

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS – UFAM
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS – FCA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA TROPICAL – PPGATR

WILDSON BENEDITO MENDES BRITO

**GÊNESE DE ESPODOSSOLOS NO BRASIL, COM ÊNFASE NA AMAZÔNIA
CENTRAL BRASILEIRA**

MANAUS-AM

2025

WILDSON BENEDITO MENDES BRITO

**GÊNESE DE ESPODOSSOLOS NO BRASIL, COM ÊNFASE NA AMAZÔNIA
CENTRAL BRASILEIRA**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Agronomia Tropical, Área de Concentração em Produção Vegetal, Linha de pesquisa em Gênese, Morfologia e Física de Solos Tropicais, da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), como requisito para obtenção do grau de **Doutor em Agronomia Tropical.**

Orientador: Dr. Hedinaldo Narciso Lima

MANAUS-AM

2025

Ficha Catalográfica

Elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

B862g Brito, Wildson Benedito Mendes
 Gênese de Espodossolos no Brasil, com ênfase na Amazônia Central
 brasileira / Wildson Benedito Mendes Brito. - 2025.
 178 f. : il., color. ; 31 cm.

 Orientador(a): Hedinaldo Narciso Lima.
 Tese (doutorado) - Universidade Federal do Amazonas, Programa de
 Pós-Graduação em Agronomia Tropical, Manaus, 2025.

 1. Podzolização. 2. Campinarana. 3. Carbono. 4. Substâncias húmicas. 5.
 Assinatura molecular. I. Lima, Hedinaldo Narciso. II. Universidade
 Federal do Amazonas. Programa de Pós-Graduação em Agronomia
 Tropical. III. Título


WILDSON BENEDITO MENDES BRITO

**GÊNESE DE ESPODOSSOLOS NO BRASIL, COM ÊNFASE NA AMAZÔNIA CENTRAL
BRASILEIRA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia Tropical como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Agronomia Tropical, área de concentração Produção Vegetal.


Aprovado em 19 de novembro de 2025.

BANCA EXAMINADORA


Documento assinado digitalmente
 **HEDINALDO NARCISO LIMA**
Data: 24/11/2025 10:26:37-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Hedinaldo Narciso Lima – Presidente


Universidade Federal de Amazonas

Documento assinado digitalmente
 **CARLOS ERNESTO GONCALVES REYNAUD SCHA**
Data: 26/11/2025 14:32:46-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>


Prof. Dr. Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer – Membro Titular
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Documento assinado digitalmente
 **MARCOS GERVASIO PEREIRA**
Data: 26/11/2025 15:06:22-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Marcos Gevásio Pereira – Membro Titular
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

Documento assinado digitalmente
 **VALDINAR FERREIRA MELO**
Data: 26/11/2025 22:49:49-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Valdinar Ferreira Melo – Membro Titular
Universidade Federal de Roraima

Documento assinado digitalmente
 **JOSE COELHO DE ARAUJO FILHO**
Data: 28/11/2025 08:01:06-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dr. José Coelho de Araújo Filho – Membro Titular
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

AGRADECIMENTOS

À força maior que sempre guia e ilumina meu caminho ao longo da vida e da jornada acadêmica.

À Universidade Federal do Amazonas (UFAM) pela oportunidade. À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas (FAPEAM) pela concessão da bolsa de estudo. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES). E ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia Tropical (PPGATR) pelo apoio institucional e acadêmico.

Ao meu orientador, professor Dr^o. Hedinaldo Narciso Lima, pelos ensinamentos, pela parceria e amizade. Durante essa jornada, a sua eficiência na resolução de todas as demandas de laboratório e em campo foram uma inspiração ao demonstrar sua excelência como mentor, administrador e amigo.

Ao professor Dr^o. Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer, que durante a mobilidade acadêmica em Viçosa (MG), me acolheu de braços abertos, coorientou, integrou-me ao seu grupo acadêmico e financiou as minhas análises laboratoriais.

Ao professor Dr^o. Marcos Gervásio Pereira e sua equipe, da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), pela realização das análises de fracionamento físico e químico do carbono e de espectroscopia FTIR-ATR. Os resultados obtidos foram fundamentais para o desenvolvimento do Cap. 3 desta tese. Meu agradecimento pelo essencial suporte analítico.

Aos meus pais Benedito de Souza Brito e Maria do Rozário Vales Mendes, pelo amor, compreensão, apoio e incentivo durante toda jornada acadêmica. E meus queridos irmãos e irmãs, pela amizade, incentivo e apoio.

Aos meus amigos Alan F. L. de Lima, Francisco S. da Silva, Jozângelo F. da Cruz, Lucivânia I. da Silva, João P. O. Rodrigues, Carla T. S. Duarte, Mizael R. da Costa, Thais S. Nunes, João C. C. Ferreira, Felipe M. Sales, pelas parcerias em campo, nas etapas analíticas, pelas amizades além-academia e momentos de descontrações que marcaram a minha jornada.

Aos professores Dr^o. José F. da Silva e Dr^o. Agno N. S. Acioli, pelas parcerias nas publicações, apesar das diferentes áreas de atuação. Ao professor Dr^o. Bruno F. F. Pereira, pelo suporte laboratorial e analítico.

Aos meus vizinhos de laboratório (LEA), Carla T. S. Duarte, Agno N. S. Acioli, Francisco Clóvis, Paola V. M. Franco, e José B. Maricaua, pelos momentos leves e divertidos, sempre envoltos de uma xícara de café.

Aos meus amigos do laboratório de geoquímica da UFV, Jeani “matéria orgânica do solo” (Moreira de Oliveira Sandin), quem foi crucial no desenvolvimento de minhas análises e por toda sua irmandade durante minha jornada em Viçosa. Ao João, Isabella, Paola e Edvaldo por todo suporte e companheirismo.

À querida Claudinha do Terrantar, por todo suporte em documentações. Ao Daniel, Jônatas, Fernandes pela amizade e suporte laboratorial e, futuramente, nas publicações. E, enfim, a todo o grupo Terrantar, que me recebeu de braços abertos em Viçosa, me proporcionaram todo o suporte necessário, me apoiaram e incentivaram.

RESUMO GERAL

Espodossolos constituem sistemas pedogenéticos de relevância global, cujas expressões em ambientes tropicais desafiam conceitos clássicos derivados de regiões boreais e temperadas. No Brasil, sua ocorrência abrange desde a Bacia Amazônica até as faixas costeiras, em distintos contextos geomorfológicos e climáticos. Esta tese integra três abordagens complementares (**três capítulos**): um artigo de revisão abrangente da literatura nacional, apoiada em um banco de dados inédito; um estudo de campo detalhado na Amazônia Central, visando compreender os controles geoquímicos e biológicos da gênese desses solos; e uma investigação aprofundada da composição e dinâmica da matéria orgânica (MO) nesses ambientes.

Para o **primeiro capítulo**, foram compilados e analisados 352 perfis e 848 horizontes espódicos registrados ao longo de cinco décadas de pesquisa. Esta revisão objetivou caracterizar a variabilidade morfológica, física e química dos Espodossolos no Brasil, propor um modelo integrado de sua gênese e evolução regional, analisar a cronologia dos horizontes B espódicos, e elucidar as funções ecológicas relacionadas aos estoques de carbono. A caracterização morfológica, física e química, avaliada por estatística multivariada, revelou que a variabilidade dos Espodossolos brasileiros é mais bem explicada por classes pedoambientais do que por tipos de vegetação. Dados cronológicos de radiocarbono e luminescência opticamente estimulada demonstraram que horizontes espódicos se formaram em escalas de tempo que variam de séculos a centenas de milhares de anos, evidenciando tanto eventos recentes quanto processos paleoambientais. Adicionalmente, sintetizamos as teorias dominantes de formação (complexação, hidromórfica, polimorfológica e biogênica) em um modelo unificado para condições tropicais. Além de suas limitações agrícolas, destaca-se o papel ecológico dos Espodossolos no armazenamento profundo de carbono, na regulação de fluxos de matéria orgânica dissolvida, no suporte à biodiversidade e na manutenção da dinâmica hídrica.

Para o **segundo capítulo**, o objetivo foi avaliar como variações da vegetação e do material de origem controlam a formação e a diferenciação dos horizontes espódicos. Para isso, oito perfis de solo foram caracterizados sob quatro formações geológicas e quatro formações vegetais diferentes na Amazônia Central, por meio de análises morfológicas, químicas, micromorfológicas e microanalíticas, além de estatística multivariada. Os resultados evidenciaram forte acidez, pobreza em nutrientes e saturação por alumínio nos horizontes espódicos, características associadas à intensa lixiviação. A análise de PCA revelou que nem vegetação nem geologia, isoladamente, explicam a distribuição dos horizontes B espódicos. Ao contrário, a gênese resulta de uma interação hierárquica entre aporte orgânico da vegetação e assinatura geoquímica do material de origem. Perfis desenvolvidos sobre o Grupo Trombetas apresentaram maiores teores de constituintes iluviais, enquanto os do Grupo Uatumã se associaram a maiores teores de ferro cristalino e areia. Em áreas sob campinaranas, a vegetação promoveu podzolização mais efusiva, corroborando o papel diferencial da qualidade da MO.

No **terceiro capítulo**, objetivamos determinar a contribuição das frações físicas do carbono na estabilização da MO de Espodossolos e identificar os fatores pedogenéticos (teores de Al e Fe reativos) e bióticos (formações vegetais) que controlam a composição e a dinâmica das diferentes frações dessa MO, na Amazônia Central. Para isso, análises de fracionamento físico (COP, COAM), químico (HUM, AF e AH) e de assinatura molecular (FTIR-ATR) do CO foram realizadas. Os resultados mostraram que o carbono orgânico associado aos minerais (COAM) representa a fração dominante e mais estável da MOS, correlacionando-se positivamente com teores de Al e Fe reativos. A vegetação exerceu forte controle na qualidade da MOS, com campinaranas promovendo maior acúmulo de humina e compostos aromáticos, enquanto florestas alteradas favoreceram frações mais lábeis. A análise quimiométrica (PCA) dos espectros FTIR permitiu discriminar a MOS conforme o tipo de vegetação e grau de humificação, reforçando a ideia de que a podzolização em ambientes tropicais é mediada pela interação entre aporte orgânico, mineralogia e condições hidrológicas.

Palavras-chave: Podzolização. Campinarana. Carbono. Pedoambiente. Controle geoquímico. Substâncias húmicas. Assinatura molecular. FTIR-ATR.

GENERAL SUMMARY

Spodosols are pedogenetic systems of global relevance, whose expressions in tropical environments challenge classical concepts derived from boreal and temperate regions. In Brazil, their occurrence spans from the Amazon Basin to coastal strips, across distinct geomorphological and climatic contexts. This thesis integrates three complementary approaches (**three chapters**): a comprehensive literature review article based on a unique database; a detailed field study in Central Amazonia, aimed at understanding the geochemical and biological controls of these soils' genesis; and an in-depth investigation into the composition and dynamics of organic matter (OM) in these environments.

In the **first chapter**, 352 profiles and 848 spodic horizons were compiled and analyzed from five decades of research. This review aimed to characterize the morphological, physical, and chemical variability of Spodosols in Brazil, propose an integrated model for their genesis and regional evolution, analyze the chronology of the spodic B horizons, and clarify the ecological functions related to carbon stocks. Morphological, physical, and chemical characterization, evaluated through multivariate statistics, revealed that the variability of Brazilian Spodosols is better explained by pedoenvironmental classes than by vegetation types. Radiocarbon and optically stimulated luminescence chronological data demonstrated that spodic horizons formed over time scales ranging from centuries to hundreds of thousands of years, evidencing both recent events and paleoenvironmental processes. This synthesis allowed the integration of dominant formation theories (complexation, hydromorphic, polymorphological, and biogenic) into a unified model for tropical conditions. In addition to their agricultural limitations, the ecological role of Spodosols in deep carbon storage, organic matter flux regulation, supporting biodiversity, and maintaining hydrological dynamics was highlighted.

In the **second chapter**, the aim was to assess how variations in vegetation and parent material control the formation and differentiation of spodic horizons. Eight soil profiles were characterized across four geological formations and four different vegetation types in Central Amazonia, through morphological, chemical, micromorphological, and microanalytical analyses, as well as multivariate statistics. The results highlighted strong acidity, nutrient poverty, and aluminum saturation in the spodic horizons, characteristics associated with intense leaching. PCA analysis revealed that neither vegetation nor geology, in isolation, explain the distribution of spodic B horizons. Instead, genesis results from a hierarchical interaction between the organic input from vegetation and the geochemical signature of the parent material. Profiles developed on the Trombetas Group showed higher levels of illuvial constituents, while those from the Uatumã Group were associated with higher levels of crystalline iron and sand. In campinarana areas, vegetation promoted more extensive podzolization, corroborating the differential role of OM quality.

In the **third chapter**, the goal was to evaluate the contribution of physical carbon fractions to the stabilization of OM in Spodosols and identify the pedogenetic (reactive Al and Fe contents) and biotic (vegetation types) factors controlling the composition and dynamics of these OM fractions in Central Amazonia. To this end, physical (COP, COAM), chemical (HUM, AF, and AH), and molecular signature (FTIR) analyses of the OC were performed. The results showed that organic carbon associated with minerals (COAM) represents the dominant and most stable fraction of SOM, correlating positively with reactive Al and Fe contents. Vegetation strongly controlled the quality of SOM, with campinarana areas promoting greater accumulation of humins and aromatic compounds, while disturbed forests favored more labile fractions. Chemometric analysis (PCA) of FTIR spectra allowed discrimination of SOM according to vegetation type and humification degree, reinforcing the idea that podzolization in tropical environments is mediated by the interaction between organic input, mineralogy, and hydrological conditions.

Keywords: Podzolization. Campinarana. Carbon. Pedoenvironment. Geochemical Control. Humic Substances. Molecular Signature. FTIR-ATR.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Fluxograma do processo de identificação, triagem, elegibilidade, inclusão e extração de perfis de Espodossolos a partir de análise bibliográfica na construção do banco de dados de perfis de Espodossolos do Brasil.....	6
Figura 2. Ocorrência de horizontes espódicos e de matizes (em %) associadas a cada tipo de horizonte em relação ao total de horizontes espódicos (n = 848).....	9
Figura 3. Porcentagem da ocorrência de horizontes espódicos em diferentes profundidades.....	11
Figura 4. Distribuição de tamanho das partículas primárias de Espodossolos por perfis completos (4A, n = 2008); e por horizontes espódicos (4B, n = 792).....	12
Figura 5. Análise fatorial para os atributos de horizontes B espódicos de Espodossolos classificados conforme: (A) vegetação sob taxonomia de Veloso et al. (1991); (B) vegetação sob taxonomia da EMBRAPA solos (Santos et al., 2015) e; (C) pedoambientes (Menezes et al., 2018). Os fatores foram rotacionados (varimax), extraídos por componentes principais, e projetados por exclusão Listwise para lidar com dados omissos.....	15
Figura 6. Análise de agrupamentos para os atributos de B espódicos de Espodossolos classificados conforme: (A) vegetação sob taxonomia de Veloso et al. (1991); (B) vegetação sob taxonomia da EMBRAPA solos (Santos et al., 2015) e; (C) pedoambientes (Menezes et al., 2018). Os grupos foram gerados a partir dos escores fatoriais da análise fatorial, utilizando ligações simples.....	17
Figura 7. Ocorrências e taxas percentuais de Espodossolos no Brasil. Fonte: Dados coletados de IBGE (2019), e mapa confeccionado a partir do BDIA – Banco de Dados e Informações Ambientais do IBGE (IBGE, 2023).....	34
Figura 8. Localização das áreas de estudo na Amazônia Central. Mapa A: Distribuição dos perfis de solo (P1-P8) sob imagem de satélite (Landsat). Mapa B: Contexto geológico destacando as unidades estratigráficas e estruturais da região. Fonte: Base Cartográfica do Banco de Dados de Informações Ambientais – BDIA (IBGE, 2023).....	57
Figura 9. Fotografias dos perfis de Espodossolos analisados na Amazônia Central, Brasil.....	65
Figura 10. Fotomicrografias das feições de grãos de areia (< 0,5 mm) de horizontes espódicos.....	69
Figura 11. Teores totais dos elementos de menor ocorrência obtidos por fusão alcalina dos perfis agrupados por material de origem (as barras representam o teor médio nos horizontes espódicos e as linhas sobre as barras representam o desvio padrão).....	78
Figura 12. Teores totais dos elementos maiores obtidos por fusão alcalina dos perfis agrupados por material de origem (as barras representam o teor médio nos horizontes espódicos e as linhas sobre as barras representam o desvio padrão).....	79
Figura 13. Mineralogia da fração argila natural dos perfis associados à Coberturas Cenozoicas Indiscriminadas (P1, P4 e P5).....	80
Figura 14. Mineralogia da fração argila dos perfis amostrados no domínio da Formação Alter do Chão (P2 e P8).....	80

Figura 15. Mineralogia da fração argila dos perfis amostrados no domínio do Grupo Trombetas (P6 e P7).....81

Figura 16. Mineralogia da fração argila do perfil 3 associado ao Grupo Uatumã.....82

Figura 17. Características micromorfológicas dos perfis sobre a Formação Alter do Chão por fotomicrografias de lâminas delgadas e por MEV-EDS. A – Lâmina do perfil 2 sob luz PPL coletado em horizonte Bhs; B – Lâmina do perfil 8 sob luz PPL coletado em horizonte Bhm. C – Imagem eletrônica retroespalhada por MEV e mapeamento elementar (EDS) agregado mostrando a constituição elementar geral do corte no P8 (Si representa 95 wt%). D – Microanálise EDS pontual no P2 mostrando a composição de um grão no espaço intergrão de quartzo com composição Si-Al dominante (47 wt% Si, 23 wt% Al, com enriquecimento por Zr e Fe (razões molares indicam uma relação Si/Al compatível com aluminosilicato). E – Microanálise EDS pontual no perfil 8 revelando a predominância de Al > Si > Ca em uma fase menos cristalina com composição compatível com plagioclásio cálcico (anortita), além de teores residuais de Ti e Zn. Ainda, a presença de Ti (6,5 wt%) e Zn (2,9 wt%) sugere uma contaminação por microinclusões de minerais titaníferos ou substituições isomórficas.....83

Figura 18. Características micromorfológicas de perfis sobre o Grupo Trombetas por fotomicrografias de lâminas delgadas e por MEV-EDS. A – Lâmina do perfil 6 sob luz PPL coletado em horizonte Bhsm; B – Lâmina do perfil 7 sob luz PPL coletado em horizonte Bs. C – Imagem eletrônica retroespalhada por MEV e mapeamento elementar (EDS) agregado confirmando a natureza arenosa a partir do corte sobre lâmina do P7 (Si constitui 88 wt% enquanto o Al constitui mais 9 wt%). D – Microanálise EDS pontual no perfil 7 sobre grão com composição dominada por Ti (89 wt%) com pequenas proporções de Fe, Al e V. O elevado teor de Ti com pouco Fe/Al/Si, além da presença de V, sugere que o grão corresponde a um resíduo de ilmenita alterada (anatásio), no qual a dissolução diferencial removeu parte do Fe, enriquecendo a fase em TiO₂. E – Microanálise EDS pontual no perfil 6 mostrando a composição de grão dominada por Al (~83 wt%), com baixos teores de Si (~8 wt%) e Ti (~4 wt%). Essa proporção é compatível com gibbsita, sugerindo um acúmulo residual de Al após intensa dessilicificação.....85

Figura 19. Fotomicrografia sob luz refletida de lâmina do perfil 6 (Bhsm), mostrando a presença de minerais opacos ricos em Ti (setas azuis), provavelmente anatásio, associados a uma matriz gibbsítica escura. Esses minerais representam as fases mais resistentes herdadas ou formadas por alteração de minerais titaníferos, preservados em meio à intensa dessilicificação do horizonte espódico cimentado.86

Figura 20. Características micromorfológicas de perfis sobre o Grupo Uatumã por fotomicrografias de lâminas delgadas e por MEV-EDS. A – Lâmina do perfil 3 sob luz PPL coletado em horizonte Bs; B – Imagem eletrônica retroespalhada por MEV e mapeamento elementar (EDS) agregado mostrando que mais de 92 wt% da constituição elementar geral da matriz do corte é composta essencialmente por quartzo, enquanto o Al ocorre de forma subordinada.....87

Figura 21. Características micromorfológicas de perfis associados às Coberturas Cenozoicas Indiscriminadas por fotomicrografias de lâminas delgadas e por MEV-EDS. A – Lâmina sob luz PPL do perfil 5 coletado em horizonte Bh; B – Imagem eletrônica retroespalhada por MEV e mapeamento elementar (EDS) agregado mostrando composição dominada por Si (94 wt%), confirmando a predominância de quartzo como matriz mineral. O Al (~2,5 wt%) aparece de forma subordinada, enquanto Fe e Ti ocorrem como traços. Esse padrão é indica um material altamente resistente e dessilicatado, típico de Espodossolos em avançados estágios de intemperismo.....88

Figura 22. Análise de Componentes Principais (PCA) aplicada às variáveis morfológicas e químicas dos horizontes espódicos. (A) Distribuição das amostras em função da geologia; (B) Distribuição em função da vegetação; (C) Autovetores das variáveis em relação aos dois primeiros PC's (PC1 = 35,0% e PC2 = 15,9%)......93

Figura 23. Localização das áreas de estudo na Amazônia Central. Mapa A: Distribuição dos perfis de solo (P1-P8) sob imagem de satélite (Landsat). Mapa B: Amostragem dos perfis de solo sob delimitação

municipal (Presidente Figueiredo: P1, P3, P4, P5, P6; P7; Manaus: P2; Iranduba: P8). Fonte: confeccionado a partir da Base Cartográfica do Banco de Dados de Informações Ambientais – BDIA (IBGE, 2023).....	105
Figura 24. Estoques de C em Espodossolos da Amazônia Central. A) Estoques de C por tipo de vegetação; B) Estoque total de C por perfil (P1-P8).....	112
Figura 25. Boxplot para os teores de carbono orgânico total (A), carbono orgânico particulado (B), e carbono orgânico associado aos minerais (C), obtidos em cada gradiente vegetal.....	113
Figura 26. Proporção das frações operacionais COP e COAM em relação ao teor total de C.....	114
Figura 27. Proporção de composição das substâncias húmicas por horizontes em cada perfil.....	114
Figura 28. Heatmap com correlação de Pearson para os atributos do solo agrupados em função da vegetação de floresta ombrófila densa alterada (P3 e P4).....	115
Figura 29. Heatmap com correlação de Pearson para os atributos do solo agrupados em função da vegetação de Campinarana Gramíneo-Lenhosa (P1).....	116
Figura 30. Heatmap com correlação de Pearson para os atributos do solo agrupados em função da vegetação de Campinarana Arbustiva (P2).....	117
Figura 31. Heatmap com correlação de Pearson para os atributos do solo agrupados em função da vegetação de Campinarana Arbórea (P5, P6, P7 e P8).....	118
Figura 32. Relações entre o teor total de C com a fração COAM (A); relação COAM e metais reativos complexados à MOS (B); e relação COAM e metais reativos disponíveis para complexação pela MOS (C).....	119
Figura 33. Boxplots dos indicadores de qualidade da MOS agrupados em função do tipo de vegetação.	120
Figura 34. Scatterplots da humina (proporção em relação às substâncias húmicas) em relação aos: (A) estoques de C dos horizontes espódicos e; (B) teores de COT dos horizontes espódicos dos perfis...121	121
Figura 35. Espectros de FTIR-ATR dos horizontes B de oito perfis de Espodossolos da Amazônia Central. Linhas pretas representam os espectros individuais de cada horizonte espódico, e as linhas laranja os seus respectivos espectros médios.....	122
Figura 36. Espectros médios de absorção no infravermelho (FTIR) obtidos para horizontes espódicos de Espodossolos da Amazônia Central. A) perfil sob vegetação de Campinarana Gramíneo-Lenhosa; B) perfil sob Campinarana Arbustiva; C) perfis sob Campinarana Arbórea; D) perfis sob floresta ombrófila densa alterada. As faixas coloridas indicam as principais regiões de absorção associadas aos grupos funcionais da MOS e minerais dos Espodossolos. Os intervalos foram definidos com base nos picos médios obtidos para cada vegetação, considerando as bandas predominantes entre os perfis representativos. Atribuições específicas de cada pico dos espectros dos perfis e bandas correspondentes estão detalhadas na Tabela 15 do apêndice.....	123
Figura 37. Quimiometria dos espectros de FTIR dos diferentes horizontes espódicos dos Espodossolos. A) Análise de componentes principais (Scores); B) Loadings; C) Espectros juntos.....	125

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classificações dos perfis de Espodossolos por vegetação e tipo de ambientes do solo.....	7
Tabela 2. Melhores adequações para a AF pelo teste Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) e percentual de variância cumulativa explicativa (VC) para cada variável categórica em função dos tratamentos dos dados.....	8
Tabela 3. Estatística descritiva exploratória geral para horizontes B espódicos no Brasil.....	13
Tabela 4. Datações em horizontes B espódicos por radiocarbono (^{14}C) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) no Brasil.....	36
Tabela 5. Localidades e características edáficas das áreas.....	56
Tabela 6. Características macromorfológicas dos perfis de Espodossolos desenvolvidos a partir de diferentes materiais de origem na Amazônia Central.....	62
Tabela 7. Características morfológicas dos perfis de Espodossolos formados a partir de diferentes materiais de origem, na Amazônia Central.....	63
Tabela 8. Composição granulométrica dos perfis de Espodossolos, na Amazônia Central.....	66
Tabela 9. Classificação das amostras estudadas quanto a granulometria e grau de seleção de Folk & Ward (1957) e morfometria.....	68
Tabela 10. Atributos químicos dos perfis de Espodossolos sob materiais de origem contrastantes na Amazônia Central.....	71
Tabela 11. Teores de alumínio, ferro, manganês e silício extraídos por diferentes métodos de dissolução seletiva.....	74
Tabela 12. Características micromorfológicas avaliadas nos horizontes espódicos.....	83
Tabela 13. Localidades e características edáficas das áreas.....	105
Tabela 14. Atributos gerais dos perfis de Espodossolos, na Amazônia Central.....	110

SUMÁRIO

1. CAPÍTULO 1: ESPODOSSOLOS – UMA VISÃO BRASILEIRA.....	1
1.1. ORIGEM E HISTÓRICO.....	1
1.1.1. A Evolução Conceitual e Terminológica dos Espodossolos.....	1
1.1.2. A Evolução dos Estudos Pedológicos em Espodossolos no Brasil.....	3
1.2. CARACTERÍSTICAS.....	6
1.2.1. Coleta de Dados.....	6
1.2.2. Análise de Dados.....	7
1.2.3. Características Morfológicas.....	8
1.2.4. Características Físicas e Químicas.....	11
1.2.5. Diferenças e Influências do Meio Físico nos Espodossolos.....	14
1.3. TEORIAS DA GÊNESE DE ESPODOSSOLOS NO BRASIL.....	18
1.3.1. Conceituação.....	18
1.3.2. Teorias.....	19
1.3.3. Gênese na Bacia Amazônica.....	21
1.3.4. Gênese no Pantanal.....	24
1.3.5. Gênese nos Tabuleiros Costeiros e na Baixada Litorânea.....	27
1.3.6. Gênese nas Cadeias Montanhosas de Alta Altitude.....	28
1.3.7. Gênese nos Cordões Arenosos das Planícies Costeiras.....	30
1.4. DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA.....	33
1.5. CRONOLOGIA.....	35
1.6. SERVIÇOS ECOSSISTÊMICOS E A PROTEÇÃO LEGAL NO BRASIL.....	38
1.7. SOLO INAPTO: PARA QUÊ? PARA QUÊM?.....	40
1.8. REFERÊNCIAS.....	43
2. CAPÍTULO 2: CONTROLES GEOQUÍMICOS E BIOLÓGICOS NA GÊNESE DE ESPODOSSOLOS DA AMAZÔNIA CENTRAL: PAPEL DO MATERIAL DE ORIGEM E DA VEGETAÇÃO.....	53
2.1. INTRODUÇÃO.....	53
2.2. MATERIAL E MÉTODOS.....	55

