogeografia do Brasil**. 2º Volume. São Paulo: Hucitec, 1979.

ROCHA, G. M. F. Análise estrutural e quadro tectônico evolutivo da borda leste do Espinhaço Setentrional - Sudoeste do estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, p. 462-471, 1992.

ROMARIZ, D. de A. **Aspectos da vegetação do Brasil**. São Paulo: Edição da Autora, 1996.

ROMARIZ, D. de A. **Biogeografia – Temas e conceitos**. São Paulo: Grupo Editorial Scortecci, 2012.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia – Ambiente e planejamento**. 9ª Edição. São Paulo: Editora Contexto, 2012.

ROSS, J. L. S. O Relevo Brasileiro nas Macroestruturas Antigas. **Revista Continentes (UFRRJ)**, ano 2, nº 2, p. 8-27, 2013.

RUBIRA, F. G. *et al.* Sistemas pedogeomorfológicos na interpretação da evolução de paisagens Quaternárias em climas tropicais úmidos. **Mercator**, v.18, p.1-17, 2019.

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Revista Geonomos**, Belo Horizonte, v. 6, n. 2, p. 55-63, 1998.

SALGADO, A. A. R. Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, Belo Horizonte: v. 03, n. 1, p. 64-78, 2007.

SANTOS, J. M. e SALGADO, A. A. R. Gênese da superfície erosiva em ambiente semi-árido – Milagres/BA: considerações preliminares. **Revista de Geografia UFPE**, nº1, p. 236-247, 2010.

SANTOS, Raphael David dos *et al.* **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 7. ed. Viçosa: SBCS, 2015.

SANTOS, H. G. *et al.* **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. Brasília: Embrapa, 2018.

SANTOS, W. R. *et al.* Mapeamento morfoescultural da bacia hidrográfica do rio Gavião, Sudeste da Bahia. In: **XIII Simpósio Nacional de Geomorfologia – Geomorfologia: complexidade e interesalaridade da paisagem**, 2021, Juíz de Fora. Anais [...] Juíz de Fora: 2021.

SCHAEFER, C. E. G. R. Bases Físicas da Paisagem Brasileira: Estrutura geológica, relevo e solos. **Tópicos em Ciência do Solo**, v.8, p.1-65, 2013.

SCHOBENHAUS, C. *et al.* (Orgs). **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM, 1984.

SEI – Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia. **Estatísticas dos Municípios Baianos (Sertão Produtivo)**. Salvador: SEI, 2013a.

SEI – Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia. **Estatísticas dos Municípios Baianos (Vitória da Conquista)**. Salvador: SEI, 2013b.

SILVA, F. B. R. *et al.* **Zoneamento agroecológico do Nordeste: diagnóstico do quadro natural e agrossocioeconômico**. Petrolina: Embrapa, 1993.

SILVA, A. J. P. *et al.* Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: BIZZI, L. A. *et al.* (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003.

SILVA FILHO, N. V. **Variabilidade espacial de atributos de qualidade do solo em uma topossequência sob pastagem no semiárido baiano**. 2010, 64 folhas. Dissertação. (Programa de pós-graduação em ciências agrárias). Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Cruz das Almas, 2010.

SILVA, M. O.; SOUZA, J. O. P.; GUERRA, M. D. F. Hidrogeomorfologia de Áreas Úmidas da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, nº1, 2024.

SOUSA, J. E. S. *et al.* Mineralogy and genesis of Planosols under semi-arid climate, Borborema Plateau, NE Brazil. **Catena**, v. 184, p.44-50, 2020.

SOUZA, J. O. P. e CORRÊA, A. C. B. Escoamento superficial e balanço hídrico em ambientes secos com topografia complexa – bacia do riacho do Saco – Pernambuco. **GEOgraphia**, v. 21, n° 46, 2019.

STEVAUX, J. C. e LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

TEIXEIRA, P. C. *et al.* **Manual de Métodos de Análise do Solo**. Brasília: Embrapa, 2017.
TEIXEIRA NETTO, A. S. Bacias Paleozoicas e Mesozoicas. In: BARBOSA, J. S. F. (Coord.). **Geologia da Bahia**. Volume 2. Salvador: CBPM, 2012b.

TORRES, F. T. P. e MACHADO, P. J. O. **Introdução à Climatologia**. São Paulo: Cengage Learning, 2016.

TRICART, J. e SILVA, T. C. **Estudos de Geomorfologia da Bahia e Sergipe**. Salvador: Imprensa Oficial da Bahia, 1968.

VALADÃO, R. C. **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental**. 1998. 243 folhas. Tese. (Pós-graduação em Geologia). Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.

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.

VAN RANST, E. *et al.* Revisiting ferrolysis processes in the formation of Planosols for rationalizing the soils with stagnic properties in WRB. **Geoderma**, v. 163, p. 265-274, 2011.

VIDAL-TORRADO, P. e LEPSCH, I. F. Relações material de origem/solo e pedogênese em uma sequência de solos predominantemente argilosos e latossólicos sobre psamitos na Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, n°23, p.357-369, 1999.

VITTE, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia**, Campinas, v. 16, p. 105-118, 2005.

VOLKOFF, B. Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. **ORSTOM**, v. XXI, n°4, p. 225-236, 1984.

ZANGALLI JUNIOR, P. C. As secas no sertão: dualidade climática entre o excepcional e o habitual. In: BARROS, J.; PRIETO, G.; MARINHO, C. (Orgs.). **Sertão, Sertões**. São Paulo:

| | | | | | | |
|---------|---------------|---------------------|------------------|---------------------------|------------------|-------------------------|
| 170-180 | 7,5 YR 7/4 | Rosado | 10 YR 5/6 | Bruno- amarelado | 7,5 YR 6/6 | Amarelo- avermelhado |
| 180-190 | 7,5 YR 7/4 | Rosado | 10 YR 6/6 | Amarelo- brunado | 10 YR 6/4 | |
| 190-200 | 7,5 YR 7/3 | Rosado | 10 YR 6/4 | Bruno- amarelado-claro | | |
| 200-210 | 7,5 YR 7/3 | Rosado | 2,5 YR 7/4 | Vermelho claro | | |
| 210-220 | 7,5 YR 7/2 | Cinzento- rosado | 2,5 YR 7/4 | Vermelho claro | | |
| 220-230 | | | 2,5 YR 7/4 | Vermelho claro | | |
| 230-240 | | | 2,5 YR 7/4 | Vermelho claro | | |

Fonte: Autoria própria.