2.2.1.	Descrição das Áreas.....	55
2.2.2.	Metodologia de Campo.....	58
2.2.3.	Metodologia Laboratorial.....	58
2.3.	RESULTADOS.....	61
2.3.1.	Atributos Físicos e Morfológicos.....	61
2.3.2.	Atributos Químicos.....	69
2.3.3.	Extraíveis Seletivos.....	73
2.3.4.	Geoquímica.....	77
2.3.5.	Resultados da DRX da Fração Argila Natural de Horizontes Espódicos.....	79
2.3.6.	Propriedades Micromorfológicas e Microanálises.....	82
2.4.	DISCUSSÃO.....	89
2.4.1.	Processos Pedogenéticos: Podzolização e Controles Químicos.....	89
2.4.2.	Assinatura Geoquímica do Material de Origem.....	90
2.4.3.	Influência da Vegetação.....	91
2.4.4.	Controles na Podzolização: Vegetação vs Geologia.....	92
2.4.5.	Micromorfologia e Mecanismos de Iluviação.....	95
2.5.	CONCLUSÕES.....	96
2.6.	REFERÊNCIAS.....	97
3.	CAPÍTULO 3: COMPOSIÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA EM ESPODOSSOLOS DA AMAZÔNIA CENTRAL.....	101
3.1.	INTRODUÇÃO.....	101
3.2.	MATERIAL E MÉTODOS.....	104
3.2.1.	Localização e Descrição das Áreas.....	104
3.2.2.	Metodologia de Campo.....	106
3.2.3.	Metodologia Laboratorial.....	106
3.2.4.	Análises Quimiométricas.....	109
3.3.	RESULTADOS.....	109
3.3.1.	Caracterização Geral dos Perfis.....	109
3.3.2.	Estoques e Frações de C.....	112
3.3.3.	Proporções das Frações do C e suas Relações com os Atributos do Solo.....	113
3.3.4.	Distribuição das Frações de C e suas Relações com Metais.....	119

3.3.5.	Assinatura Molecular da Matéria Orgânica.....	121
3.3.6.	Análises Quimiométricas.....	124
3.4.	DISCUSSÃO.....	125
3.4.1.	COAM e Al Reativo como Mecanismo Chave de Estabilização.....	125
3.4.2.	Assinatura Molecular da MOS sob o Controle da Vegetação e da Podzolização....	127
3.4.3.	Fatores Pedogenéticos e Bióticos no Sequestro do Carbono.....	128
3.5.	CONCLUSÕES.....	129
3.6.	REFERÊNCIAS.....	130
4.	APÊNDICES.....	134
	APÊNDICE 1: DESCRIÇÃO GERAL E MORFOLÓGICA DOS PERFIS.....	134
I.	PERFIL 1: PDS – UATUMÃ.....	134
II.	PERFIL 2: MANAUS.....	137
III.	PERFIL 3: COMUNIDADE SANTO ANTÔNIO DO ABONARI.....	142
IV.	PERFIL 4: VILA BALBINA.....	145
V.	PERFIL 5: P. FIGUEIREDO – Cachoeira das Orquídeas.....	148
VI.	PERFIL 6: ASFRAMA.....	151
VII.	PERFIL 7: P. FIGUEIREDO – Cachoeira da Porteira.....	154
VIII.	PERFIL 8: RDS – RIO NEGRO.....	157
	APÊNDICE 2.....	160
	APÊNDICE 3.....	163
	APÊNDICE 4.....	164

1. CAPÍTULO 1:

ESPODOSSOLOS – UMA VISÃO BRASILEIRA

RESUMO

Espodossolos são sistemas pedogenéticos de relevância global, cujas expressões tropicais desafiam conceitos clássicos derivados de zonas boreais e temperadas. No Brasil, sua ocorrência abrange distintos cenários geomorfológicos e climáticos, desde a Bacia Amazônica até as Faixas Costeiras Arenosas, integrando mecanismos pedogenéticos que levam à podzolização, expressões morfológicas e papéis ecológicos. Esta revisão sintetiza cinco décadas de estudos, composta por 352 perfis e 848 horizontes espódicos, objetivando caracterizar a variabilidade morfológica, física e química dos Espodossolos brasileiros, propor um modelo integrado de sua gênese e evolução regional, analisar a cronologia dos horizontes B espódicos associada aos processos de podzolização e elucidar as funções ecológicas vinculadas aos estoques de carbono. Atributos morfológicos, físicos e químicos foram analisados por meio de estatística multivariada, revelando que a variabilidade dos Espodossolos brasileiros é melhor explicada por classes pedoambientais do que por tipos de vegetação. Dados cronológicos de datação por radiocarbono e luminescência opticamente estimulada indicam que os horizontes B espódicos se formaram ao longo de períodos que variam de séculos a centenas de milhares de anos, destacando eventos de podzolização recentes e paleoambientais. Nossa síntese integra as teorias de formação dominantes (complexação, hidromórfica, polimorfológica e biogênica) em contextos regionais, fornecendo um modelo unificado para gênese e evolução em condições tropicais de cada região. Além de suas limitações agrícolas frequentemente relatadas, os Espodossolos brasileiros desempenham funções ecológicas críticas, incluindo armazenamento profundo de carbono, regulação dos fluxos de matéria orgânica dissolvida, suporte à biodiversidade e regulação hídrica. Contudo, não apenas atualizamos o estado da arte sobre Espodossolos em ambientes tropicais, mas também propomos estratégias de conservação e planejamento do uso da terra que contribuirão para a mitigação climática.

Palavras-chave: Podzolização, pedogênese, B espódico alcalino, armazenamento de carbono, pedoambiente.

1.1. ORIGEM E HISTÓRICO

1.1.1. A Evolução Conceitual e Terminológica dos Espodossolos

A gênese e a conceituação dos Espodossolos (Podzols) têm raízes históricas marcadas por divergências terminológicas e interpretativas entre as escolas russa e ocidental. A quantidade de publicações é exorbitante, uma virtude dos padrões estéticos da eluviação e iluviação que despertam o interesse no campo, seja de domínio pedológico, botânico, ecológico ou biológico. No entanto, as recorrentes publicações dificultavam a conceituação universal da gênese e das terminologias, e aumentavam as discrepâncias conceituais entre as escolas. Do ponto de vista da literatura russa, até meados de 1923, em sua revisão, Glinka já havia listado 160 publicações em que solos da zona podzólica russa haviam sido discutidos. Dentre outros motivos, alguns autores, como Buurman (1984), supõem que os Espodossolos foram

primeiramente descritos na Rússia, mesmo em vista do considerável acervo literário da Europa no final do século XIX.

Não se sabe exatamente onde os Espodossolos foram primeiramente descritos, mas a falta de consenso sobre conceitos fundamentais levou ao uso indiscriminado dos termos ‘podzol’ e ‘podzolizado’. Citando Senft e Dokuchaev, Muir (1961) esclarece que, em um conceito mais moderno sobre podzols, o processo pedogenético envolve a intemperização de minerais primários, remoção de sesquióxidos de ferro e alumínio e húmus do horizonte superficial e acumulação residual de quartzo e sílica, resultando no típico horizonte E álbito. A prioridade da nomenclatura foi dada à “Cartografia dos solos Russos” do naturalista Vasily Dokuchaev, em 1879. Em sua carta, Dokuchaev explica a origem do termo podzol como decorrente da prática agrícola itinerante de "corte e queima", tradicional de sua época. O nome podzol deriva do russo pod (sob), cognato com grego pedon (solo), e zola (cinza), significando simplesmente solo acinzentado (Muir, 1961; Ponomareva, 1964).

O conceito russo contrastava com o ocidental por enfatizar o horizonte eluvial, pois primariamente se acreditava que o horizonte B pertencesse ao material de origem, e o seu processo pedogenético englobava não apenas o processo de iluviação de argila como também o pseudogley (processo que causava um encharcamento temporário devido à uma camada de baixa permeabilidade no perfil do solo). Do ponto de vista ocidental, o processo de podzolização era restrito ao transporte de húmus e sesquióxidos, enquanto que solos com ocorrência de iluviação de argila foram chamados de Podzólicos (Buurman, 1984). Como horizontes álbitos ocorrem tanto nos Podzols quanto nos Podzoluvisols (atual Albeluvic glossae no sistema WRB (IUSS Working Group WRB, 2022), a confusão era inevitável visto que a translocação de quelatos e a migração de argila são processos diferentes.

A fim de padronizar terminologias, Duchaufour (1948) no ocidente e, mais tarde, Fridland (1957) na antiga URSS, sugeriram separar a migração de argila do processo de podzolização, nomeando-a cada um em seu trabalho como ‘lessivage’ e ‘illimerization’, respectivamente. A distinção proposta foi defendida por Gorbunov (1961), apesar da terminologia de Fridland ter sido amplamente rejeitada. Zonn (1966) foi além da defesa e sugeriu o emprego do termo ‘pseudopodzolização’, mas sem êxito visto que Gerasimov & Glazovskaya (1960) já tinham usado para descrever o processo ‘pseudogley’. A discrepância nas terminologias levou Muir (1961) e Dudal (1965) a buscar os conceitos originais de podzol e podzolização, além de comparar termos como ‘podzolic’, ‘podzolized’, ‘lessivé’ e ‘leached’.

Embora interessantes revisões transversais sobre as diferenças conceituais russas e ocidentais fossem publicadas esporadicamente, as discrepâncias persistiram, levando a

diferentes abordagens analíticas em estudos de gênese e classificação do solo. Em 1978, Zonn delineou a dificuldade de conciliar uma classificação genética dos solos sem critérios morfométricos. Mais tarde, Buurman (1984) afirmou que, até aquele momento, muitos conceitos russos ainda contrastavam com os do ocidente, de modo que algumas análises usadas no ocidente para classificação de solo estavam ausentes na literatura russa.

A partir da segunda metade do século XX, avanços foram alcançados na sistematização dos Espodossolos com revisões abrangentes sobre a sua gênese (Petersen, 1976; Buurman, 1984, Lundström et al., 2000; Buurman & Jongmans, 2005), nas quais muitos dos termos tiveram suas interpretações enfim estabelecidas. Na primeira edição do sistema WRB (IUSS Working Group WRB, 1998) foram aprovados, de forma universal, critérios morfométricos para o horizonte B (B espódico), como espessura, teor de ferro (Fe) e alumínio (Al) extraíveis por pirofosfato, relação com argila e presença de cimentação por matéria orgânica (MO) e metais.

Atualmente, os conceitos estão bem definidos para o ocidente, em que a podzolização é o processo que dá origem a formação do Espodossolo. A sua gênese é o resultado de um forte intemperismo químico e transporte de húmus e sesquióxidos, e são caracterizados por um horizonte eluvial (horizonte E) sobrejacente a um horizonte com acúmulo de Fe ou Fe e Al em combinação com matéria orgânica (horizonte B espódico) (Buurman, 1984). Esta base é a mesma comparada ao atual conceito brasileiro, diferindo apenas na variabilidade dos horizontes, isto é, o B espódico pode estar subjacente tanto ao horizonte E quanto ao horizonte A. De modo geral, são comumente encontrados em regiões de clima frio e úmido (podzols boreais) combinado com uma alta pluviosidade. No entanto, também são encontrados em solos tropicais, com ocorrência comum sobre áreas de surgente, abaciamentos e profundos depósitos de areias quartzosas, ou onde há um regime de temperaturas frias que prevalecem em áreas de alta altitude, típicas de encostas de montanhas atingidas por nuvens que produzem chuvas orogênicas (Van Wambeke, 1992; Lundström et al., 2000; Santos et al., 2025).

1.1.2. A Evolução dos Estudos Pedológicos em Espodossolos no Brasil

A ocorrência de Espodossolos no Brasil, sobretudo na Amazônia brasileira, despertaram debates científicos sobre sua gênese, culminando com estudos em série a partir da década de 1960 que contribuíram significativamente para o entendimento dos processos pedogenéticos em climas tropicais úmidos. Até a década de 1990, os estudos visaram majoritariamente os Espodossolos amazônicos, consolidados como o marco do entendimento da gênese dos Espodossolos no Brasil. Os primeiros estudos, como os de Klinge (1965), associaram a presença

de Espodossolos no entorno de Manaus a depósitos arenosos aluviais recentes, contrastando-os com os Latossolos argilosos dos platôs formados sobre a Formação Barreiras.

No entanto, a visão litológica de Klinge (1965) foi questionada a partir da década de 1980, quando os trabalhos pioneiros de Lucas et al. (1984, 1987, 1988), Chauvel et al. (1987) e Bravard & Righi (1988, 1989, 1990) demonstraram que Espodossolos e Latossolos compartilham o mesmo material de origem (sedimentos cretáceos da Formação Alter do Chão) e, portanto, evoluíram a partir de distintos processos pedogenéticos. Apesar do fato de terem sido conduzidas restritamente no domínio da Formação Alter do Chão, estes estudos revelaram que a transição entre Latossolos e Espodossolos em topossequências é marcada pela dissolução diferencial de minerais, com degradação progressiva de caulinita e gibbsita e enriquecimento relativo em sílica. Morfologicamente, análises de grãos de quartzo em Espodossolos tem mostrado menor corrosão que em Latossolos (Lucas et al., 1988), indicando renovação do material por subsidência vertical. Geoquimicamente, análises feitas por Bravard & Righi (1989) evidenciaram razões constantes de $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + TiO_2)$ ao longo dos perfis, descartando a erosão seletiva como causa primária do empobrecimento em argila.

De acordo com o modelo proposto por esses autores, dois mecanismos principais desempenham papel chave na gênese: (a) hidrólise acelerada em solos arenosos, favorecida pela drenagem lateral intensa, e (b) podzolização, envolvendo a complexação de Al e Fe por ácidos orgânicos e sua translocação para horizontes mais profundos. Em relação à dissolução diferencial de argilominerais, Mafra et al. (2002) acredita que a acidólise desempenha o principal processo responsável pela dissolução de gibbsita e caulinita. A consolidação dessa hipótese como um modelo foi reforçada por estudos posteriores que integraram fatores geomorfológicos e climáticos. Dubroeuq & Volkoff (1998) destacaram o papel do relevo, com Espodossolos ocupando posições rebaixadas (pés de vertente), onde a drenagem lateral promove a migração de argilas e lixiviação de metais. Horbe et al. (2003) acrescentaram que a flutuação do lençol freático nessas áreas favorece a formação de ortstein (horizonte cimentado por MO e óxidos).

Corroborando a esse modelo, Nascimento et al. (2004) acrescentam ainda o termo deferralitização para representar a podzolização em sequências Argissolo-Espodossolo ao norte da bacia amazônica. Os autores empregam o termo para descrever as perdas de Fe do sistema, seja em condição de podzolização incipiente ou expressiva. Na podzolização incipiente, há a formação primária de horizontes A e Bh_s enriquecidos em MO, com depleção moderada de argila via transporte mecânico e intemperismo químico. A dissolução seletiva segue a sequência: goethita aluminosa > gibbsita > caulinita, mobilizando preferencialmente Fe e,

secundariamente, Al como complexos organometálicos. Quando a podzolização é expressiva (Espodossolos hidromórficos) a dissolução é mais intensa: gibbsita e caulinita são quase totalmente dissolvidas, deixando um resíduo arenoso, enquanto os complexos organometálicos (ricos em Al devido à gibbsita residual) preenchem macroporos de horizontes subsuperficiais (Bh, Bs, BC).

A identificação de caulinita pobremente cristalina com Fe estrutural já havia sido demonstrada por Bravard & Righi (1989). No entanto, avanços sobre a mineralogia de Espodossolos da bacia do Alto Rio Negro foram realizados por Montes et al. (2007) e Ishida et al. (2014). Enquanto Montes et al. (2007) delinearam as etapas da gênese de caulins deferificados, Ishida et al. (2014) esclareceram como a taxa de dissolução do quartzo no caulim é da mesma ordem de grandeza que a da dissolução da caulinita no Bh sobrejacente, e evidenciou a alta mobilidade de titânio nesse sistema. A matéria orgânica, por sua vez, mostrou-se central no processo, com ácidos húmicos não apenas mobilizando Al e Fe, mas também contribuindo para a neoformação de gibbsita no horizonte Bh (Schwertmann et al., 1986). Recentemente, Menezes et al. (2018) acrescentaram que o clima equatorial da bacia amazônica propicia a ciclagem intensa e o menor acúmulo de MO no B espódico em comparação a Espodossolos de outras regiões, estando a variação do pedoambiente relacionada com os teores de CO e óxidos pedogenéticos do B espódico.

A compreensão dos Espodossolos da Formação Alter do Chão e Bacia do Alto Rio Negro como o resultado de uma evolução pedogenética interna ressalta a sua importância como indicadores de mudanças ambientais passadas e presentes. Quanto a sua gênese nas demais regiões do Brasil, seriam eles também explicados pelo modelo da pedogênese in situ? Embora não exclusivamente, os trabalhos sobre a gênese destes solos em diferentes regiões do Brasil prosseguiram a partir dos anos 2000. As contribuições mais relevantes para cada região são encontradas em Rossi & Queiroz Neto (2002), Schaefer et al. (2002), Coelho et al. (2010), Oliveira et al. (2010), Buurman et al. (2013), Carvalho et al. (2013), Nascimento et al. (2013), Silva et al. (2013), Lopez-Mazzetto et al. (2018), Martinez et al. (2018), Mendonça et al. (2014, 2020), Schiavo et al. (2020), Souza et al. (2020), Menezes et al. (2022), Oliveira et al. (2022), Souza Jr et al. (2023) e Diniz et al. (2025).

Diante desse arcabouço histórico-conceitual, este artigo de revisão sistematiza e avança o conhecimento sobre os Espodossolos brasileiros através da integração crítica de um banco de dados inédito, compilado a partir da literatura nacional. Esta revisão objetiva: (a) caracterizar a variabilidade morfológica, física e química desses solos em diferentes ambientes no Brasil; (b) fornecer uma proposta de modelo integrado da gênese e evolução dos Espodossolos por região;

(c) analisar a cronologia dos horizontes B espódicos com ênfase nos processos de podzolização por meio da literatura; e (d) elucidar as funções ecológicas associadas aos estoques de carbono. Ao sintetizar cinco décadas de estudos, esta revisão não apenas atualiza o entendimento sobre a gênese desses solos, mas também fornece um framework quantitativo para subsidiar políticas de conservação e manejo sustentável nestes ecossistemas tropicais.

1.2. CARACTERÍSTICAS

1.2.1. Coleta de Dados

A construção do banco de dados seguiu o modelo de extração de dados a partir de documentos com perfis de Espodossolos, como esquematizado na Figura 1. Um total de 352 perfis foram catalogados em planilha eletrônica com seus respectivos dados de atributos físicos e químicos padronizados a uma mesma unidade de medida. Para a extração, foram usadas as seguintes fontes: bancos de dados online da EMBRAPA Solos (SISB) e IBGE (Biblioteca IBGE), artigos científicos, teses e dissertações, guias de campo (RCC's) e boletins técnicos de levantamentos pedológicos.

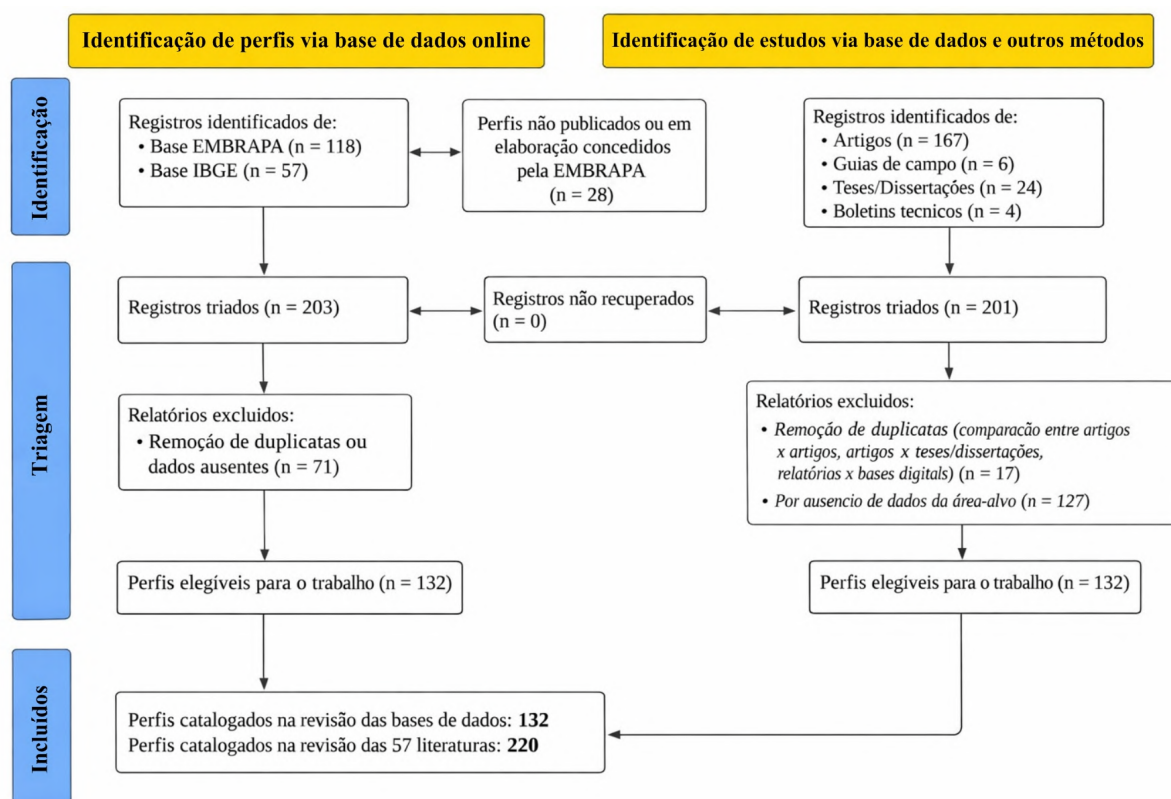


Figura 1. Fluxograma do processo de identificação, triagem, elegibilidade, inclusão e extração de perfis de Espodossolos a partir de análise bibliográfica na construção do banco de dados de perfis de Espodossolos do Brasil.

Os perfis identificados foram analisados minuciosamente para a exclusão de dados ou perfis duplicados ou erroneamente catalogados. Para isso, os perfis extraídos das bases online com presença de dados discrepantes foram comparados com seus respectivos boletins técnicos dos quais foram catalogados. A exclusão de dados duplicados foi feita comparando-se manualmente perfis de artigos com outros artigos ou teses e dissertações.

1.2.2. Análise de Dados

Inicialmente, os dados foram submetidos a uma estatística descritiva, determinando-se medidas de tendência central, dispersão e de forma, além da sujeição ao teste de normalidade dos dados, com nível de significância de 5% e 1%. Em seguida, foi aplicada uma análise fatorial (AF) e de agrupamentos para identificar se as características dos Espodossolos de alguma forma se relacionam com a variabilidade do ambiente em que ocorrem no Brasil. Para isso, foram testadas (e aceitas) três hipóteses: (i) as características dos Espodossolos se relacionam diretamente com a vegetação, sob taxonomia de Veloso et al. (1991); (ii) as características dos Espodossolos se relacionam diretamente com a vegetação, sob taxonomia da EMBRAPA solos (Santos et al., 2015); (iii) as características dos Espodossolos se relacionam diretamente com o pedoambiente, sob as classificações macromorfológicas propostas por Menezes et al. (2018). Para isso, todas as vegetações dos perfis foram reclassificadas de acordo com as taxonomias propostas, seguido da quantificação dos perfis e horizontes B espódicos respectivos a cada classificação (Tabela 1).

Tabela 1. Classificações dos perfis de Espodossolos por vegetação e tipo de ambientes do solo.

Vegetação ¹	Nº de Perfis	Nº de Horizontes espódicos	Pedoambientes ²	Nº de Perfis	Nº de Horizontes espódicos	Vegetação ³	Nº de Perfis	Nº de Horizontes espódicos
Área Agrícola	5	6	Bacia Amazônica Cordões	62	126	Caatinga	3	3
Campinarana	35	86	Arenosos das Planícies Costeiras	162	459	Cerrado	34	81
Cerrado	15	44	Tabuleiros Costeiros	83	154	Floresta Equatorial	47	105
Estepe	6	13	Cadeias de Montanhas de Alta Altitude	15	35	Floresta Tropical	95	222
F.E.D.	1*	2	Pantanal	30	74	Outras Formações	7	13
F.E.S.	50	112				Restinga	123	357
F.O.A.	1*	1				Vegetação Campestre	22	30
F.O.D.	35	77				Não enquadrados	21	37
Formação Pioneira	7	8						

Restinga	123	356				
Savana	21	46				
Savana Estépica	4	5				
Não enquadrados	49*	92				
Total	352	848	352	848	352	848

¹Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal (Veloso et al., 1991); ²Maiores ocorrências da classe Espodossolo por tipos de ambientes no Brasil (Menezes et al., 2018); ³Classificação da vegetação brasileira adotada pela EMBRAPA Solos; F.E.D.: floresta estacional decidual; F.E.S.: floresta estacional semidecidual; F.O.A.: floresta ombrófila aberta; F.O.D.: floresta ombrófila densa; *perfis não incluídos na análise exploratória e fatorial.

Em relação aos tratamentos dos dados, como é de se esperar uma distribuição de dados não normal a partir de um acervo de dados de diferentes fontes e épocas, e a variação inerente dos horizontes eluviais e iluviais, três métodos de tratamentos de valores ausentes foram modelados e comparados utilizando-se somente os atributos de horizontes espódicos, de acordo com os maiores valores obtidos de variância cumulativa explicativa e no teste KMO (Tabela 2). Na construção do gráfico dos planos fatoriais, o teste de Kaiser foi utilizado para delimitar dois componentes principais (CP) com autovalores superiores a 1,0 e comunalidades > 5,0 (Mingoti, 2007), tornando-o representável em um plano 2D para facilitar a interpretação dos resultados. O método de tratamento de dados ausentes escolhidos para apresentar a AF foi o Listwise, cujos valores de KMO e VC foram superiores a 0,6 e 76%, respectivamente, com a vantagem de evitar viés por imputação de dados em relação aos dois outros tratamentos.

Tabela 2. Melhores adequações para a AF pelo teste Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) e percentual de variância cumulativa explicativa (VC) para cada variável categórica em função dos tratamentos dos dados.

Tratamentos	Classes Vegetação ¹	Classes Ambiente	Classes Vegetação ²
Listwise*	VC = 78,1%, KMO = 0,70	VC = 77,5%, KMO = 0,71	VC = 76,9%, KMO = 0,69
EM	VC = 60%, KMO = 0,65	VC = 63,7%, KMO = 0,72	VC = 59,3%, KMO = 0,66
RL	VC = 56,8%, KMO = 0,71	VC = 52%, KMO = 0,67	VC = 42,1%, KMO = 0,71

Listwise deletion = análise de casos completos; EM (*Expectation-maximization*) = imputação em casos ausentes por máxima verossimilhança dos parâmetros em um modelo de variável latente; RL (Regressão Linear) = imputação em casos ausentes com base em modelos de regressão calculados a partir de outras variáveis. *método mais adequado escolhido. ¹Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal (Veloso et al., 1991). ²Classificação da vegetação para levantamentos de solos adotada pela Embrapa – Centro Nacional de Pesquisas de Solos (Santos et al., 2015).

1.2.3. Características Morfológicas

Dentre as características morfológicas levantadas à campo, a cor dos horizontes dos Espodossolos é prontamente significativa para a identificação da classe no campo. As cores da matéria orgânica (MO) iluviada são perceptíveis para a identificação da classe entre 100 e 500

anos, e bem marcante entre 1000 e 6000 anos, tempo em que alcançam a maturidade (Sauer et al., 2007). Para os B espódicos, a cor é crucial para a distinção dos compostos queluviados que marcaram as etapas de formação e/ou drenagem do perfil. De acordo com a WRB (IUSS Working Group WRB, 2022), a aparência da maioria dos B espódicos superiores é caracterizada por MO escura, enquanto que os inferiores são intensamente coloridos pela presença de óxidos de Fe. No entanto, alguns podem apresentar baixos teores de Fe e/ou de MO, mas em todos os casos o Al queluviado pode ser comprovado analiticamente.

No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS, Santos et al., 2025), em função dos padrões de cores e grau de cimentação dos compostos queluviados, os horizontes espódicos podem ser classificados como Bh, Bhs e Bs, podendo eles apresentarem-se cimentados (ortstein) ou não. As cores para estes horizontes espódicos ainda não estão bem definidas devido a ampla variação em que podem ocorrer. Para o Bh em específico, o SiBCS contempla apenas que eles possuem cores escuras, com valor < 4 e croma < 3. Outros matizes variando de 2,5YR a 10YR, ou 2,5Y, com valor > 3 e croma > 3, norteiam as cores mais usualmente encontradas nos Bhs e Bs dos Espodossolos do Brasil.

De acordo com os perfis analisados (Figura 2), horizontes espódicos do tipo Bh são os mais frequentes (52%), e também o mais frequentemente cimentado (9% são Bhm). Os Bs são minorias (15%), indicando que a grande maioria dos B espódicos são encontrados associados com maior acúmulo iluvial de MO-Al do que com material amorfo (compostos de Al com ou sem presença de Fe queluviados) com pouca MO. No sistema Munsell de cores, independentemente do tipo de horizonte espódico, 39% mostraram um matiz 10YR (n = 332), seguido de 7,5YR e 5YR (ambos 15%). A cor mais frequentemente observada foi 10YR 2,3/1,2, corroborando com o quarto critério diagnóstico proposto pela WRB (IUSS Working Group WRB, 2022).

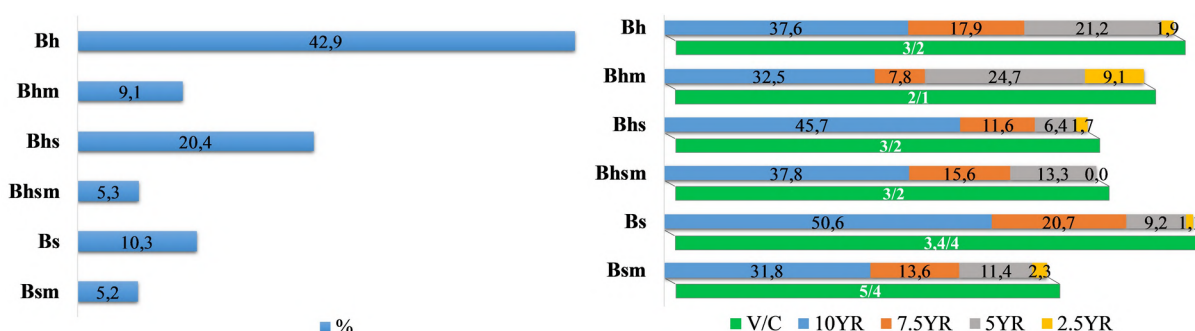


Figura 2. Ocorrência de horizontes espódicos e de matizes (em %) associadas a cada tipo de horizonte em relação ao total de horizontes espódicos (n = 848).

Em síntese, os B espódicos em geral exibem cores escuras, de tons mais amarelados do que avermelhados, em que o matiz 10YR domina em 37% dos Bh, em 45% dos Bhs, e em 50% do Bs (Figura 2). O ortstein, quando presente, induziu cores diferentes de acordo com o tipo de B espódico. Para o Bh, a presença do ortstein gerou cores mais neutras, com predomínio de cores 10YR 2/1, enquanto que no Bs a sua presença desencadeou um maior grau de luminosidade (de 3,4/4 no Bs para 5/4 no Bsm). De forma geral, esse padrão de cores com maior ocorrência de tons amarelados do que avermelhados corrobora com os achados de Menezes et al. (2025a), que avaliaram 385 B espódicos e relataram baixos valores e cromas para o Bh(m), mas altos para o Bsm. No entanto, nossos resultados ampliam a presença de tons amarelados nos B espódicos em relação aos achados desses autores, que encontraram 60% dos B espódicos sob um matiz 7,5YR (n = 232).

Outro aspecto morfológico importante diz respeito à posição no perfil onde se pode formar. A formação do B espódico está ligada, dentre outros fatores, ao material de origem, vegetação, tempo de residência média da MO, histórico sazonal e ao tempo de formação. Essa bagagem torna a variabilidade da profundidade e espessura do B espódico muito abrangente. Várias regiões, como nos Tabuleiros Costeiros, por exemplo, mostram a ocorrência de B espódicos próximos à superfície, a 50 cm de profundidade (como em Silva et al., 2013; Gomes et al., 2017), enquanto em outras o horizonte espódico pode ocorrer a partir de 1 m de profundidade e com espessuras maiores que 1 m, como no caso dos Espodossolos mal drenados da Amazônia (Montes et al., 2011). De acordo com Santos et al. (2025), horizontes espódicos podem aparecer mesmo superficialmente, caso o solo tenha sido truncado. Devido a essas características, o SiBCS define uma seção de controle de 2 m para a sua classificação, ou até 4 m caso subjacente a horizontes A + E que ultrapassem 2 m de profundidade. Essa seção deve ser reavaliada considerando as peculiaridades dos levantamentos em campo visando estudos para fins pedológicos, principalmente em Espodossolos hidromórficos, e para fins de mapeamento.

Nossa investigação revelou que o início do horizonte B espódico foi registrado desde posições superficiais até profundidades superiores a 5 m. A maior parte dos registros concentra-se nos primeiros 2,5 m do perfil (Figura 3), com 93% dos horizontes B espódicos iniciando-se até 1,75 m e 92% encerrando-se até 2,00 m. No entanto, essa distribuição deve ser interpretada com cautela, uma vez que reflete, em grande parte, o viés inerente aos levantamentos pedológicos convencionais, nos quais Espodossolos são prioritariamente identificados a partir de solos arenosos e confirmados por tradagens (quase sempre rasas), o que tende a subestimar a ocorrência de horizontes espódicos em maiores profundidades. Assim, os dados apresentados

representam a distribuição observada nos levantamentos disponíveis, e não necessariamente a profundidade potencial de desenvolvimento dos horizontes B espódicos na paisagem.

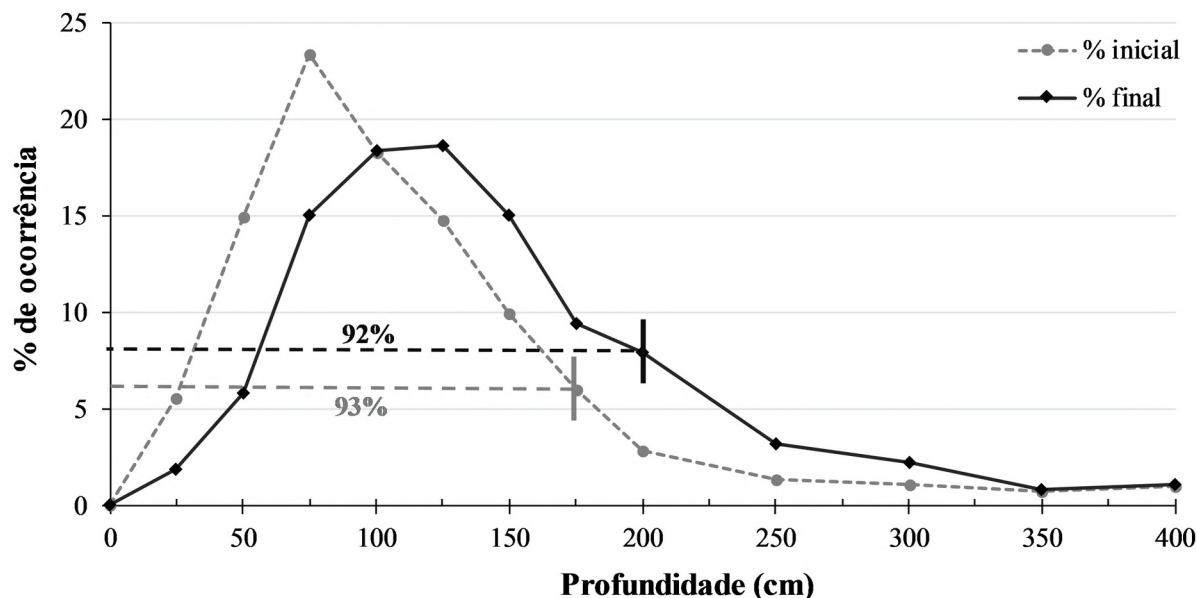


Figura 3. Porcentagem da ocorrência de horizontes espódicos em diferentes profundidades.

1.2.4. Características Físicas e Químicas

Independente da região avaliada, estudos sobre a composição granulométrica em Espodossolos sempre mostram uma essência arenosa. No Brasil, os Espodossolos são homogêneos quanto à proporção de areia no perfil, geralmente apresentando mais que 90% de areia no A, E, B, e raramente menos que 70%, enquanto no horizonte C as proporções são mais heterogêneas, com possibilidades de se encontrar até classe textural argila (como em Gomes et al., 2007). Ao avaliar os perfis, observamos que os Espodossolos se enquadram majoritariamente na classe areia, seguida areia franca e, por vezes, classes mais finas (Figura 4A). Mais de 90% dos B espódicos possuem um conteúdo de areia acima de 70%. De forma específica, dos 792 B espódicos avaliados (Figura 4B), 59,9% possuem um conteúdo de areia maior que 85% conjugado com menos de 10% de argila.

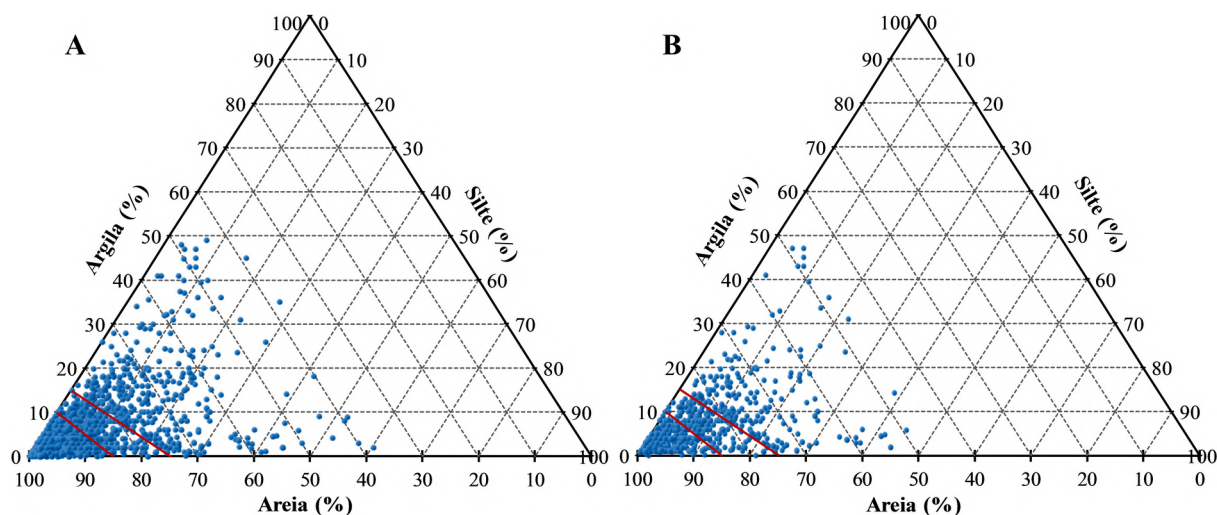


Figura 4. Distribuição de tamanho das partículas primárias de Espodosolos por perfis completos (4A, n = 2008); e por horizontes espódicos (4B, n = 792).

A contribuição da areia fina (49%) em relação ao conteúdo total é maior que da areia grossa (35%), o que é um ponto positivo na adoção de estratégias para irrigação devido a uma menor porosidade comparada a uma contribuição maior de areia grossa (Tabela 3). Como o conteúdo de silte e argila foram ambos menores que 10%, ainda que o grau de flocculação da argila exibiu uma média de 61%, é desconsiderado como um bom índice agregação estrutural do solo. A densidade de partícula (D_p), por outro lado, demonstra melhor a realidade destes solos. Apesar que poucos perfis instituíram a análise (n = 129), a D_p mostrou uma média consistente de $2,57 \text{ g cm}^{-3}$ com um baixo coeficiente de variação e desvio padrão.

Essa D_p média está bem próxima ao valor de $2,65 \text{ g cm}^{-3}$, que é o padrão dado para representar os minerais do solo e que coincide com a D_p do quartzo puro (Skopp, 2000), confirmando a natureza arenoquartzosa do horizonte iluvial. Essas características granulométricas deixam evidente a ausência de uma organização estrutural, que aliada aos processos de eluviação e iluviação, explicam por que quase sempre a sua estrutura é do tipo grãos simples nos horizontes A, E, e C, e maciça no B espódico. Essa ausência de agregação por si só, sem mencionar a fertilidade, não impede o uso agrícola destes solos, mas impõe desafios estratégicos de manejo, principalmente os relacionados a irrigação e adubação.

Em relação as características químicas, os B espódicos mostram predominantemente uma reação ácida, com um pH em água variando de 2,8 a 10,2, e média de $4,87 \pm 1$. É importante notar que condições mais ácidas não são incomuns levando em conta o material de origem quartzoso e sabendo-se que os Espodosolos tendem a se tornar mais ácidos de acordo com o seu desenvolvimento (Buurman & Jongmans, 2005). No entanto, valores de pH alcalinos levantam questionamentos sobre o processo de podzolização nesses ambientes. Essa faixa de

pH variando de neutro a alcalino tem sido encontrada em Espodosolos salinos da Nhecolândia, região do Pantanal Sul-mato-grossense (Schiavo et al., 2012; Menezes et al., 2022; Oliveira et al., 2022), os quais têm sido caracterizados por sua alta soma de bases, baixos teores de CO e de óxidos de Al. Essas características são antagônicas aquelas que dão origem ao processo de podzolização (Menezes et al., 2022) e necessitam de maiores investigações a respeito dos mecanismos de mobilização e translocação envolvidos na formação dos horizontes espódicos.

Tabela 3. Estatística descritiva exploratória geral para horizontes B espódicos no Brasil.

Atributos	n	Média + DP	Med.	Mín.	Máx.	CV%	Assim.	Curt.	K-S ¹
Areia T. (%)	797	85,90 ± 10,9	88,50	47,0	99,17	12	-1,25	1,46	-
Areia G. (%)	670	35,87 ± 26,2	33,75	0,00	98,00	73	0,33	-0,93	-
Areia F. (%)	670	49,20 ± 28,3	45,80	0,10	98,40	57	0,18	-1,24	-
Silte (%)	796	7,41 ± 7,2	5,50	0,00	41,03	97	1,66	3,01	-
Argila (%)	794	6,16 ± 5,5	4,30	0,00	33,50	89	1,79	3,91	-
AD (%)	217	9,11 ± 13,8	2,10	0,00	61,00	151	2,16	4,47	-
GF (%)	215	61,06 ± 34,7	67,00	0,00	100,00	56	-0,46	-1,07	-
Dp g cm ⁻³	129	2,57 ± 0,1	2,60	2,30	2,75	3	-0,58	0,02	-
pH (H ₂ O)	812	4,87 ± 1,0	4,80	2,80	10,20	20	2,16	8,41	-
Ca ²⁺ (cmol _c dm ⁻³)	429	0,31 ± 0,3	0,20	0,00	2,08	117	2,35	6,28	-
Mg ²⁺ (cmol _c dm ⁻³)	430	0,20 ± 0,2	0,10	0,00	1,31	120	2,22	5,64	-
K ⁺ (cmol _c dm ⁻³)	485	0,04 ± 0,09	0,01	0,00	0,64	227	4,90	25,80	-
Na ⁺ (cmol _c dm ⁻³)	459	0,09 ± 0,2	0,02	0,00	2,60	310	6,88	52,47	-
H ⁺ (cmol _c dm ⁻³)	424	6,58 ± 6,0	5,30	0,00	28,70	91	1,34	1,85	-
Al ³⁺ (cmol _c dm ⁻³)	652	1,92 ± 2,7	0,99	0,00	22,33	141	3,35	15,80	-
CO (g kg ⁻¹)	807	15,35 ± 14,8	10,50	0,00	85,00	96	1,61	3,05	-
N (g kg ⁻¹)	256	0,57 ± 0,5	0,40	0,00	4,90	96	3,77	22,06	-
P assim. (mg kg ⁻¹)	293	4,49 ± 6,9	1,88	0,00	36,00	153	2,43	5,67	-
Fed (g kg ⁻¹)	343	1,75 ± 4,0	0,34	0,00	26,60	227	3,76	15,81	-
Feo (g kg ⁻¹)	350	1,03 ± 2,1	0,10	0,00	10,90	204	2,75	7,45	-
Ald (g kg ⁻¹)	140	3,05 ± 3,0	1,70	0,08	12,49	99	1,44	1,25	-
Alo (g kg ⁻¹)	314	3,12 ± 3,4	1,76	0,00	16,75	111	1,69	2,73	-
Fep (g kg ⁻¹)	257	0,53 ± 1,2	0,05	0,00	6,53	231	3,23	10,35	-
Alp (g kg ⁻¹)	259	2,96 ± 3,2	1,87	0,00	16,20	110	1,80	3,46	-

Obs.: 2% do n amostral total (848) foram eliminados como dados discrepantes (outliers). ¹K-S: Teste de hipótese de normalidade de distribuição de Kolmogorov-Smirnov a 5% de significância; ‘-’ distribuição não normal. Fed: ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Feo: ferro extraído por oxalato de amônio ácido; Fep: ferro extraído por pirofosfato de sódio; Ald: alumínio extraído por ditionito-citrato-bicarbonato; Alo: alumínio extraído por oxalato de amônio ácido; Alp: alumínio extraído por pirofosfato de sódio.

O teor de Al³⁺ nos B espódicos foi menor do que se esperava, com média de 1,92 cmol_c dm⁻³, ainda que considerado um alto teor para o uso agrícola sem a devida correção (Sobral et al., 2015), refletindo a pobreza do material de origem. Essa alta acidez trocável tem uma dinâmica de mobilidade facilitada na solução do solo, principalmente em condições hidromórficas. Por outro lado, os teores de P disponível se situam numa faixa considerada entre

baixos a adequados teores ($0,0$ a 36 mg kg^{-1}), mas com uma média que se enquadra na classe de baixos teores ($4,49 \text{ mg kg}^{-1}$) mesmo em vista do baixo teor de argila, a qual é responsável pelo maior ou menor grau de tamponamento do solo (Sobral et al., 2015). As médias das bases trocáveis Ca^{2+} , Mg^{2+} e K^{+} se enquadram todos na classe de baixos teores, com médias de $0,3$; $0,2$; e $0,04 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$, respectivamente, mostrando a baixa fertilidade destes horizontes iluviais.

Os teores de alumínio extraído via técnicas de dissolução seletiva Ald, Alo e Alp apresentaram um valor médio de $\sim 3 \text{ g kg}^{-1}$, teores ligeiramente maiores que as frações de Fe. Esses teores médios mostram que os B espódicos, apesar que em teoria de 80% - 85% do Al solúvel migrado do horizonte E pode ser ligado a MO (Sauer et al., 2007), possuem contribuições similares das formas livres, amorfos e ligados a MO em sua constituição. Por outro lado, os resultados mostram que as contribuições de Fe na constituição do B espódico segue a sequência $\text{Fed} > \text{Feo} > \text{Fep}$, com teores médios que decaem de $1,75$, para $1,03$ e $0,53 \text{ g kg}^{-1}$, respectivamente.

1.2.5. Diferenças e Influências do Meio Físico nos Espodossolos

Os resultados da análise fatorial (AF) mostram que as variações entre os Espodossolos ao longo do Brasil podem ser explicadas e separadas tanto por meio da vegetação como via classes de pedoambientes (Tabela 2). Para essa separação, os atributos que mais representam os Espodossolos foram reduzidos por modelagem, utilizando-se somente os horizontes espódicos, até o ponto em que o teste de KMO e variância explicativa acumulada indicassem adequações acima de $0,6$ e 70% , respectivamente.

Dessa forma, a AF sob a hipótese de explicação por meio das classes de vegetação proposta por Veloso et al. (1991) reduziu as 30 variáveis originais em apenas 11 novas variáveis latentes e 4 classes de vegetações (Figura 5A). De acordo com o plano fatorial, a textura do solo representou 56% (CP1) da variação explicativa, de modo que os conteúdos de silte e argila estão distantes da nuvem de pontos das vegetações, logo possuem fracas influências. Por outro lado, a areia total foi a variável que mais fortemente influenciou as vegetações, dada a distância a partir do centro de origem e a proximidade da nuvem de pontos em que as vegetações se intersectam. A CP2 contém as variáveis Al^{3+} , pH, Dp, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} , SiO_2 , Feo, as quais representaram $21,6\%$ da variação comportamental restante dos dados. A vegetação de cerrado foi a que mais se distinguiu das demais, estando fortemente correlacionada a maiores teores de bases trocáveis, Feo, e um pH menos ácido. A Campinarana, por outro lado, foi fortemente influenciada por sua alta acidez trocável, mostrando características contrárias à do cerrado, isto é, se caracteriza por

seus menores teores de bases trocáveis, Feo e um pH mais ácido em comparação às demais vegetações.

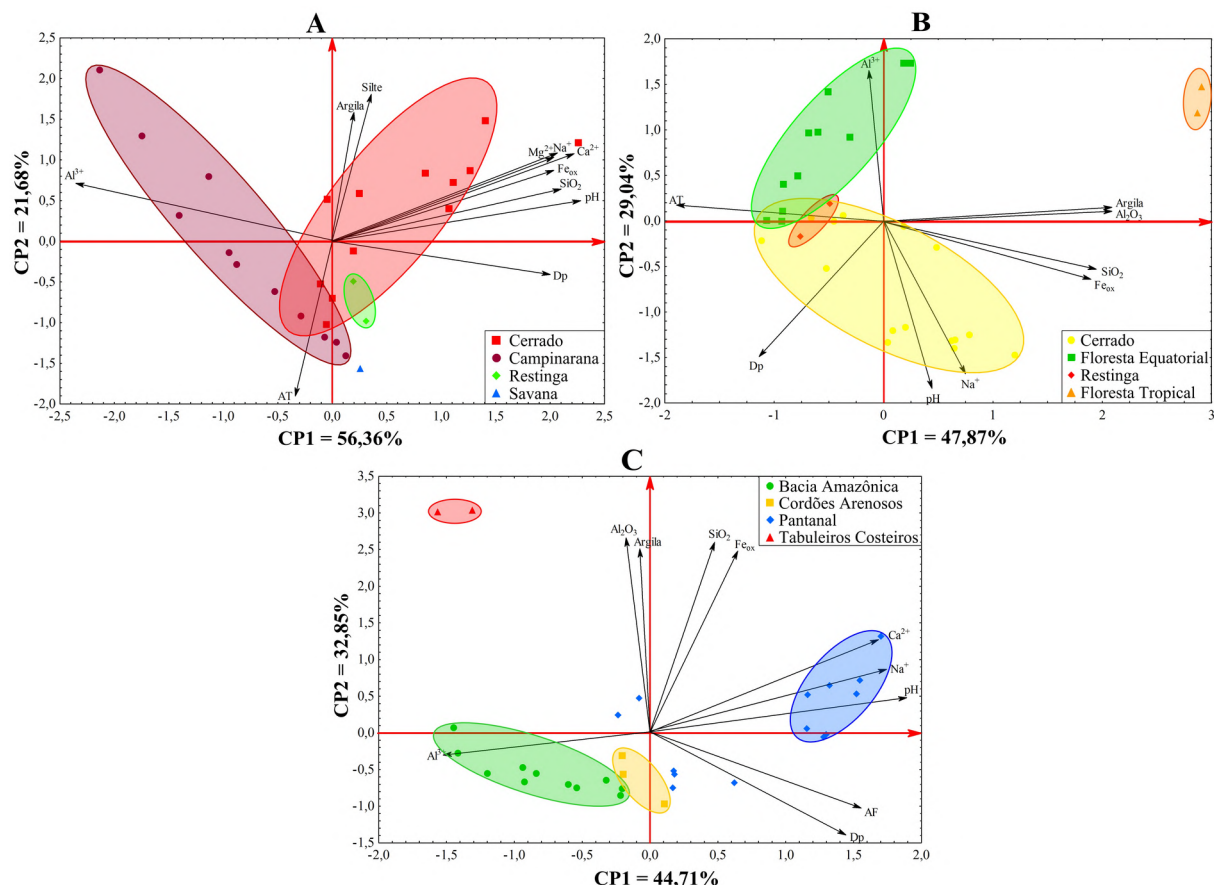


Figura 5. Análise fatorial para os atributos de horizontes B espódicos de Espodossolos classificados conforme: (A) vegetação sob taxonomia de Veloso et al. (1991); (B) vegetação sob taxonomia da EMBRAPA solos (Santos et al., 2015) e; (C) pedoambientes (Menezes et al., 2018). Os fatores foram rotacionados (varimax), extraídos por componentes principais, e projetados por exclusão Listwise para lidar com dados omissos.

A AF sobre a taxonomia da vegetação proposta pela Embrapa Solos (Santos et al., 2015) também se mostrou válida (Figura 5B) e similar as características resultantes da AF sobre o sistema de Veloso et al. (1991). A CP1 foi composta pelas variáveis areia total, argila, Feo, SiO₂, e Al₂O₃, representando 47,8% da variância explicativa dos dados, enquanto que a CP2 representou 29% com as variáveis pH, Na⁺, Al³⁺, e Dp. O conteúdo de areia total, como se espera, foi a variável que mais fortemente representou e influenciou todas as vegetações, destacando-se a floresta tropical. Essa classe de vegetação mostrou características isoladas das demais vegetações, como uma nuvem de pontos contrária ao sentido da areia total, isto é, indicam que neste tipo de cobertura vegetal os B espódicos possuem um menor conteúdo de areia, bem como de Dp. O cerrado, mais uma vez, se distingue das demais coberturas por sua reação menos ácida e maiores teores de sódio. E por fim, a restinga mostrou uma pequena

nuvem de pontos, provavelmente indicando características intermediárias entre o cerrado e a floresta equatorial, mas com os menores conteúdo de argila.

Em relação a diferenciação dos Espodossolos por meio das classes de pedoambientes (Menezes et al., 2018), a AF mostrou que as classes propostas notadamente mostram Espodossolos com características bem definidas e distintas, com exceção do pantanal (Figura 5C), provavelmente em vista da miscigenação de perfis salinos e não salinos. A CP1 foi representada pelos atributos areia fina, pH, Ca^{2+} , Na^+ , Al^{3+} , constituindo 44,7% da variância explicativa dos dados. A CP2 foi composta por argila, Dp, Feo, SiO_2 , e Al_2O_3 , completando mais 33% da variação dos Espodossolos.

Em primeira vista, os tabuleiros costeiros formam um grupo isolado, como a oposição ao quadrante da areia fina e Dp (Figura 5C), indicando que não são representados por estas variáveis, mas razoavelmente pelos teores de Al_2O_3 e argila. Os Espodossolos da bacia amazônica e dos cordões arenosos das planícies costeiras, ainda que distintos entre si, compartilham uma alta acidez trocável em comum. Em contrapartida, os Espodossolos do pantanal mostram as características mais segregadas, sendo fortemente representado pelos maiores teores de Na^+ , Ca^{2+} , Feo, areia fina, e um pH elevado. Ainda, sua nuvem de pontos se posiciona em quadrante oposto ao teor de Al^{3+} , indicando não sofrer nenhuma influência da acidez trocável, levando a incertezas nos mecanismos de podzolização. Estudos mais detalhados que esclareçam as espécies, carreadores e destino do Al, ou que evidenciem a formação do B espódico em condições de depleção de Al necessitam serem realizados.

Com o intuito de verificar os principais grupamentos de atributos em cada classe testada, uma análise de cluster foi realizada utilizando os coeficientes de pontuação dos fatores da AF, empregando como regra de ligação somente simples ligações, e a distância entre grupos medidas por meio da distância euclidiana (Figura 6). Os agrupamentos mostram que, independente da classe adotada, o Al^{3+} sempre forma um grupo primário isolado, indicando o seu poder discriminatório nos horizontes iluviais e corroborando o seu comportamento altamente representativo pela AF.

Para os Espodossolos sob ambas as taxonomias de Veloso et al. (1991) e Embrapa (Figura 6A, 6B), a areia total, Dp e o teor de Al^{3+} compõem os maiores grupos formados, indicando serem os atributos com maior representatividade nesses ambientes. No entanto, essas classes diferem nos pequenos agrupamentos, ambas possuindo vantagens e desvantagens na representação da variabilidade das características dos B espódicos ao longo do Brasil. As classes de Veloso et al. (1991) foram consistentes ao agrupar os teores os óxidos e bases trocáveis juntamente com o pH, isto é, mostram um agrupamento mais consistente,

representando uma média geral do comportamento observado em todas as classes de vegetações. Em contrapartida, as classes propostas pela Embrapa mostram que os óxidos são um grupo distinto do grupo formado por Dp, pH e Na^+ . Isto indica que estas classes favoreceram a correlação observada entre os teores de Na^+ e pH observada no cerrado.

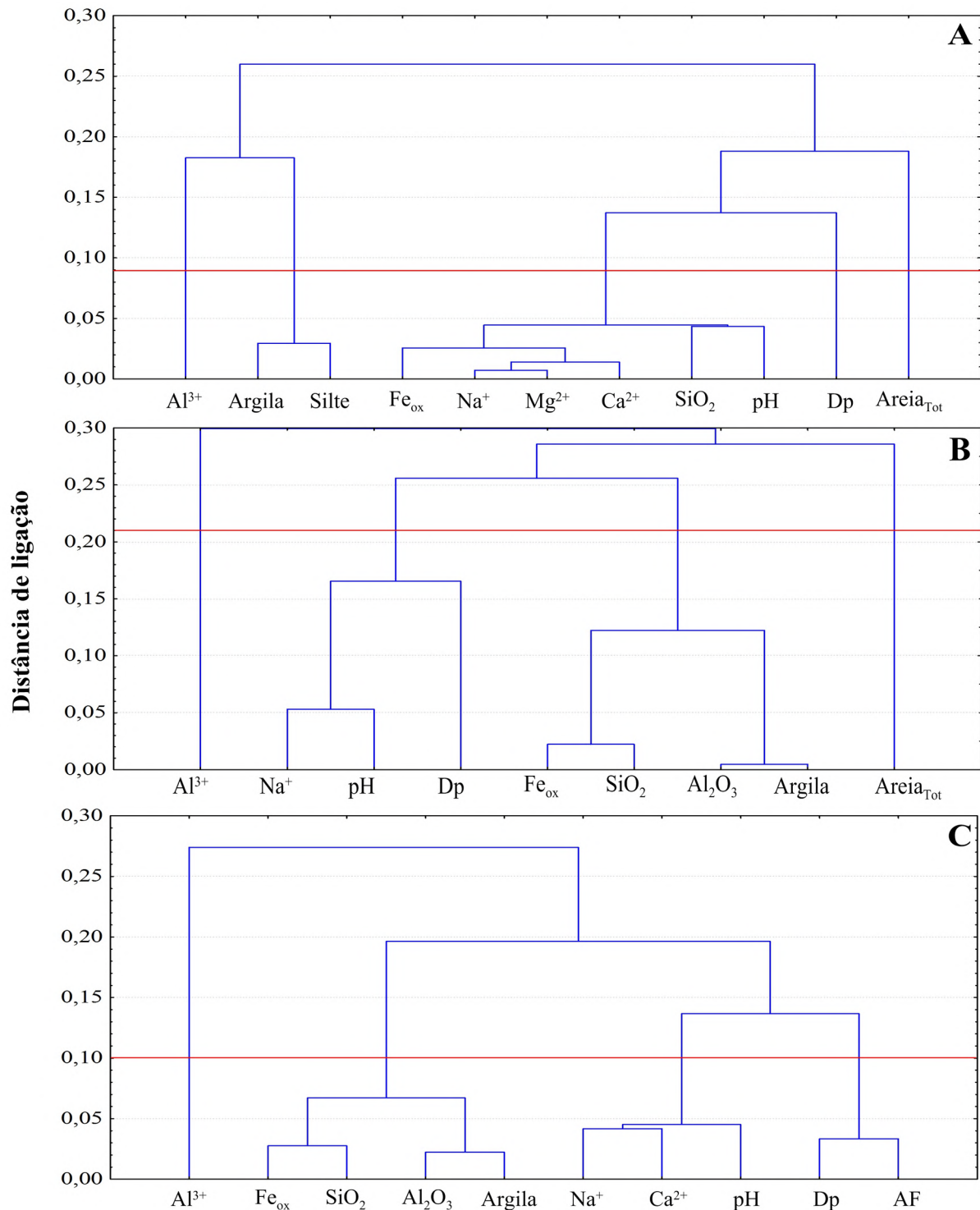


Figura 6. Análise de agrupamentos para os atributos de B espódicos de Espodossolos classificados conforme: (A) vegetação sob taxonomia de Veloso et al. (1991); (B) vegetação sob taxonomia da EMBRAPA solos (Santos et al.,

2015) e; (C) pedoambientes (Menezes et al., 2018). Os grupos foram gerados a partir dos escores fatoriais da análise fatorial, utilizando ligações simples.

As classes de pedoambientes, por sua vez, mostram o Al^{3+} como sendo o atributo que mais bem representou os Espodossolos em todas as regiões (Figura 6C). Estas classes mostram que independentemente do pedoambiente, a variabilidade dos B espódicos pode ser representada por três grupos de atributos bem correlacionados depois Al^{3+} . São eles: 1) os óxidos e conteúdo de argila; 2) o pH com as bases Ca^{2+} e Na^{+} ; e 3) o conteúdo de areia fina com a Dp. Esses grupos sugerem que, nos B espódicos, esses atributos agrupados tendem a responder de forma semelhante frente às variações ambientais. Em grande parte, a melhor aptidão para agrupar os Espodossolos de acordo com a variação do meio físico foi favorecida pelo número reduzido de classes e aumentado de repetições (características mais generalistas). No entanto, dado a clareza na separação dos grupos, bem como a predominância de ligações em níveis hierárquicos mais baixos, se reforça o papel dos pedoambientes na variabilidade dos atributos de B espódicos, destacando esta abordagem como a mais eficaz dentre as hipóteses testadas.

1.3. TEORIAS DA GÊNESE DE ESPODOSSOLOS NO BRASIL

1.3.1. Conceituação

De maneira geral, os Espodossolos compreendem solos constituídos de material mineral com presença de horizonte B espódico, diagnosticado pela eluviação de MO-Al, podendo conter ou não compostos MO-Fe (Santos et al., 2025; IUSS Working Group WRB, 2022). O B espódico, em específico, deve ser um horizonte mineral subsuperficial com $\geq 2,5$ cm de espessura, com acumulação iluvial de MO humificada conjugada com Al. Pode ainda ser formado subjacente a qualquer horizonte A ou histico (desde que não atenda aos critérios de um Organossolo), ou abaixo de um E eluvial. Apesar de frequentemente apresentarem uma sequência A, E, B espódico, C (Santos et al., 2025), mostram uma variedade de sequências e profundidades e, por isso, não há como definir uma sequência de horizontes específicos para o seu estabelecimento desde a superfície até o horizonte C, conforme indicado na Figura 3.

A formação do B espódico se dá pelo processo pedogenético de podzolização, o qual transloca MO complexada com Al e Fe para camadas mais profundas do solo (Buol et al., 2011). Estes solos são predominantemente encontrados em zonas boreais e temperadas, mas podem ocorrer também em regiões tropicais. No Brasil, extensas áreas de podzolização têm sido encontradas, principalmente na Bacia Amazônica, devido a sua variabilidade climática, geológica, pedológica e geomorfológica. Conforme demonstrado que a melhor forma de

agrupar os Espodossolos com características semelhantes ao longo do Brasil se dá por meio de classes pedoambientais (Figuras 5, 6), a seguir, sintetizamos as principais teorias de formação, sua relevância para o contexto edafoclimático brasileiro, e detalhamos subsequentemente a gênese em cada uma dessas classes.

1.3.2. Teorias

Várias teorias têm sido postuladas para explicar a formação de Espodossolos, com foco principal nos mecanismos de podzolização. Ao longo de décadas de conhecimentos gerados, grandes revisões sistemáticas agruparam e refinaram essas teorias, afunilando-as até alcançar as dominantes e mais condizentes para cada realidade. Lundström et al. (2000) descreveram três teorias dominantes: 1º) Teoria da Complexação, na qual ácidos orgânicos (e.g. ácidos fúlvicos e húmicos) da vegetação complexam com Al e Fe, os mobilizando e translocando do horizonte E para precipitar no B como complexos organometálicos; 2º) Teoria da Migração Inorgânica, a qual enfatiza o transporte de Al e Fe como solutos inorgânicos ou compostos amorfos (e.g. proto-imogolita), esses compostos precipitam nos horizontes B devido ao gradiente de pH ou concentração; 3º) Teoria Biogênica, que destaca a atividade microbiana e radicular na produção de ácidos orgânicos e na facilitação da translocação de metais.

Posteriormente, com base nas teorias anteriormente citadas, Buurman & Jongmans (2005) propuseram a Teoria Polimorfológica. Esta teoria integra complexação e migração inorgânica, sugerindo que a podzolização envolve processos monomórficos (revestimentos orgânicos uniformes) e polimórficos (agregados organominerais diversos), juntamente com o tipo de vegetação e a drenagem influenciando a morfologia do horizonte. Sauer et al. (2007), por sua vez, enfatizaram a Teoria Hidromórfica, que é especialmente relevante em ambientes mal drenados, onde o alagamento sazonal e os processos redox aumentam a mobilização e a cimentação de Fe em B espódicos. Essas teorias, em conjunto, destacam a interação entre MO, hidrologia e intemperismo mineral na gênese de Espodossolos, sendo dirigida pelo clima, material de origem e atividade biótica.

No Brasil, a podzolização é impulsionada em regiões sob clima úmido, com alta pluviosidade e presença de solos ácidos sob um material de origem rico em quartzo. As Teorias da Complexação (complexação de Fe e Al por ácidos orgânicos da vegetação) e a Hidromórfica (mobilização de metais induzida por condições redox em ambientes alagados) são particularmente relevantes devido à abundante formação de feições vegetacionais ricas em plantas C3 e C4 e à hidrologia variável, provavelmente representando as formas de podzolização em maior extensão territorial. Por outro lado, a Teoria Polimorfológica integra

ambos processos e explica melhor as diversas morfologias organominerais nas paisagens geologicamente variadas, principalmente nas áreas podzolizadas das franjas costeiras arenosas, escudos pré-cambrianos, aluviões quaternários, arenitos terciários e planaltos graníticos/gnáissicos. As Teorias da Migração Inorgânica e Biogênica parecem desempenhar papéis secundários, contribuindo mais para a precipitação de aluminossilicatos em ambientes bem drenados e para os aportes orgânicos mediados por microrganismos/raízes, respectivamente.

Na Bacia Amazônica, a Teoria da Complexação é dominante, onde a alta precipitação pluvial (> 2.000 mm/ano) e vegetação campinarana/floresta (historicamente dominada por C3, Mendonça et al, 2014), produzem ácidos húmicos e fúlvicos que complexam Al e Fe, formando horizontes espódicos espessos em arenitos ricos em quartzo, como na Formação Alter do Chão (Horbe et al., 2004). No entanto, processos hidromórficos também são comuns e críticos na bacia alagada do Rio Negro, onde a inundação sazonal aumenta a mobilização de Fe e a cimentação do B espódico (Dubroeuq & Volkoff, 1998), se alinhando na Teoria Hidromórfica.

Nas Franjas Costeiras Arenosas, a podzolização sob as zonas de restinga se alinham ao postulado pela Teoria da Complexação, onde a alta pluviosidade (1.500-2.000 mm/ano) e a restinga (dominada por plantas C3) mobilizam Al e Fe, formando horizontes E e Bh bem desenvolvidos (Silva et al., 2013). No entanto, a Teoria Polimorfológica é quem explica os revestimentos orgânicos monomórficos de perfis bem drenados, enquanto a Teoria Hidromórfica se aplica às áreas baixas e mal drenadas com horizontes espódicos cimentados, semelhantemente às depressões dos Tabuleiros Costeiros (Corrêa et al., 2008).

O Pantanal, por ser uma área que sofre de pulsos de inundações, indubitavelmente a podzolização é explicada pela Teoria Hidromórfica, pois o alagamento sazonal em depressões e terraços aluviais mobiliza Fe e Al sob condições redutoras, formando horizontes Bhs finos e cimentados (Menezes et al., 2022). No entanto, a complexação também desempenha um papel importante nesse cenário, visto que a vegetação mista C3/C4 (florestas de galeria/gramíneas de cerrado) atuam fornecendo ácidos orgânicos (Schiavo et al., 2012).

Nos Tabuleiros Costeiros, os Espodosolos desenvolvidos sobre os substratos arenosos do Grupo Barreiras parecem ser mais bem explicados pela Teoria Polimorfológica, em que a vegetação de restinga/floresta e a drenagem variável governam a translocação de Al e Fe, com a característica de produzir revestimentos monomórficos em perfis bem drenados e agregados polimórficos em depressões hidromórficas (Oliveira et al., 2010; Souza et al., 2020). Além disso, também tem sido evidenciado o transporte de MO dissolvida mediada por raízes (Souza et al., 2020), sugerindo a atuação de múltiplas teorias.

Na cadeia montanhosa de alta altitude, serras como a da Mantiqueira e do Brigadeiro (1.000-2.000 m de altitude), apresentam temperaturas mais baixas (15-20°C) e uma alta precipitação pluvial (1.500-2.500 mm/ano) sobre substratos migmatíticos e graníticos-metamórficos (Benites et al., 2001; Simas et al., 2005), favorecendo a atuação da podzolização por meio da Teoria da Complexação, isto é, pela complexação dos ácidos orgânicos da vegetação dos campos montanhosos. No entanto, a Teoria da Migração Inorgânica também desempenha um papel chave devido ao intemperismo por aluminossilicatos, enquanto que outros processos como atividade microbiana e dos sistemas radiculares desempenham papéis secundários ao intensificar a podzolização (Teoria Biogênica).

Nesse entendimento, fica evidenciado como o alinhamento a diferentes teorias de podzolização é condicionada pela variação edafoclimática, e que a gênese dos Espodossolos é moldada então não apenas por uma “podzolização clássica”, mas por distintos processos pedogenéticos que levam à podzolização. A seguir, damos uma ênfase maior na gênese por região com o intuito de apresentar uma proposta de modelo integrado da gênese e evolução destes solos.

1.3.3. Gênese na Bacia Amazônica

Os Espodossolos da Bacia Amazônica tem sido os mais amplamente estudados devido a sua maior ocorrência em extensão e particularidades, com pesquisas concentradas desde o Estado do Acre (Mendonça et al., 2020; Pereira et al., 2020), Amazonas, principalmente na Bacia do Rio Negro e do Rio Demini (e.g. Chauvel et al., 1987; Bravard & Righi, 1990; Lucas et al., 1996; Dubroeuq & Volkoff, 1998; Horbe et al., 2004; Mafra et al., 2007; Nascimento et al., 2004, 2008; Montes et al., 2007; Patel-Sorrentino et al., 2007; Fritsch et al., 2009, 2011; Bardy et al., 2010; Ishida et al., 2014; Guimarães et al., 2018; Tadini et al., 2019; e Huaman et al., 2020), e em Roraima (e.g. Mendonça et al., 2014; Vale Jr et al., 2016). A podzolização nessas áreas é impulsionada pela alta precipitação, condições ácidas e tipos específicos de vegetação (Campinarana).

De modo geral, sedimentos quaternários e terciários constituem os substratos para a ocorrência de Espodossolos. Horbe et al. (2003) descrevem depósitos de areia branca no nordeste do Amazonas (Manaus/Presidente Figueiredo), derivados de arenitos cretáceos da Formação Alter do Chão, que formam platôs permeáveis propícios à podzolização. Guimarães et al. (2018) destacam terraços e depressões fluviais no Rio Demini, onde Espodossolos se desenvolvem em substratos arenosos retrabalhados por processos fluviais. Dubroeuq & Volkoff (1998) propõem uma transformação de Latossolo em Espodossolo na bacia do Rio

Negro, impulsionada por um intemperismo prolongado e lixiviação de substratos ricos em argila. Montes et al. (2007) relacionam a gênese do Espodossolo à caulinitização nas proximidades de São Gabriel da Cachoeira, onde a dissolução da argila produz perfis arenosos. Tanto Mendonça et al. (2014), no Parque Nacional do Viruá (RR), quanto Guimarães et al. (2018), nas margens do Rio Demini (AM), ao analisar a contribuição da vegetação para o aporte de MO, encontraram um $\delta^{13}\text{C}$ da fração AH indicando a dominância de espécies C3, isto é, uma dominância histórica de espécies de Campinaranas. Mendonça et al. (2020) observam substratos arenosos semelhantes na Serra do Divisor do Acre, formados por sedimentação fluvial ao longo do Rio Moa.

Em relação à variação hidrológica, normalmente os estudos tem mostrado que ela molda a morfologia dos Espodossolos. Dubroeuq & Volkoff (1998) descrevem que em Espodossolos hidromórficos a elevação do lençol freático promove o fluxo lateral da água, formando faixas horizontais de MO que refletem a estratificação sedimentar. Fritsch et al. (2009) relatam flutuações sazonais do lençol freático nos Espodossolos do Rio Negro, aumentando a mobilização de Fe por meio de processos redox, com óxidos de Fe (goethita, hematita) cimentando horizontes Bhs. Nascimento et al. (2008) destacam a química da água subterrânea nos Espodossolos do Rio Negro, com um baixo pH e altas concentrações de MO dissolvida que impulsionam o transporte de Al/Fe. Horbe et al. (2003), contrastando Espodossolos bem drenados nos platôs, descrevem que a eluviação vertical dessas áreas formam ‘glossas’ (tradução ainda não oficial para o termo inglês ‘tongues’) pronunciadas no horizonte E, com perfis hidromórficos em depressões. Mendonça et al. (2020) observam B espódicos cimentados, e associam ao alagamento e à acumulação de Fe.

O intemperismo, por sua vez, tem se mostrado um impulsionador das mudanças minerais nos Espodossolos. Fritsch et al. (2011) apresentam um modelo de intemperismo para os Espodossolos do Rio Negro, com caulinita dominando a fração argila e óxidos de Al (gibbsita)/Fe nos B espódicos, em que processos de dissolução de minerais de argila prevalecem sobre a cristalização, refletindo a intensa hidrólise. A análise espectroscópica Mössbauer desses autores mostrou Fe em complexos orgânicos estabilizando os horizontes Bhs. Montes et al. (2007) relatam caulinitização e desferrificação maciças nos Espodossolos, reduzindo o Fe nos horizontes superficiais e enriquecendo os B espódicos. Ishida et al. (2014) documentam a dissolução de microclina e caulinita através de estudos em catenas no Amazonas, com acumulações de Ti e Fe nos B espódicos. Também nos Espodossolos em torno de Manaus, Patel-Sorrentino et al. (2007) identificam Si, Al e Fe em complexos organominerais, com gibbsita e aluminossilicatos amorfos.

A matéria orgânica da Campinarana e da vegetação florestal densa é determinante na podzolização. Bardy et al. (2010) analisam a MO dissolvida em águas negras do Rio Negro, revelando alta aromaticidade e grupos carboxílicos/fenólicos que se complexam com Al e Fe, e se mostram estabilizadores de B espódicos. Mafrá et al. (2007), utilizando espectroscopia FTIR e de fluorescência para caracterizar ácidos húmicos em Espodossolos hidromórficos do Alto Rio Negro, observaram altos teores de grupos alifáticos e polissacarídeos que aumentam a mobilidade dos metais. Tadini et al. (2018) quantificaram a humificação em Espodossolos às margens do Rio Demini (norte de Barcelos), e relataram baixos graus de humificação em perfis bem drenados devido ao rápido transporte de MO dissolvida. Mais tarde, Tadini et al. (2019) associaram a ligação de metais como Fe, Al e Si às frações húmicas, com dados de fluorescência indicando complexos organometálicos estáveis. Bardy et al. (2008) encontra MO dominância de MO recalcitrante nos horizontes superficiais e fortemente aromática no Bh, a qual forma revestimentos nos grãos de areia e preenche os poros do solo. Vale Jr et al. (2016), por sua vez, relatam perfis de solo com dominância da fração humina em todas as classes de campinaranas em Roraima, dominância essa que também se faz presente para as classes Neossolos e Latossolos. Montes et al. (2023) observam ainda que, nos Espodossolos gigantes do Amazonas, a mineralização é mais lenta pelo fato do horizonte Bh normalmente estar saturado com água e anóxico, preservando a MO e reduzindo a atividade microbiana.

Análises micromorfológicas têm evidenciado as características da matéria orgânica encontradas. Horbe et al. (2004) descreveram revestimentos organominerais em grãos de quartzo que indicam translocação por canais radiculares. Dubroeuq et al. (1999) relatam a presença de microagregados nos Espodossolos do Rio Negro, formados por atividade biótica, estabilizando a MO. No Acre, Mendonça et al. (2020) identificaram B espódicos cimentados, com nódulos de óxido de Fe e revestimentos orgânicos. Ishida et al. (2014) observam pseudomorfos nos Espodossolos do Amazonas, que indicam uma substituição de caulinita por complexos organominerais. Huamán et al. (2020) destacam associações organominerais nos Espodossolos do Rio Negro, com FTIR mostrando caulinita e gibbsita interagindo com a MO de forma a inibir a cristalização. Esses autores destacam ainda o transporte de MO dissolvida mediado por raízes, aumentando a iluviação.

Diante das características apresentadas, a gênese de Espodossolos na região Amazônica pode ser descrita em termos da podzolização clássica. Areias ricas em quartzo, derivadas de arenitos intemperizados (e.g. Formação Alter do Chão) ou retrabalhamento fluvial, formam planaltos, terraços e depressões permeáveis (> 90% areia, Horbe et al., 2004). A Campinarana e a vegetação florestal contribuem com MO recalcitrante, rica em ácidos húmicos/fúlvicos, que se

complexam com Al e Fe em condições ácidas (pH 4-4,5, Chauvel et al., 1987). Altas precipitações (> 2.000 mm/ano, Horbe et al., 2004) e substratos permeáveis promovem a eluviação vertical em perfis bem drenados, formando horizontes E álbricos com glossas e B espódicos espessos. Já condições hidromórficas em áreas baixas (e.g. Bacia do Rio Negro) promovem o fluxo lateral da água, criando faixas horizontais de MO. O intemperismo dissolve caulinita e feldspatos, enriquecendo os B espódicos com óxidos de Fe, gibbsita e aluminossilicatos amorfos. Processos redox também se fazem presentes, atuando em perfis alagados onde aumentam a mobilização de Fe, cimentando horizontes Bhs. A atividade biótica desempenha um papel específico, estabilizando complexos organominerais e microagregados via canais radiculares e supressão microbiana. Contudo, segundo alguns autores, uma pedogênese prolongada tem transformado Latossolos e Argissolos ricos em argila em Espodossolos bem desenvolvidos, por meio de um sistema de deferralização em profundidade, mas com ocorrências relatadas no domínio da Formação Alter do Chão.

1.3.4. Gênese no Pantanal

O Pantanal faz parte da Bacia do Alto Paraguai, a maior área úmida tropical contígua de água doce da terra, que se estende por parte do Brasil, Bolívia e Paraguai. A geomorfologia do Pantanal provavelmente é o resultado das flutuações climáticas e mudanças ambientais que vêm ocorrendo desde o Pleistoceno Superior. Seu ecossistema é caracterizado por pulsos de inundação e ciclos sazonais de inundação e seca, que mobilizam partes dos nutrientes e do CO armazenados na fase anterior e resultam em um berçário de diversidade biológica. Esses aspectos geomorfológicos e ecossistêmicos propiciam a atuação de diversos processos pedogenéticos formadores de diferentes classes de solos ao longo do tempo (Junk et al., 2011; Assine et al., 2015; Wantzen et al., 2024).

Apesar dos padrões naturais de inundação e seca determinarem as funções ecológicas, os serviços ecossistêmicos e a diversidade biocultural do Pantanal (Wantzen et al., 2024), poucos levantamentos tem buscado compreender as nuances da gênese dos solos desse bioma, em particular dos Espodossolos. A literatura atual que traz dados de fato sobre a gênese dos Espodossolos nessa região é a mais escassa dentre as todas as regiões e, por isso, a gênese aqui estará restrita as pesquisas de Schiavo et al. (2012), Menezes et al. (2022) e Oliveira et al. (2022). Antes de tudo, todas essas pesquisas mostram um ponto em comum que merece destaque: os autores relataram ausência de Al^{3+} e reação alcalina (pH em água entre 4,9-10).

A hidrologia de pulso de inundação do Pantanal, impulsionada pelas águas do Rio Paraguai, é o carreador primário na formação de Espodossolos. Assine et al. (2015) relacionam

a hidrologia a depressões controladas por falhas, que retêm água e promovem a podzolização. Menezes et al. (2022) descrevem Espodossolos hidromórficos na Nhecolândia, onde o alagamento prolongado (3 a 6 meses/ano) cria condições redutoras, mobilizando Fe e formando horizontes Bhs cimentados com goethita e hematita. Schiavo et al. (2012) descrevem Espodossolos no leque do Rio Taquari, e observam flutuações sazonais do nível freático (0,5 a 1,5 m), aumentando a translocação de Fe e Al induzida por oxirredução. Oliveira et al. (2022), por sua vez, destacam o movimento lateral da água em planícies de inundação na sub-região da Nhecolândia, formando faixas orgânicas horizontais, semelhantes aos Espodossolos do Rio Negro (Dubroeuq & Volkoff, 1998), mas com camadas mais finas devido ao aporte de sedimentos.

O intemperismo é moderado, devido a menor precipitação e aportes periódicos de sedimentos em comparação com os Espodossolos da Amazônia. Menezes et al. (2022) relatam, além de caulinita e gibbsita nos B espódicos, outros óxidos como goethita e hematita, refletindo processos redox. Schiavo et al. (2012), entretanto, já haviam observado a dominância de quartzo (80-90%), com pequena dissolução de caulinita aumentando a mobilidade do Al. Em contrapartida, Oliveira et al. (2022) identificaram aluminossilicatos amorfos e óxidos de Fe nos horizontes Bhs, indicando um intemperismo menos intenso do que nos Espodossolos Amazônicos, onde a dissolução de caulinita é mais expressiva (Fritsch et al., 2011). Junk et al. (2011) sugerem que a inundação introduz sedimentos frescos, o que limita a profundidade do intemperismo.

A MO nos Espodossolos do Pantanal é originada da vegetação adaptada ao pulso de inundação, incluindo matas de galeria, gramíneas de savana e plantas aquáticas. Ao utilizar espectroscopia XRF para identificar substâncias húmicas nos perfis, Menezes et al. (2022) descobriram um alto conteúdo de compostos alifáticos e grupos carboxílicos/fenólicos que se ligam ao Al e Fe, estabilizando os B espódicos. Em contraste, Schiavo et al. (2012) relataram um baixo teor de CO (1-2%), como um reflexo da oxidação periódica durante as fases secas. Durante a elevação das águas, provavelmente boa parte da fração recalcitrante da MO é preservada, limitando a decomposição microbiana. Oliveira et al. (2022) observaram predominância da fração humina, principalmente nos B espódicos, indicando alta estabilidade da MO neste ambiente.

Análises micromorfológicas comprovam as vias de translocação relatadas dessa MO. Menezes et al. (2022) observaram revestimentos organominerais em grãos de quartzo, indicando iluviação ao longo dos canais radiculares. Schiavo et al. (2012) descrevem o transporte de MO dissolvida mediada por raízes que estabilizam microagregados contendo

nódulos de Fe nos Bhs cimentados. Oliveira et al. (2022) encontram MO monomórfica formando revestimentos e preenchimentos que cobrem e ligam grãos de quartzo. Esses autores evidenciam que a ocorrência de B espódicos em formas estratificadas ocorrem devido à deposição de sedimentos induzida pelas inundações, contrastando com os revestimentos mais espessos e uniformes observados por Huamán et al. (2020) em Espodossolos da Amazônia.

Em suma, pode-se considerar que a gênese e evolução dos Espodossolos no Pantanal, especialmente na sub-região da Nhecolândia, resultam de um conjunto de processos pedogenéticos controlados pela hidrologia sazonal, elevada alcalinidade e aporte de sedimentos arenosos finos da Formação Pantanal. A alternância sazonal entre inundações prolongadas e períodos de seca acentuada provoca oscilações significativas no lençol freático, induzindo tanto processos redoximórficos quanto a dissolução de minerais primários e da MO superficial. Logo, ao contrário do modelo clássico de podzolização, aqui a dissolução de minerais primários e da MO superficial é favorecida por condições salino-sódicas ($\text{pH} > 10$ e saturação por $\text{Na}^+ > 60\%$), liberando sílica amorfa, Al e Fe, que se associam ao CO dissolvido e migram em subsuperfície. Essa translocação leva à formação de B espódicos escuros e cimentados (ortstein), ricos em MO e óxidos de Al/Fe, com microestruturas monomórficas que recobrem e aglutinam grãos de quartzo. Portanto, trata-se de um processo pedogenético em que a sodificação, cimentação e a mobilização coloidal interagem formando perfis com horizontes E claros sobre B espódicos cimentados, mesmo num meio químico que, teoricamente, inibiria a podzolização.

Comparados aos Espodossolos de qualquer outra região do mundo, os do Pantanal quebram o paradigma clássico da podzolização por não apresentarem Al^{3+} significativo nem acidez elevada, ambos mandatórios ao diagnóstico do B espódico (Santos et al., 2025; IUSS Working Group WRB, 2022). Em vez de Al em formas trocáveis e complexadas sob um pH ácido, os Espodossolos do Pantanal apresentam Al predominantemente em formas não-trocáveis, ligado a compostos organominerais e sílica, sob alta saturação por bases e Na^+ . Contudo, a escassez de pesquisas no Pantanal ainda é fator limitante, de modo que esta proposta de modelo fique estrita às três pesquisas mencionadas anteriormente. Conforme maiores investigações sejam realizadas a nível de representação territorial dos Espodossolos ao longo do Pantanal, os resultados aqui apresentados indicam a necessidade de discutir a ampliação do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) para contemplar esse padrão pedogenético específico. Caso a recorrência e a consistência do modelo sejam confirmadas, propõe-se a inclusão desse conjunto de solos como um caso distinto da podzolização ácida clássica, com relevância em nível de subordem, caracterizando uma classe de Espodossolos

Alcalinos, cuja gênese está associada a processos de sodificação, neoformação mineral e acumulação orgânica.

1.3.5. Gênese nos Tabuleiros Costeiros e na Baixada Litorânea

Os Tabuleiros Costeiros do Brasil, que se estendem de o estado do Amapá até o Rio de Janeiro, são caracterizados por paisagens planas e arenosas formadas sobre sedimentos do Grupo Barreiras do Terciário, e depósitos de areia do Quaternário em ambientes de restinga. Diferentemente da dinâmica de sedimentação fluvial do Pantanal (Assine et al., 2015), o intemperismo do Grupo Barreiras fornece sedimentos ricos em quartzo, resultando na lixiviação de nutrientes e promovendo a pedogênese de Espodossolos (Corrêa et al., 2008; Carvalho & Nunes, 2022). Nas baixas depressões, Andrade et al. (2020) encontraram Espodossolos sobrepostos a Argissolos, indicando uma transição pedogênica.

O intemperismo é intenso principalmente no Planalto Costeiro devido à alta pluviosidade e aos substratos arenosos. Oliveira et al. (2010) relatam que, nos Espodossolos sob o Grupo Barreiras (Bahia), além da dominância de quartzo (> 90%) seus resultados indicam a dissolução de caulinita com gibbsita, goethita e hematita em B espódicos. Gomes et al. (2017) ao analisar horizontes cimentados, identificam um enriquecimento com aluminossilicatos amorfos, refletindo a iluviação de Fe e Al. Souza et al. (2020), utilizaram espectroscopia Mössbauer para confirmar a presença de Fe em complexos orgânicos, os quais foram identificados como estabilizadores dos B espódicos. Diniz et al. (2025), analisando a porção mais dissecada dos tabuleiros (norte da Bahia), descrevem a dissolução de argilominerais como precursora da podzolização, transformando Argissolos em Espodossolos.

A hidrologia nos Tabuleiros Costeiros varia desde condições bem drenadas a hidromórficas. Nas depressões, em geral, a flutuação do lençol freático promove a podzolização hidromórfica, formando horizontes Bhs cimentados com processos redox que aumentam a acumulação de óxidos de Fe (Oliveira et al., 2010; Diniz et al., 2025). Por outro lado, a eluviação vertical é dominante nas porções mais bem drenadas (Silva et al., 2013), onde a precipitação pluvial (1.500-2.000 mm/ano) impulsiona a translocação de MO e metais. Andrade et al. (2020) mencionam o fluxo lateral da água em áreas baixas, formando faixas orgânicas horizontais, semelhantes aos Espodossolos do Pantanal, mas menos acentuadas do que nos perfis hidromórficos da Amazônia.

Por sua vez, a matéria orgânica em ambientes de restinga da Baixada Litorânea (dominada por C3, Santana et al., 2022) e da vegetação florestal impulsiona a podzolização. Souza et al. (2020) utilizando espectroscopia FTIR e RMN de ¹³C para caracterizar substâncias

húmicas, encontram alta aromaticidade e grupos carboxílicos que complexam Al e Fe, estabilizando os B espódicos. Santana et al. (2022) relatam baixos teores de CO (0,5-1,5%) nos Espodossolos bem drenados, refletindo a rápida decomposição em condições aeróbicas. Moreau et al. (2006) descreveram os ácidos fúlvicos como essenciais para a mobilização de metais, em que uma espectroscopia de fluorescência indicou complexos organometálicos estáveis. Gomes et al. (2017) explicitam que a MO se liga a óxidos de Fe, reduzindo a velocidade de mineralização. Análises micromorfológicas tem revelado a presença de revestimentos organominerais em grãos de quartzo em Espodossolos do Nordeste (Silva et al., 2013), indicando iluviação ao longo dos canais radiculares. Microagregados também têm sido encontrados estabilizados por MO e óxidos de Fe (Moreau et al., 2006). Ainda, Carvalho & Nunes (2022) encontraram pseudomorfos, e a atribuíram a substituição de caulinita por complexos organominerais.

Diante do elucidado, a evolução dos Espodossolos nos Tabuleiros Costeiros ocorre sobre os substratos arenosos do Grupo Barreiras e do Quaternário, em condições tropicais úmidas (1.500-2.000 mm/ano). Os solos ácidos e a vegetação de restinga/floresta são os principais carreadores que impulsionaram a podzolização, com a MO complexando Al e Fe para formar horizontes espódicos (10-30 cm de espessura). Tabuleiros bem drenados apresentam eluviação vertical, formando horizontes E espessos, enquanto depressões hidromórficas promovem a translocação lateral e formação de horizontes Bhs cimentados. Durante esse processo, o intemperismo dissolve a caulinita, enriquecendo B espódicos com gibbsita, óxidos de Fe e aluminossilicatos amorfos. A atividade biótica, incluindo a baixa decomposição microbiana, estabiliza os complexos organominerais formados.

1.3.6. Gênese nas Cadeias Montanhosas de Alta Altitude

A evolução dos Espodossolos nas serras de alta altitude incluindo regiões como a Serra do Brigadeiro, Serra do Ibitipoca, Serra Verde e o Planalto Diamantina, foi marcada por uma complexa interação de processos pedogênicos, em especial a podzolização, influenciada por fatores ambientais como alta pluviosidade, materiais de origem ácidos, quartzíticos e xistosos, e um acúmulo significativo de MO. Os Espodossolos nesses ambientes, com exceção daqueles ocorrentes em ambientes atualmente semiáridos, estão situados acima de 1.000 m de altitude e com incidência de chuvas orográficas superiores a 1.500 mm anualmente, promovendo uma intensa lixiviação (Benites et al., 2001). O contexto ambiental e geomorfológico dessas regiões de alta altitude foi o que moldou a pedogênese dos Espodossolos. A inversão do relevo quaternário no Planalto de Diamantina expôs substratos quartzíticos ao intenso intemperismo

(Schaefer et al., 2002), favorecendo a podzolização. Simas et al. (2005) destacam a influência de materiais xistosos parentais na Serra Verde, contribuindo para características micromorfológicas distintas.

No Parque Estadual do Ibitipoca, Dias et al. (2003) descrevem como substratos quartzíticos contribuem para perfis arenosos e bem drenados com baixo teor de argila, aumentando a permeabilidade e facilitando a rápida remoção de coloides e MO. Campos et al. (1997) observam ainda que, na região do Jequitinhonha, tanto os materiais de origem quartzíticos quanto os xistosos liberam Al e Fe por meio do intemperismo, que são então complexados com MO e translocados em profundidade. A alta permeabilidade desses substratos, aliada às declividades acentuadas amplifica a hidrólise e a lixiviação, criando condições propícias à formação do B espódico (Simas et al., 2005). Na Chapada Diamantina, Schaefer et al. (2002) encontraram grãos de quartzo corroídos, o que fornece uma matriz porosa para o movimento de água e solutos e indica um intemperismo intenso que favorece a podzolização.

A MO pode ser considerada o fator chave na podzolização dessa região, não apenas como carreador de metais, mas também como estabilizador da estrutura do solo. Na Serra do Brigadeiro, Benites et al. (2001) relatam uma alta humificação, com substâncias húmicas exibindo grupos carboxílicos e fenólicos que potencializam a complexação de metais. Em Ibitipoca, Dias et al. (2003) descrevem agregados organominerais em horizontes Bhs, onde a MO contribui para a cimentação das partículas, estabilizando o B espódico. Na Chapada Diamantina, Schaefer et al. (2002) observam materiais orgânicos monomórficos e revestimentos em grãos de quartzo, que aumentam a estabilidade do horizonte. Simas et al. (2005) enfatizam ainda que a MO na Serra Verde inibe a cristalização da gibbsita, favorecendo aluminossilicatos amorfos e promovendo a neogênese da caulinita, o que é evidente no reduzido teor de óxidos nos B espódicos em comparação com os Latossolos de terras altas. Esses autores encontram ainda um aumento da relação $(AH+AF)/H$ em horizontes profundos, o que reflete a natureza iluvial desses solos, em que a MO atua como um agente quelante para transportar Al e Fe em profundidade.

Não obstante, análises micromorfológicas tem elucidado mais as vias de translocação de MO. Benites et al. (2001) identificaram materiais anisotrópicos, manchas irregulares, e revestimentos orgânicos em grãos de quartzo, e sugerem uma mediação microbiana na estabilização de complexos organometálicos. Já Simas et al. (2005) observaram poros bem conectados promovendo a movimentação de material. Dias et al. (2003) registram transições abruptas entre os horizontes E e Bhs, com fotomicrografias que revelam revestimentos

organominerais em grãos de quartzo, indicando uma iluviação ativa. Schaefer et al. (2002) descrevem uma acumulação difusa de MO entre 100-120 cm, sugerindo um processo de iluviação gradual. Esses autores destacam ainda a bioturbação desempenhada pela atividade faunística, em que pelotas fecais coalescem para formar microagregados, incorporando MO em horizontes mais profundos. Campos et al. (1997) relatam revestimentos ricos em ferro encobrindo grãos de quartzo, destacando a translocação de Fe via complexos organometálicos.

Diante da caracterização exposta, a gênese e evolução dos Espodossolos nessa região pode ser modelada da seguinte maneira. Inicialmente, os materiais de origem quartzíticos ou xistosos sofrem um intenso intemperismo sob alta pluviosidade e condições ácidas, liberando Al e Fe. A MO da vegetação, rica em ácidos húmicos e fúlvicos, complexa esses metais, formando complexos organometálicos móveis. A alta permeabilidade e declives acentuados facilitam a eluviação desses complexos do horizonte eluvial, resultando em um horizonte branqueado. Os complexos são translocados em profundidade através de poros bem conectados, como evidenciado por características micromorfológicas, e se acumulam no B espódico, formando horizontes Bh ou Bhs. A sílica coloidal e o ferro potencializam esse processo, contribuindo para a cimentação do horizonte e a formação de concreções. A atividade biótica, como processos faunísticos e microbianos, atua estabilizando esses horizontes, formando microagregados e revestimentos orgânicos. Com o tempo, a lixiviação contínua e a entrada de MO impulsionam a evolução de B espódicos mais espessos e pronunciados, com a inibição da cristalização da gibbsita favorecendo a neogênese de aluminossilicatos amorfos e caulinita.

1.3.7. Gênese nos Cordões Arenosos das Planícies Costeiras

A franja arenosa costeira abrange as planícies costeiras com cristas de praia arenosas e sistemas de dunas no litoral brasileiro. A podzolização nessa região resulta de uma interação dinâmica de matéria orgânica, condições hidrológicas, evolução geomorfológica e influências bióticas. A podzolização tem sido relatada como o principal processo pedogênico nesses ambientes costeiros, envolvendo a lixiviação de MO, Al e Fe dos horizontes superficiais e sua acumulação nos B espódicos subsuperficiais (Bh ou Bhs). A alta permeabilidade do substrato arenoquartzoso, frequentemente excedendo 90% de areia, facilita a rápida percolação de água, promovendo a eluviação de complexos organometálicos (Gomes et al., 2007; Cooper et al., 2017). Rossi & Queiroz Neto (2001) descreveram uma toposequência na Bacia de Guaratuba (Paraná), onde Espodossolos se formam sobre sedimentos arenosos marinhos da Formação Santos, transitando de solos orgânicos em depressões mal drenadas para Espodossolos bem drenados nas cristas litorâneas mais elevadas. A textura arenosa, derivada de transgressões

marinhas do Holoceno, potencializa a lixiviação, à medida que a água se move pelo perfil, transportando MO dissolvida e metais para horizontes mais profundos (Coelho et al., 2010).

As geomorfologias, impulsionadas pelas flutuações do nível do mar no Quaternário, moldaram o substrato para a atuação da podzolização. Coelho et al. (2010) detalham a relação solo-geomorfologia-substrato em Cananéia, observando que cristas de praia e dunas, formadas entre 2.000 e 5.000 anos AP, fornecem material parental estável e rico em quartzo. Datações por ^{14}C e termoluminescência indicaram que cristas mais antigas apresentam B espódicos mais desenvolvidos devido à pedogênese prolongada (Coelho et al., 2010; Gomes et al., 2007). Martinez et al. (2018) descreveram cinco unidades geomórficas na Ilha Comprida, com Espodossolos Háplicos se desenvolvendo em terraços arenosos elevados e Espodossolos Hidromórficos em unidades mais baixas e alagadas. Magnago et al. (2010) destacam o papel da evolução da paisagem em Vila Velha, no Espírito Santo, onde cristas de praia e depressões interdunais criam um gradiente de tipos de solo, com Espodossolos dominando cristas arenosas bem drenadas sob floresta de restinga. Por fim, Rossi & Queiroz Neto (2001) observaram que os terraços marinhos holocênicos da Bacia de Guaratuba, retrabalhados por processos eólicos, fornecem um substrato permeável propício à podzolização.

As condições hidrológicas não são um fator primário, mas desempenham um papel significativo, em locais onde a dinâmica das marés e a precipitação sazonal impulsionam condições redox alternadas que amplificam a podzolização (Coelho et al., 2010). Buurman et al. (2013) descrevem a hidrossequência de Itaguapé, em São Paulo, onde a morfologia do Espodossolo varia com a drenagem. Nos ambientes mal drenados dessa bacia, lençóis freáticos elevados levam ao movimento lateral da água, formando faixas horizontais de MO que seguem a estratificação sedimentar. Já nos perfis bem drenados das cristas elevadas, a eluviação vertical ao longo dos canais radiculares cria glossas pronunciadas no horizonte E que se estendem até o B espódico. Cooper et al. (2017) relatam uma alta condutividade hidráulica saturada (até $10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$) nos Espodossolos da Ilha do Cardoso, facilitando a rápida translocação de complexos organometálicos. Por outro lado, Martinez et al. (2018) enfatizam o papel das flutuações das águas subterrâneas na Ilha Comprida, onde as condições hidromórficas aumentam a mobilização de Fe por meio de processos redox, levando a concreções ferruginosas no B espódico.

A vegetação de restinga dessas regiões é um fator crítico no aporte de MO. Magnago et al. (2010) descrevem um gradiente fitofisionômico-edáfico em Vila Velha, onde florestas de restinga em cristas arenosas contribuem com MO recalcitrante, favorecendo a podzolização. Os solos arenosos, pobres em nutrientes, limitam a decomposição microbiana, permitindo que a

MO se acumule e forme complexos com Al e Fe (Rossi & Queiroz Neto, 2001). González-Pérez et al. (2008) utilizaram espectroscopia de RMN de ^{13}C e FTIR para caracterizar ácidos húmicos em Espodossolos da Ilha do Cardoso, e relatam que a alta aromaticidade dos ácidos húmicos encontrados reflete a influência da vegetação de restinga, produzindo compostos resistentes à degradação. Silva Neto et al. (2018) trabalhando com indicadores da pedogênese na região costeira do Rio de Janeiro acrescentam ainda que fitólitos derivados de gramíneas e arbustos, indicam a dinâmica da vegetação passada, sugerindo uma mudança de restinga aberta para cobertura florestal ao longo do tempo, influenciando a qualidade e a quantidade da MO.

A matéria orgânica, principalmente a originada da restinga, é quem exerce um dos papéis chaves na podzolização dessas áreas, atuando como um agente quelante para Al e Fe. González-Pérez et al. (2008) encontraram alta aromaticidade e abundantes grupos carboxílicos e fenólicos que facilitam a complexação de metais. Esses autores observaram também uma composição polimórfica no B espódico, com uma fração alquilaromática significativa, indicando intensa humificação e estabilização da MO. Gomes et al. (2007) relatam alto teor de CO (até 45 g kg^{-1}) nos horizontes superficiais da Ilha do Cardoso, que é impulsionado pela vegetação de restinga, produzindo ácidos húmicos e fúlvicos mobilizadores de metais. Além disso, Rossi & Queiroz Neto (2001) observaram que baixas taxas de mineralização, devido à hipoxia em solos periodicamente saturados, aumentam a preservação da MO. Mais uma vez, Silva Neto et al. (2018) destacam o papel dos fitólitos indicando que a sílica derivada de plantas contribui para a estrutura do solo e a estabilização da MO, particularmente no B espódico.

De acordo com análises micromorfológicas, a presença de glossas em horizontes E com revestimentos organominerais em grãos de quartzo (Buurman et al., 2013) indicam o transporte vertical de MO dissolvida em Espodossolos bem drenados. Já em perfis mal drenados, faixas horizontais de húmus refletem o fluxo lateral da água, preservando a estratificação sedimentar. De forma semelhante, Gomes et al. (2007) relatam complexos organominerais cimentando grãos de areia em microagregados, estabilizando o B espódico. Silva Neto et al. (2018) acrescentam ainda que a estabilidade dos microagregados no B espódico é aumentada pelo acúmulo de fitólitos, contribuindo para a cimentação do horizonte Bhs. Essas características micromorfológicas ressaltam o papel de caminhos de fluxo preferenciais, como poros e canais radiculares, na facilitação da iluviação.

Contudo, não somente a MO, mas a interação entre MO e fases minerais é outro fator chave na evolução do Espodossolo. González-Pérez et al. (2008) relatam que ácidos húmicos no B espódico inibem a cristalização de gibbsita, favorecendo aluminossilicatos amorfos, os quais aumentam a estabilidade do horizonte. Gomes et al. (2007) observam que óxidos de ferro

formam concreções ferruginosas em perfis mal drenados, contribuindo para a cimentação. Cooper et al. (2017) destacam o baixo teor de argila (frequentemente < 10%) nos Espodossolos da Ilha do Cardoso, minimizando a retenção de complexos organometálicos em horizontes superficiais e promovendo sua translocação para o B espódico. Martinez et al. (2018) descrevem horizontes protegidos por MO, em que o alto teor de CO (até 20 g kg⁻¹) estabiliza o horizonte Bhs contra lixiviação adicional.

Diante da literatura contextualizada, a gênese dos Espodossolos nos cordões arenosos costeiros do Brasil pode ser descrita da seguinte forma. Transgressões e regressões marinhas do Holoceno depositam areias ricas em quartzo, formando cristas de praia e dunas que servem como material de origem. A vegetação de restinga se estabelece nesses substratos estáveis e permeáveis, contribuindo com MO rica em ácidos húmicos e fúlvicos. A alta pluviosidade e a flutuação dos lençóis freáticos, impulsionados pela dinâmica das marés, promovem uma intensa lixiviação, mobilizando complexos organometálicos de Al e Fe dos horizontes superficiais. Em perfis bem drenados em cristas elevadas, a eluviação vertical ao longo dos canais radiculares e poros forma glossas pronunciadas no horizonte E e B espódicos espessos (observado em Itaguaré e Ilha do Cardoso). Em ambientes mal drenados, o fluxo lateral da água cria faixas horizontais de MO, preservando a estratificação sedimentar. Fitólitos e microagregados aumentam a estabilidade do horizonte, enquanto óxidos de Fe e aluminossilicatos amorfos cimentam o B espódico.

1.4. DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA

O Brasil apresenta uma ampla diversidade de solos decorrente da sua variabilidade ambiental, em termos de variedades de tipos de rochas, domínios morfoclimáticos e relevos, além de possuir um extenso território em uma base geotectonicamente antiga e estável (Pinheiro Jr et al., 2020). Como reflexo dessas virtudes, o levantamento dos recursos naturais do Brasil foi um processo oneroso, concluídos apenas recentemente nos últimos anos. Fatores como a grande extensão territorial, carência de recurso humano, material e financeiro foram os mais limitantes.

Atualmente, registros de Espodossolos tem ocorrido em diversas regiões do Brasil, variando desde o extremo norte, em Roraima (Schaefer et al., 2020), até a região costeira do Paraná (Pilar, 2021). Estima-se que os Espodossolos ocupam uma área total de 144.686 km² do país, dos quais 93,8% ocorrem na região norte (Figura 7), onde concentram as mais extensas áreas podzolizadas (IBGE, 2019; Silva et al., 2020). Isso explica por que historicamente os estudos foram concentrados entorno da Bacia Amazônica, e apenas mais recentemente na

Franja Costeira Arenosa e nos Tabuleiros Costeiros (Menezes et al., 2018), por serem áreas com acesso geográfico relativamente facilitado para os levantamentos.

No entanto, tanto Espodosolos como os Neossolos da região Amazônica são encontrados em ecossistemas de areia branca sob um amplo domínio de Campinas e Campinaranas (Adeney et al., 2016). Ainda não há um consenso sobre a extensão desses ecossistemas por toda a Amazônia, estando ainda hoje a sua real distribuição na vastidão da Amazônia desconhecida (Cordeiro et al., 2016). Essas divergências resultam da dificuldade de mapeamentos em maior escala, uma vez que estes ecossistemas frequentemente apresentam pequenas dimensões ($< 1 \text{ km}^2$), formando enclaves em meio às florestas de terra firme, inundadas ou não, que dificultam a sua detecção por imagens de satélite (Adeney et al., 2016). Situações semelhantes provavelmente ocorrem nos demais pedoambientes. Por exemplo, nas áreas em que Espodosolos já foram estudados, mas há ausência de registros de sua ocorrência (Figura 7), provavelmente, essa ausência no atual banco de dados do IBGE não se deve somente à escala de mapeamento adotado, mas também ao acesso as áreas, a tecnologia empregada e à profundidade do nível de base.

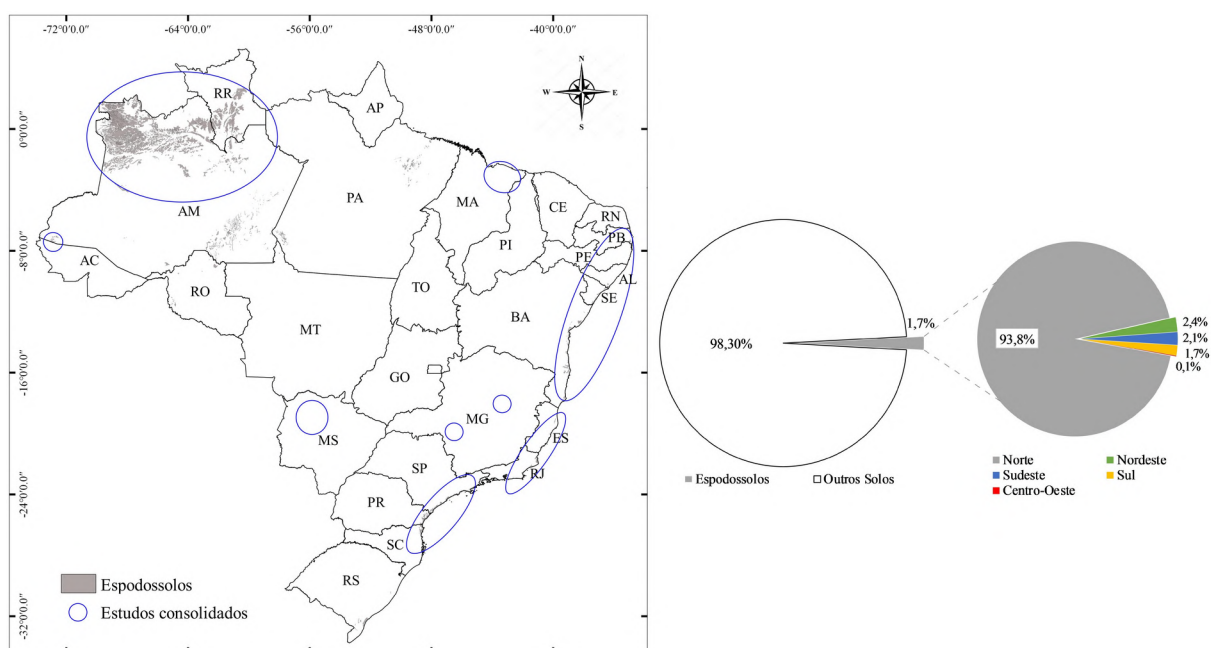


Figura 7. Ocorrências e taxas percentuais de Espodosolos no Brasil. Fonte: Dados coletados de IBGE (2019), e mapa confeccionado a partir do BDIA – Banco de Dados e Informações Ambientais do IBGE (IBGE, 2023).

As estimativas da distribuição dos ecossistemas de areia branca pela Amazônia relatadas pela literatura mostram divergências. Na Bacia do Rio Negro, onde há um amplo domínio de mantos arenosos profundos desenvolvidos sobre areias quartzosas inconsolidadas, Junk et al. (2011) estimam que os ecossistemas de areia branca cobrem uma área de 104.000 km^2 , isto é,

aproximadamente 30% da bacia. Em todo o estado do Amazonas, cujo território se estende por 1.559.147 km², o governo brasileiro estima que Espodossolos mais Neossolos perfazem mais de 10% da área do estado (IBGE, 2019), evidenciando a escassez de estudos e necessidade de mais atenção voltadas para esses ambientes. Quando considerado toda a Amazônia, ter Steege et al. (2013) sugerem que existem cerca de 260.000 km² de Campinaranas sobre solos arenosos. No entanto, Quesada et al. (2011) e Adeney et al. (2016) chegam a um consenso aproximado: 335.000 a 340.000 km² da Amazônia pertencem a áreas de Campinaranas assentadas sobre Espodossolos e Neossolos Quartzarênicos.

Portanto, mapeamentos mais detalhados necessitam serem realizados não somente para a determinação da extensão dos ecossistemas de areia branca como um todo, mas também para fins pedológicos que forneçam estimativas mais apuradas da real extensão de cada ordem de solo. Tais mapeamentos devem levar em conta as dificuldades encontradas nos levantamentos das características morfológicas em campo, principalmente quando se trata de Espodossolos Hidromórficos e de Hiperespessos. Riscos de desabamento das paredes do perfil são comuns em trincheiras com mais de 2 m de profundidade, excluso a frequente inundação do perfil por infiltração de água na base e por percolação lateral. Dentre outras sugestões, Menezes et al. (2025b) também reforçam a sugestão para a redução da seção de controle superior do B espódico.

1.5. CRONOLOGIA

Dentre os métodos de datação disponíveis para estudos geocronológicos de materiais recentes, a datação por radiocarbono (¹⁴C) e a Luminescência Oticamente Estimulada (LOE) tem sido as mais utilizadas em estudos pedogenéticos dos Espodossolos do Brasil. O radiocarbono é o isótopo radioativo do carbono produzido naturalmente na atmosfera por raios cósmicos secundários, e que entra no ciclo global do carbono após sua interação com oxigênio, formando ¹⁴CO, seguido de ¹⁴CO₂ (Hajdas et al., 2021). Após assimilação nos tecidos orgânicos dos seres vivos via cadeia alimentar, a datação por ¹⁴C utiliza o decaimento do isótopo ¹⁴C (meia-vida de 5.700 ± 30 anos) para datar e rastrear materiais orgânicos formados nos últimos 55.000 anos com uma alta precisão. Estudos (e.g. Wakabayashi et al., 2012) tem apontado o ¹⁴C como adequado para datar a fração imóvel da MO do solo, com pouca variação na idade do ¹⁴C do ácido húmico em profundidade em termos de evolução vertical do horizonte.

Por outro lado, a datação LOE faz parte de uma família de técnicas geocronológicas de carga aprisionada que utilizam a capacidade dos minerais de absorver e armazenar energia da exposição à radiação ionizante ao longo de escalas de tempo geológicas (Arnold & Demuro,

2018). Nas últimas décadas, a LOE tem sido amplamente utilizada para datar a idade de depósitos sedimentares do Pleistoceno Superior, rotineiramente utilizando minerais silicatados, como o quartzo.

As datações cronológicas disponíveis para os B espódicos no Brasil mostram uma ampla variação temporal entre as diferentes regiões, significando contrastes não apenas por mecanismos de formação, mas também nos contextos geomorfológicos e mecanismos de preservação desses horizontes. Na Bacia Amazônica, os dados provêm exclusivamente de datações por ^{14}C realizadas em horizontes Bh ou Bhm, com idades mínimas de 180 anos, para Espodosolos da Formação Alter do Chão (ao norte de Manaus), e máximas em torno de 30.470 anos, em Espodosolos da Formação Içá (Tabela 4). Esses resultados indicam que seus processos de iluviação de MO e metais estão ativos até o presente, principalmente na Formação Alter do Chão, mas os mais velhos possivelmente estão associados a condições paleoambientais distintas das atuais.

Tabela 4. Datações em horizontes B espódicos por radiocarbono (^{14}C) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) no Brasil.

Estado	Material de Origem	---- ^{14}C ----		----- LOE -----		
		Bh	Bhm	Bh	Bhm	Bs
^1AM	Formação Alter do Chão	180±80				
		490±70				
		2.840±90				
^2AM	Formação Içá	6.751±42				
		8.442±37				
		193±207				
	Embasamento cristalino	25.096±134				
^3AM	Formação Alter do Chão		2.810±70			
			1.960±60			
^4AM	Sedimentos da Formação Içá	3.240±35				
		5.020±40				
		3.420±30				
		3.740±35				
		5.950±40				
		5.660±35				
		5.060±30				
		5.860±35				
		8.480±40				
		7.060±35				
		5.590±40				
		6.770±40				
		6.090±40				
		7.570±50				
		9.980±60				

		14.470±100		
		21.600±130		
		30.740±130		
		22.180±130		
		26.410±180		
⁵ BA	Sedimentos do Grupo Barreiras		35.500±2.920	
⁶ ES	Depósitos continentais do Grupo Barreiras	8.647±97		
		23.619±158		
		12.281±97		
		34.346±326		
⁷ MA	Depósitos Tércio-Quaternários de Origem marinha, fluviomarinha e eólica		8.900±700	22.200±1.400
			17.200±1.300	18.700±1.300
			15.200±1.100	17.500±700
			57.600±2.900	17.600±1.300
				50.800±2.000
				94.800±8.200*
⁸ SC	Depósitos Sedimentares Quaternários		82.000±6.800	
			5.480±30	
			77.250±7.600	
			32.350±4.500	
			6.400±1.200	
			14.550±2.300	
				22.400±3.250
⁹ SC	Depósitos Sedimentares Quaternários	38.890	14.251	
¹⁰ SP/SC	Formações Quaternárias	5.870±35		
		5.980±40		
		2.450±40		
		2.840±40		
		2.310±40		
		1.455±40		
		1.300±40		
¹¹ SP	Depósitos arenosos marinhos	4.800±80	42.700±3.500	6.600±500
		2.130±70		13.200±1.900
		9.250±90		3.200±900
				313.100±62.900
¹² SP	Depósitos arenosos marinhos holocênicos		4.650±560	5.130±860
			4.380±760	5.250±820
			3.660±360	3.210±522
			2.850±335	3.500±520

¹Bravard & Righi (1990); ²Doupoux et al. (2017); ³Horbe et al. (2003); ⁴Santin (2017); ⁵Pereira (2009); ⁶Buso Jr (2015); ⁷Silva (2022); ⁸Heberle (2017); ⁹Schiavo et al. (2020); ¹⁰Boski et al. (2015); ¹¹Coelho et al. (2010); ¹²Martinez et al. (2018). *Bs cimentado.

Para as regiões do Pantanal e Cadeias Montanhosas de altitude até o momento não foram reportadas datações absolutas para os B espódicos, o que limita a compreensão sobre a cronologia de desenvolvimento nessas paisagens e impede comparações diretas com outras

regiões brasileiras. Nos Tabuleiros Costeiros, as idades relatadas foram obtidas exclusivamente por LOE, mostrando horizontes Bh formados entre 8.900 e 57.600 anos, enquanto horizontes Bs apresentaram idades mais amplas, de 17.500 a 94.800 anos. Esse padrão sugere que a translocação de compostos organometálicos e a diferenciação morfológica dos B espódicos nesses ambientes remontam ao Pleistoceno tardio, com continuidade no Holoceno inicial, em depósitos arenosos da Formação Barreiras e sedimentos quaternários costeiros.

Na Faixa Costeira Arenosa, a cronologia relatada foi marcada tanto por datações ^{14}C quanto por LOE. Para horizontes Bh, as idades por ^{14}C variam de 1.300 a 38.890 anos, enquanto as obtidas por LOE são mais amplas, entre 2.850 e 82.000 anos. Nos horizontes Bs, as idades por LOE são ainda mais antigas, variando de 3.200 até 313.000 anos, o que sugere que parte desses depósitos arenosos apresenta evidências de podzolização muito anteriores às condições climáticas e ecológicas atuais, possivelmente relacionadas a fases mais frias e secas do Quaternário.

De forma geral, esses resultados indicam que a formação dos B espódicos no Brasil não é um fenômeno exclusivamente recente, mas sim um processo recorrente em diferentes escalas temporais, com registros que vão desde poucas centenas de anos até centenas de milhares de anos. As idades mais antigas associadas a horizontes Bs, especialmente nas regiões costeiras, reforçam a hipótese de que a morfologia espódica pode ser preservada por longos períodos, mesmo sob condições ambientais modificadas, enquanto as idades mais jovens em horizontes Bh refletem episódios mais recentes de mobilização e acumulação de MO e Al.

1.6. SERVIÇOS ECOSSISTÊMICOS E A PROTEÇÃO LEGAL NO BRASIL

Os ecossistemas que se desenvolvem sobre Espodossolos são ecologicamente complexos e governados por múltiplos processos biogeofísicos, incluindo o regime hidrológico, a drenagem, a ciclagem restrita de nutrientes e a ocorrência de incêndios recorrentes (Adeney et al., 2016; Daly et al., 2016). No Brasil, esses solos estão distribuídos em pedoambientes contrastantes, como áreas vegetadas por restingas, muçunungas, campinaranas, campos de altitude e áreas úmidas do Pantanal, onde compartilham características edáficas marcantes. Dentre essas características pode se citar o desenvolvimento a partir de sedimentos arenoquartzosos sob elevada umidade, textura arenosa, baixa fertilidade natural, acidez moderada a elevada e, frequentemente, altos teores de alumínio trocável (Menezes et al., 2018; Menezes et al., 2025a; Santos et al., 2025).

Apesar das limitações, os Espodossolos sustentam ecossistemas singulares que desempenham funções ambientais de ampla relevância. Entre as mais estudadas se destacam: (i)

o sequestro e armazenamento de carbono orgânico, frequentemente em profundidade, constituindo importantes “hotspots” de carbono subterrâneo (Benites et al., 2013; Mendonça et al., 2013); (ii) o transporte de MO dissolvida, que influencia diretamente a formação de águas pretas na Amazônia e a biogeoquímica aquática (Capurucho et al., 2020); (iii) a ligação e transporte de metais associados à matéria orgânica, com implicações para a ciclagem de nutrientes e contaminantes (Fine & Bruna, 2016); e (iv) a provisão de serviços hidrológicos, atuando como áreas de recarga de aquíferos, manutenção de nascentes e conservação de bacias hidrográficas. Além disso, os ecossistemas sobre Espodossolos funcionam como corredores ecológicos para o fluxo gênico, refúgios para espécies especializadas e reservatórios de diversidade genética em nível regional (Capurucho et al., 2020).

Grande parte das pesquisas concentra-se nos chamados ecossistemas de areia branca, formações vegetais que se desenvolvem sobre solos quartzosos pobres e que ocupam cerca de 335.000 km² da Amazônia (~5% da ecorregião) (Adeney et al., 2016). Essas áreas são consideradas ecologicamente frágeis devido à sua configuração em mosaicos descontínuos, isolamento geográfico e condições abióticas estressantes (oligotrofia, baixa capacidade de retenção hídrica e suscetibilidade a inundações). Como consequência, apresentam baixa diversidade de espécies vegetais em termos absolutos, mas elevado grau de endemismo, tanto filogenético quanto espacial (Damasco et al., 2013; Fine et al., 2010). Essa singularidade gera associações mutualísticas complexas entre flora, fauna e biota edáfica, reforçando sua relevância como fonte de diversidade genética para toda a bacia amazônica.

Esses ambientes desempenham ainda mais do que apenas serviços ecossistêmicos. Estudos recentes indicam que campinaranas e restingas funcionam como importantes reguladores microclimáticos, contribuindo para a estabilidade hídrica regional e para a resiliência das paisagens frente às mudanças climáticas (Capurucho et al., 2020; Daly et al., 2016). Além disso, sua vegetação especializada desempenha papel crucial na mitigação de extremos climáticos, atuando como barreiras contra incêndios e estabilizando margens de rios e zonas costeiras. A perda desses ecossistemas, portanto, não implica apenas em erosão da biodiversidade, mas também em redução significativa da provisão de serviços ecossistêmicos essenciais.

No entanto, do ponto de vista legal, a proteção desses ecossistemas associados aos Espodossolos ainda é insuficiente e fragmentada. Atualmente, as áreas preservadas estão majoritariamente inseridas em unidades de conservação ou terras indígenas, beneficiando-se também do baixo valor agrícola dos solos arenosos e do isolamento natural de muitas manchas (Alonso & Whitney, 2003; Demarchi et al., 2019). Nas regiões mais acessíveis, entretanto, a

pressão antrópica se intensifica pela expansão da agricultura, pecuária, mineração e exploração madeireira, resultando em degradação irreversível de habitats (Ferreira et al., 2013). Essas pressões são agravadas pela lentidão na regeneração natural e pelo risco de extinção local de espécies endêmicas, visto o padrão fragmentado dessas “ilhas de habitat” (Adney et al., 2016).

Experiências concretas na Amazônia reforçam o papel da ciência como base para políticas de conservação. A criação da Reserva Nacional Allpahuayo-Mishana, na Amazônia peruana, é exemplar na proteção de aves endêmicas e ameaçadas (Whitney & Alonso, 2005). No Brasil, documentos técnicos subsidiaram a inclusão do Parque Nacional do Viruá como o Sítio Ramsar e a criação do Parque Nacional Campos Amazônicos, ambos diretamente vinculados à ocorrência de campinaranas (Cohn-Haft, 2008; Ribeiro, 2014). Relatórios de ONGs, como o da SOS Amazônia (Silveira, 2003), também foram fundamentais, embora muitas recomendações tenham sido negligenciadas por falta de vontade política.

Contudo, o desafio central reside no fato de que esses ecossistemas não se restringem ao bioma Amazônico, ocorrendo também no Cerrado, na Mata Atlântica e no Pantanal. Essa dispersão geográfica dificulta a formulação de políticas nacionais mais uniformes, demandando estratégias regionalizadas e protocolos específicos de manejo (Capurro et al., 2020). Nesse contexto, a implementação de planos de manejo adaptativos, a ampliação de unidades de conservação em áreas estratégicas e a criação de diretrizes legais que reconheçam explicitamente os serviços ecossistêmicos prestados por Espodossolos emergem como medidas prioritárias.

Portanto, embora já exista algum arcabouço legal que contribua indiretamente para a proteção desses ambientes, ainda persiste uma lacuna crítica entre a importância ecológica dos Espodossolos e o nível efetivo de proteção legal. Superar essa lacuna requer integrar o conhecimento científico acumulado à formulação de políticas públicas, garantindo que a conservação não seja apenas consequência do baixo valor agrícola, mas sim um reflexo da valorização dos serviços ecossistêmicos únicos prestados por esses solos e ecossistemas para a sociedade.

1.7. SOLO INAPTO: PARA QUÊ? PARA QUÊM?

Frequentemente, Espodossolos costumam ser classificados como inaptos para a agricultura convencional devido as características físicas e químicas mencionadas anteriormente, aliado ao fato que, quando presente, horizontes cimentados restringem o crescimento de raízes e a drenagem interna. Essa caracterização é particularmente recorrente em perfis de restinga e muçununga, por exemplo, na faixa costeira da Paraíba, Pernambuco, sul da

Bahia e norte do Espírito Santo, onde a acidez elevada, CTC dominada pela MO e lençol freático raso a moderado (Corrêa et al. 2008; Carvalho et al., 2013) limitam a produção de culturas exigentes e uma mecanização pesada. Rotular tais ambientes como “inaptos”, entretanto, exige qualificar o seguinte: inaptos para qual uso, e para quais atores? Na verdade, ao olhar não apenas para as suas características químicas e o contexto agrícola, mas também para todo o ambiente do solo, percebe-se uma aptidão multifuncional, desafiadora para agropecuárias intensivas, mas valiosa sob uma visão hidrológica, biogeoquímica, ecológica e cultural.

Do ponto de vista pedogenético, o “defeito” agrônômico dos Espodossolos é justamente o que os torna tão distintos em fluxos de carbono, nutrientes e metais em relação às demais ordens de solo. Como já foi explicado, o processo de podzolização destaca a dissolução de ácidos orgânicos, quelação de Al/Fe e reprecipitação/adsorção em profundidade. Nos Espodossolos Amazônicos, esses mecanismos produzem Bh espessos e ricos em CO, com estoques expressivos e dinâmica própria de CO dissolvido, inclusive com exportação para aquíferos rasos (Fritsch et al., 2009; Doupoux et al., 2017), isto é, um serviço ecossistêmico com implicações para o balanço regional de C e qualidade da água. Assim, a “inaptidão” para cultivos intensivos convive com uma “superaptidão” para regular MO dissolvida, aquíferos e elementos-traço na paisagem.

Quanto ao balanço do carbono, Espodossolos da Bacia Amazônica e da Franja Costeira Arenosa acumulam grandes reservas nos B espódicos, com valores médios superiores a muitos outros solos tropicais com potencial participação nos estoques de carbono. Montes et al. (2023) estimam que os Espodossolos gigantes do Amazonas estocam em média $62,8 \text{ kgC m}^{-2}$, esse C profundo pode ser antigo e relativamente protegido, mas também está sujeito à mobilização por mudanças hidrológicas ou atividades antrópicas. Modelagens feitas por Doupoux et al. (2017) estimam uma acumulação média para os Espodossolos Amazônicos entre $0,54$ a $3,17 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Adicionalmente, Gomes et al. (2019) evidenciam ainda que, somente nos primeiros 100 cm, Espodossolos estocam em média $10,35 \text{ kgC m}^{-2}$, uma média superior que a de Latossolos, Argissolos e Gleissolos. A implicação é direta: qualquer atividade antrópica seja de uso ou manejo que drenam, revolvam ou removam a manta orgânica dos Espodossolos pode liberar carbono historicamente acumulado e alterar fluxos de CO dissolvido a jusante, enquanto estratégias de conservação e restauração preservam estoques e amortecem pulsos de CO dissolvido em bacias. Portanto, “inaptos” para grãos? Possivelmente. Indispensáveis para mitigação das mudanças climáticas e de qualidade hídrica? Claramente.

Contudo, a relevância desses ecossistemas transcende o ciclo do carbono. Em especial na Amazônia, os Espodosolos são a base das campinaranas, ecossistemas que funcionam como verdadeiras ilhas de biodiversidade. A vegetação associada é altamente adaptada às condições de oligotrofia, acidez e saturação hídrica sazonal, resultando em um elevado grau de endemismo não apenas para plantas, mas para toda a fauna associada (Adeney et al., 2016), incluindo insetos, anfíbios e aves. Dessa forma, a contribuição desses ambientes para a manutenção e ampliação da biodiversidade do bioma amazônico é de importância capital, e pode se equiparar à sua função na estocagem de carbono anteriormente destacada.

Na Faixa Costeira, restingas e muçunungas assentadas sobre Espodosolos abrigam floras singulares e micorrizas ectotróficas adaptadas a baixa fertilidade, salinidade intermitente e déficit hídrico estacional. O acoplamento entre vegetação, fungos e podzolização ajuda a explicar a resiliência dessas formações e sua sensibilidade a distúrbios (tráfego, fogo acidental, drenagem) (Heberle, 2017; Furtado et al., 2023). O manejo desses mosaicos, portanto, responde melhor a objetivos de conservação, restauração ecológica e uso recreativo controlado do que à conversão agrícola. Projetos de restauração em restingas (e.g. Zamith & Scarano, 2006) têm registrado boa sobrevivência e crescimento de espécies nativas após a remoção de gramíneas exóticas, indicando que a “aptidão” correta é a de reconstituir funções e habitats, não a de maximizar rendimentos de culturas anuais.

No entanto, isso não significa ausência total de uso produtivo. Em nichos silviculturais e sob manejo específico, certos sistemas florestais (e.g. produção de mudas nativas, plantios experimentais em faixas drenadas) podem ser viáveis, desde que o projeto reconheça limitações edáficas (acidez, ortstein, encharcamento) e priorize material genético e práticas compatíveis com solos arenosos e ácidos. Ainda assim, a literatura brasileira majoritariamente ressalta que a CTC é, em quase totalidade, atribuída à MO e que horizontes cimentados são comuns em muçunungas (e.g. Oliveira et al., 2010), sugerindo um alto risco de insucesso quando se tenta replicar receitas de preparo de solo de Latossolos/Argissolos. Logo, o “para quem” aqui é restrito: silvicultores e viveiristas que operam com metas ecológicas (e.g. barreira verde, plantios de espécies nativas) e aceitam produtividades compatíveis com limitações pedológicas, e não agricultores que buscam alta resposta a calagem e adubação como ocorre em solos de textura mais fina.

Contudo, propomos deixar de lado a disputa entre apto x inapto e adotar a pergunta do título como um guia de políticas, frente ao fato que Espodosolos são inadequados para agricultura intensiva de ciclo curto e mecanização pesada, principalmente onde há ortstein e lençol raso. Porém, são altamente aptos a (1) armazenar carbono profundo e governar fluxos de

CO dissolvido; (2) regular água em planícies arenosas; e (3) sustentar biodiversidade e micorrizas especializadas. Entre a improdutividade agrícola e a indispensabilidade ecossistêmica há um espaço para projetos de conservação estrita, restauração ativa, e usos de baixo impacto ajustados às limitações intrínsecas do sistema solo-vegetação-água. Adicionalmente, avançar com a conversão agrícola sobre tais áreas representa um contrassenso do ponto de vista do planejamento territorial brasileiro. Diante da vasta disponibilidade de terras já consolidadas para a agricultura e, principalmente, de milhões de hectares de áreas degradadas que podem ser tratadas e reincorporadas ao processo produtivo agrícola, a escolha de preservar os Espodossolos e seus ecossistemas associados se torna não apenas uma medida de prudência ecológica, mas uma estratégia para o desenvolvimento sustentável do país.

1.8. REFERÊNCIAS

- Adeney, J. M.; Christensen, N. L.; Vicentini, A.; Cohn-Haft, M. (2016). White-sand ecosystems in Amazonia. **Biotropica**, 48(1), 7-23.
- Andrade, I. C. M., Mata Lima, J., Diniz, A. D., & Rosa, M. E. C. (2020). Caracterização pedogeomorfológica de uma transição neossolos quartzarênicos-espodossolos, na reserva da Sapiranga, Mata de São João-BA. **Revista GeoUECE**, 9(16), 154-166.
- Arnold, L. J., & Demuro, M. (2018). Dating and optically stimulated luminescence. **The Encyclopedia of Archaeological Sciences**, 1-7.
- Assine, ML, Merino, ER, Pupim, FN, Warren, LV, Guerreiro, RL, McGlue, MM (2015). Geologia e Geomorfologia da Bacia do Pantanal. In: Bergier, I.; Assine, M. (Orgs.) **Dinâmica do Pantanal na América do Sul**. Manual de Química Ambiental, vol. 37. Springer, Cham.
- Bardy, M., Derenne, S., Allard, T., Benedetti, M., & Fritsch, E. (2009). Podzolisation and exportation of organic matter in black waters of the Rio Negro (upper Amazon basin, Brazil). **Biogeochemistry**, 106(1), 71-88.
- Benites, V. D. M., Schaefer, C. E. G. R., Mendonça, E. D. S., & Martin Neto, L. (2001). Caracterização da matéria orgânica e micromorfologia de solos sob campos de altitude no Parque Estadual da Serra do Brigadeiro (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 25, 661-674.
- Biblioteca IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <<https://biblioteca.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 2023-2024.
- Boski, T., Angulo, R. J., Souza, M. C., Barboza, E. G., Knicker, H., González-Pérez, J. A., & González-Vila, F. J. (2015). Progradation rates of coastal barriers estimated from the ¹⁴C age of soil organic matter. **Journal of Quaternary Science**, 30(1), 9-18.
- Bravard, S., & Righi, D. (1988). Characteristics of clays in an Oxisol-Spodosol toposequence in Amazonia (Brazil). **Clay Minerals**, 23(3), 279-289.
- Bravard, S., & Righi, D. (1989). Geochemical differences in an Oxisol-Spodosol toposequence of Amazonia, Brazil. **Geoderma**, 44(1), 29-42.
- Bravard, S., & Righi, D. (1990). Podzols in Amazonia. **Catena**, 17(4-5), 461-475.

- Buol, S. W., Southard, R. J., Graham, R. C., & McDaniel, P. A. (2011). **Soil Genesis and Classification**. (6th ed.). John Wiley & Sons.
- Buso Júnior, A. A. **Dinâmica dos Espodossolos, da vegetação e do clima durante o Quaternário tardio na região nordeste do estado do Espírito Santo**. 2015. 162p. Tese (Doutorado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.
- Buurman, P. (1984). Podzols. In: Buurman, P. (editor). **Podzols – temperate regions**. Benchmark Papers in Soil Science, volume 3. Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa, USA, 1984.
- Buurman, P., & Jongmans, A. G. (2005). Podzolisation and soil organic matter dynamics. **Geoderma**, 125(1-2), 71-83.
- Buurman, P., Vidal-Torrado, P., & Martins, V. M. (2013). The podzol hydrosequence of Itaguaré (São Paulo, Brazil). 1. Geomorphology and interpretation of profile morphology. **Soil Science Society of America Journal**, 77(4), 1294-1306.
- Campos, J. C., Schaefer, C. E. G., Ker, J. C., Saadi, A., & de Albuquerque Filho, M. R. (1997). Gênese e micropedologia de solos do Médio Jequitinhonha, de Turmalina a Pedra Azul, MG. **Geonomos**, 5(1), 41-53.
- Carvalho, C. C. N., & Nunes, F. C. (2022). Solos de tabuleiro do Recôncavo Baiano (Brasil): gênese, transformação e neotectonismo. **Revista de Geociências do Nordeste**, 8(2), 114-125.
- Carvalho, V. S. D., Ribeiro, M. R., Souza Júnior, V. S. D., & Brilhante, S. A. (2013). Caracterização de Espodossolos dos Estados da Paraíba e do Pernambuco, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 37, 1454-1463.
- Chauvel, A., Lucas, Y., & Boulet, R. (1987). On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil. **Experientia**, 43(3), 234-241.
- Coelho, M. R., Martins, V. M., Vidal-Torrado, P., Souza, C. R. D. G., Perez, X. L. O., & Vázquez, F. M. (2010). Relação solo-relevo-substrato geológico nas restingas da planície costeira do estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 34, 833-846.
- Coelho, M. R., Vidal-Torrado, P., Pérez, X. L. O., Martins, V. M., & Vázquez, F. M. (2010). Química e gênese de solos desenvolvidos sob vegetação de restinga no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 34, 1951-1964.
- Cooper, M., Boschi, R. S., Silva, L. F. S. D., Toma, R. S., & Vidal-Torrado, P. (2017). Hydro-physical characterization of soils under the Restinga Forest. **Scientia Agricola**, 74(5), 393-400.
- Cordeiro, C. L.; Rossetti, D. F.; Gribel, R.; Tuomisto, H.; Zani, H.; Ferreira, C. A.; Coelho, L. (2016). Impact of sedimentary processes on white-sand vegetation in an Amazonian megafan. **Journal of Tropical Ecology**, 32(6), 498-509.
- Corrêa, M. M., Ker, J. C., & Fernandes, E. I. (2008). Genesis and classification of Spodosols in the coastal tablelands of Brazil. **Geoderma**, 147, 1–10.
- Corrêa, M. M., Ker, J. C., Barrón, V., Torrent, J., Curi, N., & Torres, T. C. P. (2008). Caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica de horizontes coesos e fragipãs de solos vermelhos e amarelos do ambiente Tabuleiros Costeiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 32, 297-313.

- Dias, H. C. T., Schaefer, C. E. G. R., Fernandes Filho, E. I., Oliveira, A. P., Michel, R. F. M., & Lemos Jr, J. B. (2003). Caracterização de solos altimontanos em dois transectos no Parque Estadual do Ibitipoca (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 27, 469-481.
- Diniz, A. D., Lima, J. D. M., Montes, C. R., & Guimaraes, J. K. (2025). Origin and rupture of a podzolized pedological system in the dissected coastal tablelands of the North coast of the state of Bahia. **Geoderma Regional**, 40, e00940.
- Dokuchaev, V. V. 1879. Cartography of Russian Soils. In: **Collected Works**. Vol. 2, p. 226 et seq. (Acad. Sci. U.S.S.R., Moscow.).
- Doupoux, C., Merdy, P., Montes, C. R., Nunan, N., Melfi, A. J., Pereira, O. J. R., & Lucas, Y. (2017). Modelling the genesis of equatorial podzols: age and implications for carbon fluxes. **Biogeosciences**, 14(9), 2429-2440.
- Dubroeuq, D., & Volkoff, B. (1998). From Oxisols to Spodosols and Histosols: evolution of the soil mantles in the Rio Negro basin (Amazonia). **Catena**, 32(3-4), 245-280.
- Dubroeuq, D.; Volkoff, B. & Faure, P. Les couvertures pédologiques à Podzols du bassin du Haut Rio Negro (Amazonie). **Étude Gestion Sol**, 6:131-153, 1999.
- Duchaufour, P. Recherches écologiques sur la chênaie atlantique française. **Annales de l'Ecole Nationale des Eaux et Forêts et de la Station de Recherches et Expériences Forestières**, v. 11, n. 1, p. 7-332, 1948.
- Dudal, R. (1965). The meaning in different countries of the terms 'leached', "lessive" "podzolic" and "podzolised". **Soil Correlation Seminar for Europe**. 3rd. F.A.O./UNESCO Project. World Soil Resources Reports. v.19, 22-25.
- Fridland, V. M. (1957). Podzolization and illimerization. **Doklady Akademii nauk SSSR**, v. 115, 1006-1009.
- Fritsch, E., Allard, T., Benedetti, M. F., Bardy, M., Do Nascimento, N. R., Li, Y., & Calas, G. (2009). Organic complexation and translocation of ferric iron in podzols of the Negro River watershed. Separation of secondary Fe species from Al species. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 73(7), 1813-1825.
- Fritsch, E., Balan, E., Do Nascimento, N. R., Allard, T., Bardy, M., Bueno, G., ... & Calas, G. (2011). Deciphering the weathering processes using environmental mineralogy and geochemistry: Towards an integrated model of laterite and podzol genesis in the Upper Amazon Basin. **Comptes Rendus. Geoscience**, 343(2-3), 188-198.
- Furtado, A. N., Leonardi, M., Comandini, O., Neves, M. A., & Rinaldi, A. C. (2023). Restinga ectomycorrhizae: a work in progress. **F1000Research**, 12, 317.
- Gerasimov, I. P., & Glazovskaya, M. A. (1960). Fundamentals of Pedology and the Geography of Soils. **Gesud. Izdat. Geog. Lit., Moscow (1960). Israel program for Scientific Translation, Jerusalem**, p. 382.
- Glinka, K. D. 1923. **Soils of Russia and adjacent countries**. State Publishing House, Moscow (in Russian).
- Gomes, F. H., Vidal-Torrado, P., Macías, F., Gherardi, B., & Perez, X. L. O. (2007). Solos sob vegetação de restinga na Ilha do Cardoso (SP): I-Characterização e classificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 31, 1563-1580.
- Gomes, F. H., Vidal-Torrado, P., Macías, F., Gherardi, B., & Perez, X. L. O. (2007). Solos sob vegetação de restinga na Ilha do Cardoso (SP): I-Characterização e classificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 31, 1563-1580.

- Gomes, J. B. V., Araújo Filho, J. C., Vidal-Torrado, P., Cooper, M., Silva, E. A. D., & Curi, N. (2017). Cemented horizons and hardpans in the coastal tablelands of Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 41, e0150453.
- Gomes, L. C., Faria, R. M., de Souza, E., Veloso, G. V., Schaefer, C. E. G., & Fernandes Filho, E. I. (2019). Modelling and mapping soil organic carbon stocks in Brazil. **Geoderma**, 340, 337-350.
- González-Pérez, M., Torrado, P. V., Colnago, L. A., Martin-Neto, L., Otero, X. L., Milori, D. M., & Gomes, F. H. (2008). ¹³C NMR and FTIR spectroscopy characterization of humic acids in Spodosols under tropical rain forest in southeastern Brazil. **Geoderma**, 146(3-4), 425-433.
- Gorbunov, N. L. (1961). Movement of colloidal clay particles in soils. (Problem of leaching and podzolization.). **Soviet Soil Science-USSR**, p. 712-724, 1961.
- Guimarães, F. S., Bueno, G. T., Mendes, D. S. O., Nascimento, N. R., Diniz, A. D., & Souza, J. B. (2018). Dinâmica vegetal e evolução da paisagem no contato entre campinarana e campina sobre Espodossolos – Bacia do Rio Demini-AM (Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 19(3).
- Hajdas, I., Ascough, P., Garnett, M. H., Fallon, S. J., Pearson, C. L., Quarta, G., ... & Yoneda, M. (2021). Radiocarbon dating. **Nature Reviews Methods Primers**, 1(1), 62.
- Heberle, D. A. **Distribuição e gênese de Espodossolos da planície costeira norte do estado de Santa Catarina**. 2017. 160p. Tese (Doutorado) – Centro de Ciências Agroveterinárias, Universidade de Estado de Santa Catarina, Lages, 2017.
- Horbe, A. M. C., Horbe, M. A., & Suguio, K. (2004). Tropical Spodosols in northeastern Amazonas State, Brazil. **Geoderma**, 119(1-2), 55-68.
- Horbe, A., Horbe, M. A., & Suguio, K. (2003). Origem dos depósitos de areias brancas no nordeste do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, 33(1), 41-50.
- Huamán, J. L. C.; Nicolodelli, G.; Senesi, G. S., Montes, C. R.; Perruci, N. A. F.; Bezzon, V. D. N.; Balogh, D. T.; & Milori, D. M. B. P. (2020). Organo-mineral associations in a Spodosol from northern Brazil. **Geoderma Regional**, 22, e00303.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Banco de Dados e Informações ambientais (BDiA). Mapeamento de Recursos Naturais (MRN) – Escala 1:250.000**. Nota Metodológica, versão 2023.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Províncias estruturais, compartimentos de relevo, tipos de solos e regiões fitoecológicas**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro: IBGE, 2019. 179p.
- Ishida, D. A., Montes, C. R., Lucas, Y., Pereira, O. J. R., Merdy, P., & Melfi, A. J. (2014). Genetic relationships between ferralsols, podzols and white kaolin in Amazonia. **European Journal of Soil Science**, 65(5), 706-717.
- ISSS Working Group RB. (1998). **World Reference Base for Soil Resources**. Atlas (E.M. Bridges, N.H. Batjes, F.O. Nachtergaele Eds). First edition. ISSS/ISRIC/FAO. Acco Leuven.
- IUSS Working Group WRB. (2022). **World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps**. 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.

- Junk, W. J., Nunes da Cunha, C., da Silva, C. J., & Wantzen, K. M. (2011). The Pantanal: A large South American wetland and its position in limnological theory. In: **The Pantanal: Ecology, biodiversity and sustainable management of a large neotropical seasonal wetland**. pp. 23-44. Pensoft.
- Junk, W. J.; Piedade, M. T. F.; Schöngart, J.; Cohn-Haft, M.; Adeney, J. M.; Wittmann, F. (2011). A classification of major naturally-occurring Amazonian lowland wetlands. **Wetlands**, 31, 623-640.
- Klinge, H. (1965). Podzol soils in the Amazon Basin. **Journal of Soil Science**, 16(1), 95-103.
- Lopes-Mazzetto, J. M., Buurman, P., Schellekens, J., de Moraes Martinez, P. H. R., & Vidal-Torrado, P. (2018). Soil morphology related to hydrology and degradation in tropical coastal Podzols (SE Brazil). **Catena**, 162, 1-13.
- Lucas, Y., Boulet, R., & Chauvel, A. (1988). Importance of the vertical subsidence of soil cover in parent material on the genesis and evolution of soil systems in humid tropics. Example of laterite-podzol systems in Amazonia. **Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie 2 Mecanique Physique Chimie Sciences de l'Univers Sciences de la Terre (France)**, v. 306, n.19.
- Lucas, Y., Boulet, R., Veillon, L. Systèmes sols ferrallitiques–podzols en région amazonienne, In: Righi, D., & Chauvel, A. (Eds.). **Podzols et Podzolisation, Afes (Plaisir) – Inra, (Paris)**, 1987, pp. 53-65.
- Lucas, Y., Chauvel, A., Boulet, R., Ranzani, G., & Scatolini, F. (1984). Transição Latossolos-Podzóis sobre a formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 8(3), 325-335.
- Lucas, Y., Nahon, D., Cornu, S., & Eyrolle, F. (1996). Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial. **Comptes Rendus-Academie des Sciences Paris Serie 2 Sciences de la Terre et des Planetes Fascicule A**, 322, 1-16.
- Lundström, U. V., Van Breemen, N., & Bain, D. (2000). The podzolization process. A review. **Geoderma**, 94(2-4), 91-107.
- Mafra, A. L., Miklós, A. A. D. W., Volkoff, B., & Melfi, A. J. (2002). Pedogênese numa seqüência Latossolo-Espodossolo na região do alto rio Negro, Amazonas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 26, 381-394.
- Mafra, A. L., Senesi, N., Brunetti, G., Miklós, A. A. W., & Melfi, A. J. (2007). Humic acids from hydromorphic soils of the upper Negro river basin, Amazonas: chemical and spectroscopic characterisation. **Geoderma**, 138(1-2), 170-176.
- Magnago, L. F. S., Martins, S. V., Schaefer, C. E. G., & Neri, A. V. (2010). Gradiente fitofisionômico-edáfico em formações florestais de Restinga no Sudeste do Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, 24, 734-746.
- Martinez, P., Buurman, P., Lopes-Mazzetto, J. M., Giannini, P. C. F., Schellekens, J., & Vidal-Torrado, P. (2018). Geomorphological control on podzolisation – an example from a tropical barrier island. **Geomorphology**, 309, 86-97.
- Mendonça, B. A. F. D., Schaefer, C. E. G. R., Fernandes-Filho, E. I., Simas, F. N. B., & Amaral, E. F. D. (2020). Genesis and micropedology of soils at Serra do Divisor and Moa river floodplain, northwestern Acre, Brazilian Amazonia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 44, e0200038.

- Mendonça, B. A. F., Schaefer, C. E. G. R., Fernandes-Filho, E. I., Simas, F. N. B., & Amaral, E. F. D. (2020). Genesis and micropedology of soils at Serra do Divisor and Moa river floodplain, northwestern Acre, Brazilian Amazonia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 44, e0200038.
- Mendonça, B. A. F.; Simas, F. N. B.; Schaefer, C. E. G. R.; Fernandes Filho, E. I.; Vale Jr, J. F.; & Mendonça, J. G. F. (2014). Podzolized soils and paleoenvironmental implications of white-sand vegetation (Campinarana) in the Viruá National Park, Brazil. **Geoderma Regional**, 2-3, 9-20.
- Menezes, A. R. D., Fontana, A., & Anjos, L. H. C. D. (2025a). Espodossolos in Brazil: A review of the criteria and conceptualization of the spodic B horizons. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 49, e0240116.
- Menezes, A. R. D., Fontana, A., & Anjos, L. H. C. D. (2025b). Espodossolos of Brazil: A review of structure and composition of classes. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 49, e0240117.
- Menezes, A. R., Fontana, A., & dos Anjos, L. H. (2018). Spodosols in Brazil: distribution, characteristics and diagnostic attributes of spodic horizons. **South African Journal of Plant and Soil**, 35(4), 241-250.
- Menezes, A. R.; Fontana, A.; Anjos, L. H. C.; Pereira, M. G.; & Schiavo, J. A. (2022). Soils with dark subsurface horizons in saline basins in the Brazilian Pantanal. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 46, e0210088.
- Mingoti, S. A. (2007). **Análise de dados através de métodos de estatística multivariada**. Universidade Federal de Minas Gerais – Belo Horizonte, 295p.
- Montes, C. R., Lucas, Y., Melfi, A. J., & Ishida, D. A. (2007). Systemes sols ferrallitiques–podzols et genese des kaolins. **Comptes Rendus Geoscience**, 339(1), 50-56.
- Montes, C. R., Lucas, Y., Pereira, O. J. R., Achard, R., Grimaldi, M., & Melfi, A. J. (2011). Deep plant-derived carbon storage in Amazonian podzols. **Biogeosciences**, 8(1), 113-120.
- Montes, C. R., Merdy, P., da Silva, W. T., Ishida, D., Melfi, A. J., Santin, R. C., & Lucas, Y. (2023). Mineralization of soil organic matter from equatorial giant podzols submitted to drier pedoclimate: A drainage topochronosequence study. **Catena**, 222, 106837.
- Moreau, A. M. S. S., Ker, J. C., Costa, L. M., & Gomes, F. H. (2006). Caracterização de solos de duas topossequências em Tabuleiros Costeiros do sul da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 30, 1007-1019.
- Muir, A. (1961). The podzol and podzolic soils. **Advances in agronomy**, 13, 1-56.
- Nascimento, N. R., Bueno, G. T., Fritsch, E., Herbillon, A. J., Allard, T., Melfi, A. J., Astolfo, R., Boucher, H., & Li, Y. (2004). Podzolization as a deferralization process: a study of an Acrisol–Podzol sequence derived from Palaeozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. **European Journal of Soil Science**, 55(3), 523-538.
- Nascimento, N. R., Fritsch, E., Bueno, G. T., Bardy, M., Grimaldi, C., & Melfi, A. J. (2008). Podzolization as a deferralization process: dynamics and chemistry of ground and surface waters in an Acrisol–Podzol sequence of the upper Amazon Basin. **European Journal of Soil Science**, 59(5), 911-924.

- Nascimento, P. C., Lani, J. L., & Zoffoli, H. J. O. (2013). Caracterização, classificação e gênese de solos hidromórficos em regiões litorâneas do Estado do Espírito Santo. **Científica**, 41(1), 82-93.
- Oliveira, A. P. D., Ker, J. C., Silva, I. R. D., Fontes, M. P. F., Oliveira, A. P. D., & Neves, A. T. G. (2010). Spodosols pedogenesis under Barreiras formation and sandbank environments in the south of Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 34, 847-860.
- Oliveira, N. S., Schiavo, J. A., Pereira, M. G., Coêlho, R. S., Ozório, J. M. B., & Moraes, E. M. V. (2022). Pedogenesis of soils with accumulation of organic carbon in the subsurface horizons in a saline lake in the Pantanal wetland of Nhecolândia, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 117, 103816.
- Oliveira, N. S.; Schiavo, J. A.; Pereira, M. G., Coêlho, R. S.; Ozório, J. M. B.; & Moraes, E. M. V. (2022). Pedogenesis of soils with accumulation of organic carbon in the subsurface horizons in a saline lake in the Pantanal wetland of Nhecolândia, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 117, 103816.
- Patel-Sorrentino, N., Lucas, Y., Eyrolle, F., & Melfi, A. J. (2007). Fe, Al and Si species and organic matter leached off a ferrallitic and podzolic soil system from Central Amazonia. **Geoderma**, 137(3-4), 444-454.
- Pereira, S. S.; Araújo, E. A.; Moreira, W. C. L.; Bardales, N. G.; & Oliveira, E. (2020). Caracterização de atributos de solos ao longo de uma topossequência em ambiente de campinarana na Amazônia sul ocidental, Brasil. **Revista Caminhos de Geografia**, 21(75), 1-12.
- Pereira, W. M. A. **Sistemas pedológicos e reconstituição paleoambiental em depressões nos Tabuleiros Costeiros do extremo sul da Bahia**. 2019. 89p. Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2019.
- Petersen, L. (1976). **Podzols and podzolization**. Doctoral thesis. DSR Forlag, Copenhagen, 293p.
- Pilar, M. R. **Agentes cimentantes de horizonte espódico do Paraná**. 2021. 45p. Dissertação (Mestrado) – Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2021.
- Pinheiro Jr, C. R., Pereira, M. G., da Silva Neto, E. C., dos Anjos, L. H. C., & Fontana, A. Solos do Brasil: gênese, classificação e limitações ao uso. In: Ribeiros, J.C. (Ed.). **Ciências exatas e da terra: conhecimentos estratégicos para o desenvolvimento do país**. Ponta Grossa, PR: Atena, 2020.
- Ponomareva, V. V. (1964). Theory of podsolization. **Israel Program for Scientific Translations**, Jerusalem. pp.309.
- Quesada, C. A.; Lloyd, J.; Anderson, L. O.; Fyllas, N. M.; Schwarz, M.; Czimczik, C. I. (2011). Soils of Amazonia with particular reference to the RAINFOR sites. **Biogeosciences**, 8(6), 1415-1440.
- Rossi, M., & Queiroz Neto, J. P. (2001). Os solos como indicadores das relações entre sedimentos continentais e marinhos na planície costeira: Rio Guaratuba (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 25, 113-120.
- Rossi, M., & Queiroz Neto, J. P. (2002). Evolução de Espodossolo Ferrocárbico em Gleissolo Háptico no planalto da Serra do Mar, rio Guaratuba (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 26, 407-415.

- Santana, É. P., Diniz, A. D., Rosa, M. E. C., Andrade, I. C. M., Sousa, J. H. O., & Bomfim, M. R. (2022). Caracterização e evolução de solos em vertentes assimétricas da Reserva Ecológica da Sapiranga-Tabuleiros Costeiros do Litoral Norte do Estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 15(6), 2903-2920.
- Santin, R. C. **Avaliação da sensibilidade à mineralização e estudo detalhado da matéria orgânica em Espodosolos da alta bacia do Rio Negro, Amazonas**. 2017. 147p. Tese (Doutorado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2017.
- Santos, R. D., Santos, H. G., Ker, J. C., Anjos, L. H. C., Shimizu, S. H. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 7. Ed. Rev. Ampl. – Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 101p, 2015.
- Sauer, D., Sponagel, H., Sommer, M., Giani, L., Jahn, R., & Stahr, K. (2007). Podzol: Soil of the year 2007. A review on its genesis, occurrence, and functions. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, 170(5), 581-597.
- Schaefer, C. E. R., Ker, J. C., Gilkes, R. J., Campos, J. C., Da Costa, L. M., & Saadi, A. (2002). Pedogenesis on the uplands of the Diamantina Plateau, Minas Gerais, Brazil: a chemical and micropedological study. **Geoderma**, 107(3-4), 243-269.
- Schaefer, C.E.G.R., Campos, P.V., Candido, H.G., Corrêa, G.R., Faria, R.M., Vale Jr, J.F. (2020) Serras e pantanais arenosos: solos e geoambientes em unidade de conservação da Amazônia, Brasil. **Neotropical Biology and Conservation**, 15(1): 43–69.
- Schaetzl, R. J., & Anderson, S. (2005). **Soils: Genesis and Geomorphology**. Cambridge University Press.
- Schiavo, J. A., Pessenda, L. C. R., Júnior, A. A. B., Calegari, M. R., Fornari, M., Secretti, M. L., ... & Mayle, F. E. (2020). Genesis and variation spatial of Podzol in depressions of the Barreiras Formation, northeastern Espírito Santo State, Brazil, and its implications for Quaternary climate change. **Journal of South American Earth Sciences**, 98, 102435.
- Schiavo, J. A.; Dias Neto, A. H.; Pereira, M. G.; Rosset, J. S.; Secretti, M. L.; & Pessenda, L. C. R. (2012). Characterization and classification of soils in the Taquari river basin-Pantanal region, state of Mato Grosso do Sul, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 36, 697-708.
- Schwertmann, U., Kodama, H. and Fischer, W.R., 1986. Mutual interaction between organics and iron oxides. In: **Interactions of Soil Materials with Natural Organics and Microbes**. Soil Science Society of America: Madison, WI, 17: 223-250.
- Silva Neto, E. C., Calegari, M. R., Pereira, M. G., Maranhão, D. D. C., Schiavo, J. A., Fontana, A., & Fernandes, J. C. F. (2018). Phytoliths as indicators of pedogenesis and paleoenvironmental changes in Spodosols of the state of Rio de Janeiro, Brazil. **Science of the Total Environment**, 636, 1070-1080.
- Silva, A. L. S. **Pedogênese de Espodosolos em áreas de Restinga na região dos Lençóis Maranhenses**. 2022. 83p. Mestrado (Dissertação) – Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2022.
- Silva, E. A., Gomes, J. B. V., Araújo Filho, J. C. D., Silva, C. A., Carvalho, S. A. D., & Curi, N. (2013). Podzolização em solos de áreas de depressão de topo dos tabuleiros costeiros do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 37, 11-24.

- Silva, T.R.G.; Barbosa Jr, M.R.; Santos, S.B.T.; Rodrigues, M.A.; Santos, C.G.; Santos, M.A.L. (2020). Spodosols: characteristics, limitations and potential. **Revista Ambientale**, 12(2), 1-7.
- Simas, F. N., Schaefer, C. E., Fernandes Filho, E. I., Chagas, A. C., & Brandão, P. C. (2005). Chemistry, mineralogy and micropedology of highland soils on crystalline rocks of Serra da Mantiqueira, southeastern Brazil. **Geoderma**, 125(3-4), 187-201.
- SISB (Sistema de Informação de Solos Brasileiros). EMBRAPA Solos. Disponível em: <<https://www.sisolos.cnptia.embrapa.br/>>. Acesso em 2023-2024.
- Skopp, J.M., 2000. Physical properties of primary particles. In: Summer, M.E. (Ed.). **Handbook of Soil Science**. CRC Press, Boca Raton, pp. A3 –A17.
- Sobral, L. F.; Barreto, M. C. V.; Silva, A. J.; Anjos, J. L. (2025). **Guia prático para interpretação de resultados de análises de solos**. Aracaju: Embrapa Tabuleiros Costeiros, 13 p.
- Souza Junior, A. J., Lima Camêlo, D., Arruda, D. L., Souza Junior, V. S., Rocha, A. T., & Corrêa, M. M. (2023). Spodosol formation on sandy ruins in a semi-arid climate in the Catimbau National Park, Northeast Brazil. **Catena**, 229, 107226.
- Souza, C. M. P. D., Costa, L. M. D., Firmino, F. H. T., Lima, C. C. U. D., Moreau, A. M. S. D. S., & Leite, M. E. (2020). Association of Post-Barreiras and Barreiras Formation strata and influence on soil genesis, Southern Bahia–Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 44, e0200015.
- Tadini, A. M., Nicolodelli, G., Marangoni, B. S., Mounier, S., Montes, C. R., & Milori, D. M. (2019). Evaluation of the roles of metals and humic fractions in the podzolization of soils from the Amazon region using two analytical spectroscopy techniques. **Microchemical Journal**, 144, 454-460.
- Tadini, A. M., Nicolodelli, G., Senesi, G. S., Ishida, D. A., Montes, C. R., Lucas, Y., ... & Milori, D. M. (2018). Soil organic matter in podzol horizons of the Amazon region: Humification, recalcitrance, and dating. **Science of the Total Environment**, 613, 160-167.
- Ter Steege, H.; Pitman, N. C.; Sabatier, D.; Baraloto, C.; Salomão, R. P.; Guevara, J. E., ... & Silman, M. R. (2013). Hyperdominance in the Amazonian tree flora. **Science**, 342(6156), 1243092.
- Vale Júnior, J. F., Nicodem, S., Melo, V. F., Uchôa, S. C. P., & Sousa Cruz, D. L. (2016). Characterization of organic matter under different pedoenvironments in the Viruá National Park, in northern Amazon. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 40, 1-12.
- Van Wambeke, A. (1992). **Soils of the tropics: properties and appraisal**. 1992. 343p.
- Veloso, H. P.; Rangel Filho, A. L. R.; Lima, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, 123 p, 1991.
- Wakabayashi, S., Matsuzaki, H., Miyairi, Y., Asano, M., & Tamura, K. (2012). Chronology of anthropedogenesis in the Omiya tableland, Japan, based on a ¹⁴C age profile of humic acid. **Soil Science and Plant Nutrition**, 58(6), 737-749.
- Wantzen, K. M., Assine, M. L., Bortolotto, I. M., Calheiros, D. F., Campos, Z., Catella, A. C., ... & Urbanetz, C. (2024). The end of an entire biome? World's largest wetland, the Pantanal, is menaced by the Hidrovia project which is uncertain to sustainably support large-scale navigation. **Science of the Total Environment**, 908, 167751.

- Wantzen, K.M. (2024). River culture: How socio-ecological linkages to the rhythm of the waters develop, how they are lost, and how they can be regained. **The Geographical Journal**, 190, e12476.
- Zamith, L. R., & Scarano, F. R. (2006). Restoration of a restinga sandy coastal plain in Brazil: survival and growth of planted woody species. **Restoration Ecology**, 14(1), 87-94.
- Zonn, S. V. (1978). Modern views on podzol and pseudopodzol formation and their manifestation in soils. **Soviet Soil Science-USSR**, n.10, p. 104-113, 1978.
- Zonn, S. V. (1966). Development of Brown Earths, Pseudopodzols and Podzols. **Soviet Soil Science-USSR**, 7, 751-758.

2. CAPÍTULO 2: CONTROLES GEOQUÍMICOS E BIOLÓGICOS NA GÊNESE DE ESPODOSSOLOS DA AMAZÔNIA CENTRAL: PAPEL DO MATERIAL DE ORIGEM E DA VEGETAÇÃO

RESUMO

Espodossolos são componentes singulares nos ecossistemas amazônicos, mas os controles interativos de substratos geológicos contrastantes e vegetação em sua gênese permanecem pouco compreendidos. Este estudo objetivou investigar como a interação entre formações vegetais, materiais de origem e condições de drenagem contrastantes governa a pedogênese de Espodossolos na Amazônia Central. Caracterizamos oito perfis de Espodossolos desenvolvidos em quatro unidades geológicas (Grupo Trombetas, Formação Alter do Chão, Grupo Uatumã e Cobertura Cenozoica) usando análises morfológicas, físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas. Nossos resultados revelaram um modelo hierárquico de formação do solo, no qual o substrato geológico estabelece o controle primário por meio da sua assinatura geoquímica específica. O Grupo Trombetas, embora exponha sedimentos mais antigos, sustenta uma podzolização predominantemente geoquímica, caracterizada pelo acúmulo acentuado de alumínio e carbono devido à herança de fontes secundárias de Al (gibbsita) que, sob condições de drenagem restrita, origina horizontes espódicos rasos, cimentados e pouco espessos (Bhsm). Em contraste, o Grupo Uatumã e as Coberturas Cenozoicas, de natureza quartzosa e drenagem mais desimpedida, favorecem uma podzolização caracterizada por horizontes espódicos mais difusos e espessos, com menores teores de Fe e Al iluviais. Nessas condições, a vegetação exerceu um papel determinante, em que formações florestais promoveram o acúmulo *in situ* de complexos organometálicos, enquanto formações abertas de campinaranas intensificaram a redistribuição de elementos. As evidências micromorfológicas corroboram os achados ao mostrar B espódicos com revestimentos impregnativos contínuos em sistemas ricos em Al e mal drenados, contrastando com cutans descontínuos em ambientes melhor drenados e empobrecidos em cátions. Propõe-se, assim, uma estrutura tripla de podzolização, conduzidas por fatores geoquímicos, bióticos e hidrológicos, capazes de descrever as trajetórias pedogenéticas observadas. Essas descobertas fornecem um arcabouço preditivo para a distribuição de Espodossolos e contribuem para a compreensão da dinâmica do carbono nesses ecossistemas frágeis.

Palavras-chave: Podzolização, solos amazônicos, Campinarana, controle geoquímico, micromorfologia, complexos organometálicos.

2.1. INTRODUÇÃO

Os Espodossolos compreendidos nos trópicos úmidos, principalmente os da Amazônia, constituem uma das classes de solos mais intrigantes e singulares destes ambientes. Esses solos são caracterizados pela presença de horizontes espódicos enriquecidos em matéria orgânica, alumínio e, em menor quantidade, ferro, resultantes de intensos processos de eluviação e iluviação sob condições fortemente lixiviadas (Buurman & Jongmans, 2005; Sauer et al., 2007). No bioma Amazônia, esses solos possuem uma importância que transcende a

extensão territorial, mesmo ocupando áreas relativamente pequenas no bioma. Serviços ecossistêmicos altamente especializados são condicionados pelas áreas podzolizadas, como a regulação da transferência de elementos-traço para os rios (Fritsch et al., 2009), acumulam carbono em profundidade (Montes et al., 2011) e representam a maior fonte de matéria orgânica dissolvida exportada para a rede hidrográfica (Doupoux et al., 2017), ou seja, operam no balanço de carbono em escala regional. No contexto amazônico, sua presença está fortemente associada às campinas e campinaranas, paisagens reconhecidas tanto pela pobreza química extrema quanto pelo elevado endemismo florístico (Prance, 1996; Adeney et al., 2016).

O processo de formação dos Espodossolos na Amazônia é atribuído à clássica podzolização, que envolve a complexação de matéria orgânica com alumínio e ferro, seguida de sua mobilização em solução e posterior precipitação em horizontes mais profundos (Lucas et al., 1984; Chauvel et al., 1987; Bravard & Righi, 1990). Embora esse mecanismo seja amplamente aceito, a diversidade de condições ambientais que favorece a podzolização ainda não é completamente compreendida no território amazônico. Alguns estudos pioneiros na região central e ocidental da Amazônia tem destacado a associação entre topografia, drenagem e vegetação como fatores de controle (Dubroeuq & Volkoff, 1998; Nascimento et al., 2004, 2008). Mais recentemente, investigações mineralógicas e geoquímicas avançaram no entendimento da dinâmica da matéria orgânica e da natureza dos complexos organometálicos envolvidos (Bardy et al., 2009; Fritsch et al., 2009, 2011; Huamán et al., 2020). Entretanto, há uma lacuna que persiste sobre a compreensão de como a variação da paisagem, em escala regional, se relaciona com a gênese e a variação morfológica dos Espodossolos amazônicos.

As campinas e campinaranas são ecossistemas que incidem sobre solos muito arenosos, frequentemente associados a formações geológicas do Neógeno e do Quaternário, e abrigam vegetações de baixa diversidade de espécies com alto grau de endemismo adaptadas a condições de severa pobreza de nutrientes (Mendonça et al., 2014; Adeney et al., 2016; Mendes et al., 2017; Demarchi et al., 2018). Nessas formações vegetais, variações estruturais, que vão de campos abertos a formações florestais mais adensadas, parecem refletir diretamente a profundidade do horizonte espódico e a disponibilidade de nutrientes no perfil do solo (Luizão et al., 2007; Demarchi et al., 2019). Essa íntima relação entre solo e vegetação faz com que a análise da gênese dos Espodossolos não possa ser desvinculada da fitofisionomia das campinaranas, cuja diversidade ainda carece de estudos integrados em escala pedológica.

Outro aspecto ainda inexplorado se refere à interação entre vegetação, pedogênese e o substrato geológico. Embora os Espodossolos amazônicos tenham sido descritos sobre algumas diferentes unidades litológicas, principalmente sobre a Formação Içá (e.g. Doupoux et al., 2017;

Tadini et al., 2019; Montes et al., 2023), poucos estudos investigaram como as diferenças no material de origem, com idades geológicas contrastantes, podem influenciar a intensidade e a natureza da podzolização (Horbe et al., 2004; Ishida et al., 2014). Considerando que a Formação Trombetas, de idade cretácea, apresenta materiais mais antigos e profundamente intemperizados em comparação à Formação Içá, de idade pliopleistocênica, é plausível supor que o tempo de exposição ao intemperismo e a composição mineralógica original possam carrear ou influenciar o estoque de Al e Fe disponíveis à complexação, com reflexos diretos na gênese dos horizontes espódicos. Entretanto, essa relação ainda não foi investigada em estudos regionais que integrem vegetação, morfologia, química e mineralogia dos solos. A maioria dos trabalhos prévios abordou os Espodossolos amazônicos sob perspectivas mais pontuais ou focadas em catenas (e.g. Nascimento et al., 2004, 2008; Bardy et al., 2007, 2008; Fritsch et al., 2009, Ishida et al., 2014, Huamán et al., 2021), geralmente investigando detalhes mineralógicos ou a dinâmica do carbono. Uma abordagem integradora capaz de comparar Espodossolos formados em distintas fitofisionomias de campinarana e sob diferentes contextos geológicos na escala da Amazônia central ainda permanece ausente. Essa integração, a qual contemple simultaneamente atributos morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos, pode revelar padrões até então pouco reconhecidos, ajudando a compreender como vegetação e geologia interagem para moldar a sua pedogênese.

Diante desse cenário, o presente estudo tem como objetivo caracterizar a gênese de Espodossolos desenvolvidos sob diferentes formações de campinaranas na Amazônia Central, situados sobre distintas formações geológicas. Especificamente, buscamos avaliar como a variação da vegetação e do material de origem controla a formação e a diferenciação dos horizontes espódicos, integrando análises morfológicas, físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas. A partir dessa abordagem, pretende-se avançar na compreensão da variabilidade pedogenética regional dos Espodossolos, fornecendo subsídios para a conservação dos ecossistemas de areia branca da Amazônia.

2.2. MATERIAL E MÉTODOS

2.2.1. Descrição das Áreas

As áreas selecionadas para o estudo localizam-se na Amazônia Central, abrangendo Espodossolos sob distintas formações vegetacionais e domínios geológicos. Embora a heterogeneidade litológica e pedológica seja marcante, a definição de áreas específicas para a classe deste solo foi limitada pela ausência de mapeamentos detalhados em escalas compatíveis. Os levantamentos disponíveis foram realizados em escala regional (1:1.000.000),

inviabilizando a indicação precisa de áreas contínuas de Espodosolos e a discriminação das diferentes variações de campinaranas. Dessa forma, a estratégia adotada consistiu na localização de ecossistemas de areia branca para tradagens (verificando a presença de horizonte B espódico) e seleção de áreas representativas de Campinaranas, cujos materiais arenosos contrastassem com a borda paleozoica superior da Bacia Amazonas, a qual expõe os depósitos mais antigos da bacia sedimentar. Essa abordagem permitiu contemplar a variabilidade de ambientes nos quais os Espodosolos ocorrem na região, mesmo sem o apoio cartográfico pedológico.

Ao todo, oito áreas representativas foram selecionadas para a abertura de trincheiras, descrição dos perfis e coleta de amostras, distribuídas nos municípios de Iranduba, Manaus e Presidente Figueiredo (Tabela 5). Na borda norte da Bacia sedimentar do Amazonas encontram-se os perfis P6 e P7 (Figura 8), desenvolvidos sobre material do Grupo Trombetas, do Ordoviciano-Devoniano (ca. 485-360 Ma), formado principalmente por arenitos quartzosos, siltitos e folhelhos, depositados em condições fluviais e costeiras durante os estágios iniciais de preenchimento da Bacia sedimentar do Amazonas (Caputo, 1984; Grahn, 2005). Os perfis P2 e P8 ocorrem sobre a Formação Alter do Chão, unidade estratigráfica do Cretáceo Superior (ca. 100-65 Ma), constituída predominantemente por arenitos finos a médios, argilosos e ferruginizados, associados a níveis de siltitos e argilitos (incluindo caulins) avermelhados (Cunha et al., 1994, 2007; Reis et al., 2006). Já o perfil P3 está associado ao Grupo Uatumã, composto por rochas vulcânicas félsicas e intermediárias do Paleoproterozoico (ca. 1,9 Ga), como riolitos, ignimbritos e tufos, representando o embasamento cristalino que se estende além da borda norte da Bacia sedimentar do Amazonas (Santos et al., 2000). Por fim, os perfis P1, P4 e P5 situam-se em áreas mapeadas como Coberturas Cenozoicas Indiscriminadas, representando depósitos arenosos e argilo-arenosos recentes, pouco consolidados e sem subdivisão formal, associados a superfícies de aplainamento e ambientes de deposição quaternária (RADAMBRASIL, 1978; IBGE, 2023).

Tabela 5. Localidades e características edáficas das áreas.

Perfil	Município	Coordenadas	Vegetação	Geologia
Perfil 1	Presidente Figueiredo	02°05'477"S 59°18'965"W	Campinarana gramínea	¹ PE: Cobertura Cenozoica; ² SE: Cobertura Cenozoica Indiscriminada. Depósitos aluviais quaternários (ca. 1,6 Ma).
Perfil 2*	Manaus	02°34'540"S 60°01'498"W	Campinarana arbustiva e arbórea	PE: Amazonas-Solimões; SE: Alter do Chão; Formação Alter do Chão do Cretáceo Superior (ca. 100-65 Ma).
Perfil 3	Presidente	01°19'240"S	Floresta ombrófila	PE: Amazônia; SE: Uatumã; Grupo Uatumã

	Figueiredo	60°24'262"W	densa alterada (Capoeira)	do Paleoproterozóico (ca. 1,9 Ga).
Perfil 4	Presidente Figueiredo	02°00'955"S 59°55'835"W	Floresta ombrófila densa alterada (Capoeira)	PE: Cobertura Cenozoica; SE: Cobertura Cenozoica Indiscriminada. Depósitos aluviais quaternários (ca. 1,6 Ma).
Perfil 5	Presidente Figueiredo	02°02'304"S 60°00'137"W	Campinarana arbórea	PE: Cobertura Cenozoica; SE: Cobertura Cenozoica Indiscriminada. Depósitos aluviais quaternários (ca. 1,6 Ma).
Perfil 6	Presidente Figueiredo	02°08'257"S 59°59'753"W	Campinarana arbórea	PE: Amazonas-Solimões; SE: Amazonas. Grupo Trombetas do Ordoviciano-Devoniano (ca. 485-360 Ma).
Perfil 7	Presidente Figueiredo	02°02'268"S 59°55'187"W	Campinarana arbórea	PE: Amazonas-Solimões; SE: Amazonas. Grupo Trombetas do Ordoviciano-Devoniano (ca. 485-360 Ma).
Perfil 8	Irاندوبا	03°03'546"S 60°45'148"W	Campinarana arbórea	PE: Amazonas-Solimões; SE: Alter do Chão; Formação Alter do Chão do Cretáceo Superior (ca. 100-65 Ma).

¹PE: Província Estrutural; ²SE: Subprovíncia Estrutural; *Perfil coletado em parceria com a XV RCC (Lumbreras et al., 2025).

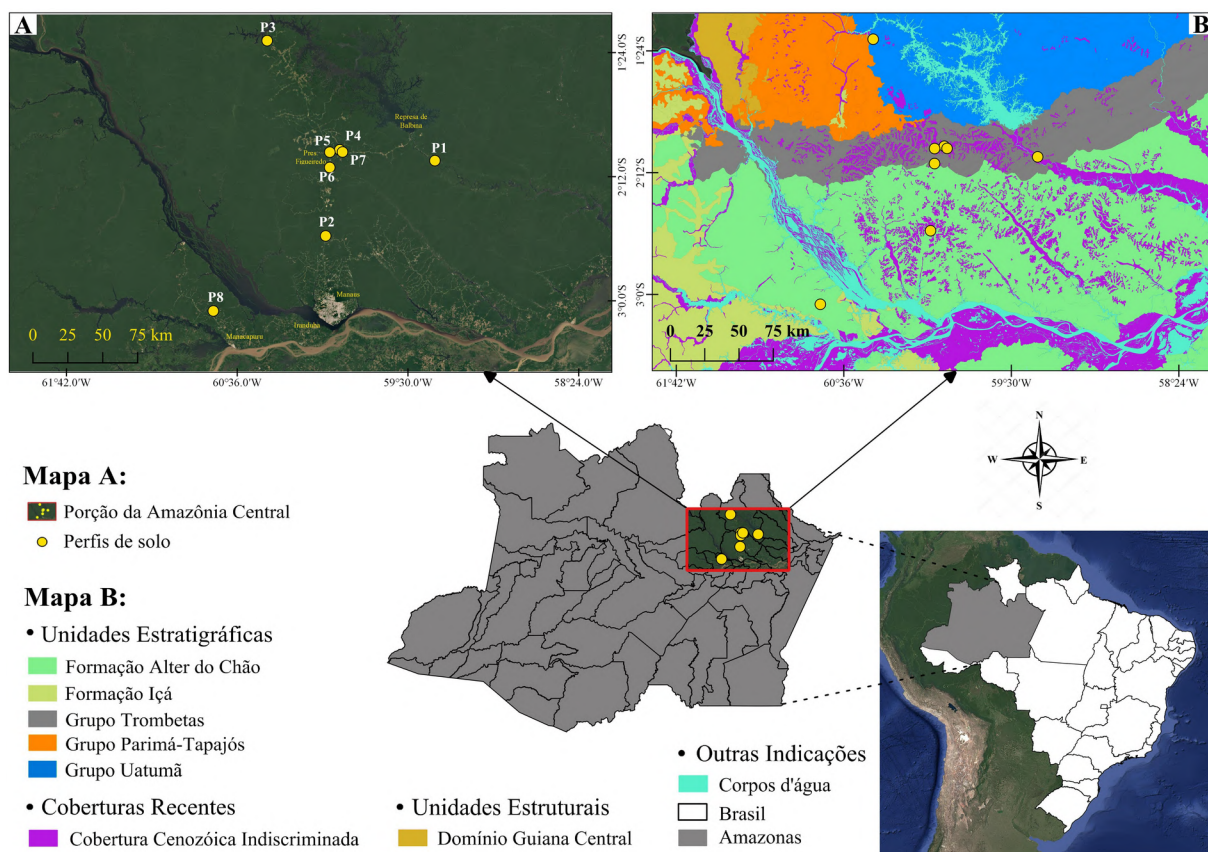


Figura 8. Localização das áreas de estudo na Amazônia Central. Mapa A: Distribuição dos perfis de solo (P1-P8) sob imagem de satélite (Landsat). Mapa B: Contexto geológico destacando as unidades estratigráficas e estruturais da região. Fonte: Base Cartográfica do Banco de Dados de Informações Ambientais – BDIA (IBGE, 2023).

O clima da região, de acordo com a classificação de Köppen, é tropical sem estação seca (Af), com temperatura média anual de 26,7°C com pouca variação sazonal, entre 25,9 a 27,7 °C,

precipitação anual de 2.420 mm e o mês mais seco em agosto, consistindo em um tipo de clima em que as estações não se sucedem claramente (Alvares et al., 2013). Desde 1961, a menor temperatura registrada na capital foi de 12,1°C em 9 de julho de 1989, e a maior alcançou 39°C em setembro de 2015.

2.2.2. Metodologia de Campo

Cada perfil selecionado foi descrito a partir da abertura de trincheiras com profundidade suficiente para a exposição integral de seus horizontes subsuperficiais. As descrições morfológicas seguiram os critérios estabelecidos pelo Manual de Descrição e Coleta de Solo em Campo (Santos et al., 2025). Amostras indeformadas (coletadas no centro dos B espódicos), e deformadas (todos os horizontes) foram coletadas para análises posteriores em laboratório, incluindo as físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas. Ao final, o solo foi classificado conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Santos et al., 2025).

2.2.3. Metodologia Laboratorial

➤ Análises Físicas

As amostras coletadas foram secas à sombra e peneiradas em malha de 2,0 mm para obtenção de Terra Fina Seca ao Ar (TFSA), necessária para as análises físicas e químicas. A densidade do solo foi determinada pelo método da proveta (Almeida et al., 2017), cujo princípio se baseia na obtenção da massa por pesagem após um preenchimento depositado de solo em uma proveta de volume conhecido. A análise granulométrica foi realizada para determinar as classes texturais dos solos, empregando-se NaOH a 0,1 mol L⁻¹ como dispersante químico sob agitação mecânica lenta por 16 horas. Após agitação, precedeu-se a separação das frações areia, por tamisação, e argila e silte pelo método da pipeta (Donagemma et al., 2017a).

A fração areia obtida a partir da análise foi submetida à caracterização morfométrica e mineralógica. Para isso, a fração areia foi primeiramente fracionada em um agitador de peneiras, modelo T, nas seguintes classes de tamanho: areia muito grossa (2000-1000 µm), areia grossa (1000-500 µm), areia média (500-250 µm), areia fina (250-106 µm) e areia muito fina (106-53 µm). Essas classes de tamanho permitiram a obtenção dos parâmetros de Folk & Ward (1957), como as variáveis de classificação granulométrica da areia, curtose, assimetria e grau de seleção. Já a análise morfométrica foi utilizada para classificação dos grãos com base no grau de esfericidade e arredondamento (Powers, 1953), mediante a comparação visual conforme as escalas padronizadas descritas em Silva et al. (2020). Para a comparação, foram obtidas fotomicrografias da areia média em placa de Petri sobre fundo preto, utilizando-se um

estereomicroscópio binocular modelo NO105B Global Optics. A ampliação máxima utilizada foi de 20x.

➤ *Análises Químicas*

As análises químicas foram realizadas, de acordo com procedimentos metodológicos descritos por Teixeira et al. (2017), para a determinação dos seguintes atributos químicos: pH (em H₂O e KCl), H+Al, Al³⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, N, P e CO. O pH foi determinado em relação solo/solução de 1:2,5. A acidez potencial (H+Al) foi extraída com acetato de cálcio a pH 7,0 e determinada por titulação em NaOH 0,025 mol L⁻¹. De forma semelhante, o alumínio trocável (Al³⁺) foi obtido utilizando-se KCl 1 mol L⁻¹ como extrator e NaOH 0,025 mol L⁻¹ como titulante. Os teores de N total foram extraídos por digestão sulfúrica Kjeldahl, enquanto os teores de P disponível e K⁺ trocável foram extraídos por meio de solução Mehlich-1, sendo os teores de N total determinados por titulometria, os teores de P por espectrofotometria no UV-vis e os teores de K⁺ por fotometria de chama. Os teores de Ca²⁺ e Mg²⁺ trocáveis foram extraídos com KCl 1 mol L⁻¹, seguido de determinação por Espectrometria de Absorção Atômica (EAA). O carbono orgânico (CO) do solo foi determinado pelo método da oxirredução via úmida em meio ácido, empregando solução de dicromato de potássio 0,066 mol L⁻¹ acidificado com H₂SO₄ 96% como extrator, e sulfato ferroso amoniacal como titulante.

Com base nos resultados das bases trocáveis e acidez potencial foram calculados os seguintes: soma de bases (SB) (pelo somatório dos cátions trocáveis Ca²⁺, Mg²⁺ e K⁺); capacidade de troca de cátions a pH 7,0 (T) (somatório da SB com H+Al); a CTC efetiva (t) (somatório da SB com Al³⁺); saturação por bases (V%) (razão de percentagem entre SB e T); e a saturação por alumínio (m%) (razão de percentagem entre Al³⁺ e t).

➤ *Análises Geoquímicas*

A caracterização geoquímica dos horizontes espódicos foi realizada a partir da técnica de fusão alcalina com metaborato de lítio (LiBO₂), adaptada de Guerra et al. (2013). Foram pesados 0,25 g de LiBO₂ em cadinhos de grafite, seguido de 100 mg de solo (fração < 200 mesh), com uma nova adição de 0,25 g de LiBO₂ recobrindo a massa de solo. Os cadinhos foram levados à mufla configurada para um aumento gradual de temperatura até atingir 1000°C, permanecendo por 10 minutos para obtenção de cristais homogêneos. Após resfriamento, os cristais foram dissolvidos em solução de HNO₃ 10% (v/v) sob agitação horizontal (90 rpm, 4 h), resultando em extratos finais em meio ácido (HNO₃ 5%). Os extratos obtidos foram analisados por EAA, visando determinação dos teores totais de Al, Ca, Cd, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni,

Pb, Si, Ti e Zn. A confiabilidade analítica foi monitorada por meio de inclusão, além de duas provas em branco (matriz pura), de um controle de qualidade (padrão NIST SRM 2709a – San Joaquin Soil), o qual possui valores de referência, certificados e informativos para múltiplos elementos.

Ainda, para os teores de Fe, Al, Si e Mn extraíveis foram empregados métodos de dissolução seletiva. Para estes elementos, os teores dos óxidos de Fe, Al e Mn pedogênicos foram extraídos com solução de ditionito-citrato-bicarbonato (Mehra & Jackson, 1958). Já os teores dos óxidos de Fe, Al e Si de baixa cristalinidade foram extraídos com oxalato ácido de amônio (pH 3,0) no escuro (McKeague & Day, 1966). Por fim, os teores de Fe e Al complexados à matéria orgânica foram extraídos com pirofosfato de sódio (conforme descrito por Teixeira et al., 2017). A concentração de cada elemento foi determinada por EAA.

➤ *Análises Mineralógicas*

As análises mineralógicas foram realizadas na fração argila por difração de raios X (DRX). O método do sifonamento (descrito em Donagema et al., 2017b) foi empregado para obtenção das frações silte e argila, em que fracionamentos consecutivos foram feitos para obtenção de uma quantidade suficiente de argila e silte dos horizontes B espódicos. A fração argila foi montada em lâminas orientadas após remoção da matéria orgânica (Calderano et al., 2017). A DRX foi feita em um Panalytical X'Pert Pro PW 3040/60, equipado com um tubo de cobalto (CoK α , 1800 W, 60 Kv) e detector X'Celerator. A identificação dos minerais foi baseada na análise dos espaçamentos interplanares obtidos nos difratogramas, interpretados com base no software RaioX v.1.2.

➤ *Análises Micromorfológicas e Microanálises*

Amostras indeformadas foram coletadas do centro de cada horizonte espódico para análises micromorfológicas. As amostras foram impregnadas com resina de poliéster e cortadas, posteriormente foram coladas sobre lâminas delgadas e, finalmente, polidas (Castro et al., 2003). As lâminas foram analisadas em microscópio Leitz Laborlux 12 Pol S, sob luz plano-polarizada (PPL), luz nicóis cruzados (XPL) e, ocasionalmente, sob luz refletida. Características como unidades estruturais, porosidade, presença de nódulos, concreções e revestimentos foram analisadas e descritas utilizando técnicas e terminologias recomendadas em Stoops et al. (2018).

Adicionalmente, as lâminas delgadas foram metalizadas com carbono em alto vácuo para minimizar carga de superfície com uso de um Evaporador de carbono, marca Quorum,

modelo Q150T-E, necessário para otimizar uma análise adicional por MEV-EDS. As imagens e microanálises foram obtidas em microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM-6010LA, equipado com sistema de Espectroscopia de Energia Dispersiva integrado (detector SDD). O equipamento opera com fonte de tungstênio e permite mapeamentos químicos automatizados. As condições de aquisição foram padronizadas conforme as seguintes recomendações (Goldstein et al., 2018): vácuo alto, detector BSE para contraste composicional e SE para relevo; tensão de aceleração 15-20 kV para EDS; distância de trabalho 10 ± 2 mm; corrente de sonda ajustada automaticamente para contagens de ~ 20 -30 kcps no EDS; tempo de aquisição pontual ~ 60 s. A quantificação por EDS foi conduzida em modo semiquantitativo com correção ZAF. Para mapeamentos elementares, adotou-se calibração automática do zero de energia, otimização do tempo morto (20-35%) e correção de sobreposições espectrais. Todas as imagens analisadas por microscopia foram calibradas no software ImageJ® v.2.

➤ *Análises Estatísticas*

Os horizontes espódicos dos perfis foram agrupados por tipo de geologia e de vegetação para a realização de uma Análise de Componentes Principais (PCA). A PCA teve o objetivo de identificar os principais gradientes de variação entre os horizontes espódicos e avaliar padrões de agrupamento relacionados à geologia e à vegetação. As variáveis foram previamente padronizadas (centradas e reduzidas) para evitar efeitos de escala, e a análise foi conduzida com base na matriz de correlação. Para encontrar padrões da herança do material de origem e da vegetação foram construídos dois painéis, ambos a partir dos scores amostrais da geologia e vegetação. Adicionalmente, um terceiro painel foi construído com os autovetores das variáveis para a interpretação das relações entre variáveis resposta e PC's. Toda a análise foi executada no software Statistica 7.

2.3. RESULTADOS

2.3.1. Atributos Físicos e Morfológicos

A macromorfologia dos perfis mostra um contraste em termos de espessura e organização dos horizontes espódicos em função dos materiais de origem e vegetação. De modo geral, os perfis ocorrem em relevo local variando de plano a suave ondulado (Tabela 6), e refletem ambas as condições de má e boa drenagem. Nos perfis desenvolvidos sobre o Grupo Trombetas, os horizontes espódicos são mais próximos à superfície e cimentados (perfis 6 e 7, Tabela 7). Por outro lado, nos perfis da Formação Alter do Chão os horizontes espódicos são mais profundos e mais espessos, alcançando mais de 3 m no P2 (perfil 2), enquanto os perfis das

Coberturas Cenozoicas ocorrem em profundidades mais variadas, bem como apresentam maior variação de espessura. A morfologia dos perfis estudados mostrou uma sequência típica de Espodossolos A-E-B, com horizontes eluviais e iluviais bem desenvolvidos.

Tabela 6. Características macromorfológicas dos perfis de Espodossolos desenvolvidos a partir de diferentes materiais de origem na Amazônia Central.

Perfi l	Geologia	Vegetação	Relevo Local	Classe de Drenagem		Espessura do horizonte B cm
				BD	MD	
1	Coberturas Cenozoicas Indiscriminadas	Campinarana gramíneo-lenhosa	Plano		X	63
2	Formação Alter do Chão	Campinarana arbustiva	Plano	x		89
3	Grupo Uatumã	Floresta ombrófila densa alterada	Plano	x		125
4	Coberturas Cenozoicas Indiscriminadas	Floresta ombrófila densa alterada	Ondulado		x	59
5	Coberturas Cenozoicas Indiscriminadas	Campinarana arbórea	Suave Ondulado	x		73
6	Grupo Trombetas	Campinarana arbórea	Plano		x	22
7	Grupo Trombetas	Campinarana arbórea	Plano		x	56
8	Formação Alter do Chão	Campinarana arbórea	Plano		x	18

BD: bem drenado; MD: mau drenado.

Com exceção do P7, os perfis mostram uma sequência diagnóstica típica, com horizonte A delgado (<30 cm), horizonte E espesso e horizonte B espódico (Bh, Bs ou Bhs, com e sem cimentação) em profundidade variável (Tabela 7). Os horizontes A apresentaram cores variando de cinzento a preto (e.g. 2,5Y 6/1 no P6, e 5Y 2,5/1 no P4), com espessura geralmente inferior a 20 cm e classe textural areia. Os horizontes E, presentes em todos os perfis, mostraram cores muito claras e próximas de neutra (e.g. N 7/, P3), com espessuras variando de 40 a mais de 279 cm (P2), e estrutura predominantemente tipo grãos simples. A transição entre A e E foi geralmente clara ou gradual, enquanto a transição entre o horizonte E e o horizonte espódico foi abrupta na maioria dos perfis. De modo geral, os horizontes A e E apresentam classe textural areia e consistência de solta (quando seco) e variando de solta a friável (quando úmido), enquanto os horizontes B apresentam-se com consistência variando de macia a extremamente dura (quando seco) e friável a extremamente firme (quando úmido).

Tabela 7. Características morfológicas dos perfis de Espodosolos formados a partir de diferentes materiais de origem, na Amazônia Central.

Horizonte	Profundidade	Cor úmida	Estrutura	Consistência				Transição
	cm			Seca	Úmida	Plasticidade	Pegajosidade	
Perfil 1 – ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico dúrico cárbico								
A ₁	0-6	2,5Y 2,5/1	gs, fr, me, bsa	Macia	Friável	npl	npg	P/Di
A ₂	6-22	2,5Y 4/1	gs, fr, pe-me, bsa	Macia	Friável	npl	npg	O/C
AE	22-33	2,5Y 5/1	gs, fr, me, bsa	Solta	Friável	npl	npg	O/C
E ₁	33-54/64	2,5Y 5/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	P/C
E ₂	54/64-57/60	5Y 6/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	P/Di
E ₃	57/60-68	2,5Y 7/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	P/C
Eg	68-87	5Y 7/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	P/A
Bhm ₁	87-111	2,5Y 2,5/1	Maciça	Muito dura	Muito firme	npl	npg	P/A
Bhm ₂	111-121	7,5YR 2,5/2	Maciça	Muito dura	Muito firme	npl	npg	P/C
Bsm	121-150+	7,5YR 2,5/3	Maciça	Muito dura	Muito firme	npl	npg	-
Perfil 2 – ESPODOSSOLO HÁPLICO Hiperespesso típico								
A ₁	0-8	7,5YR 5/2	gs, fr, mpe-pe, gn	Solta	Solta	npl	npg	P/C
A ₂	8-23	10YR 5/2	gs, fr mpe, gn	Solta	Solta	npl	npg	P/G
AE	23-42/57	2,5Y 7/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	O/Di
E ₁	42/57-130	2,5Y 6/2	gs	Solta	Solta	npl	npg	P/Di
2E ₂	130-321	2,5Y 8/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	P/Di
3Bh	321-332	10YR 2/1	gs	Ligeiram. dura	Muito friável	npl	npg	O/A
4Bsm	332-352	10YR 6/6	Maciça	Muito dura	Muito firme	npl	npg	O/C
4Bhs	352-380	7,5YR 3/3	Maciça	Muito dura	Muito firme	npl	npg	De/A
4Bs	380-396	2,5Y 7/6	Maciça	Dura	Firme	npl	npg	P/A
C	396-410+	2,5Y 8/2	Maciça	Dura	Firme	npl	npg	-
Perfil 3 – ESPODOSSOLO HÁPLICO Espesso típico								
A	0-5/10	5YR 2,5/1	gs	Solta	Muito friável	npl	npg	O/C
E	5/10-32/36	N 7/	gs	Solta	Solta	npl	npg	O/C
2A	32/36-55/69	7,5YR 2,5/1	gs	Solta	Muito friável	npl	npg	O/G
2E ₁	55/69-85/94	7,5YR 5/1	gs	Solta	Muito friável	npl	npg	O/Di
2E ₂	85/94-131/134	7,5YR 7/1	gs	Solta	Friável	npl	npg	O/A
2Bhs/Bs	131/134-160/167	10YR 5/6	fr, gn, fr, pe-me, bsa	Muito dura	Muito firme	npl	npg	O/C
2Bhs	160/167-201	10Y4 3/3	fr, pe, gn, mo, me-gr, ba	Muito dura	Muito firme	npl	npg	O/G
2Bh ₁	201-220/231	10R 3/1	gs, fr, me-gr, ba	Dura	Firme	npl	npg	P/C
2Bh ₂	220/231-259/262+	5YR 3/2	gs	Ligeiram. dura	Firme	npl	npg	-
Perfil 4 – ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico típico								
A	0-5	5Y 2,5/1	gs, gn	Solta	Friável	npl	npg	P/A
E ₁	5–12/20	2,5Y 6/2	gs	Solta	Solta	npl	npg	O/Di
E ₂	12/20-26/33	2,5Y 3/2	gs, fr, pe-me, bsa	Macia	Muito friável	npl	npg	O/C
Bhs	26/33-37/54	7,5YR 4/4	fr, pe, bsa, fr, gr, gn, ba	Dura	Friável	npl	npg	O/Di
Bh ₁	37/54-57/70	7,5YR 3/2	fr, gr, gn, fr, pe-me, bsa	Dura	Firme	npl	npg	O/C

Bh ₂	57/70-92	5Y 2,5/1	fr, me-gr, bsa, gn, me	Dura	Muito friável	npl	npg	De/A
C ₁	57-70-105	2,5Y 4/2	gs, fr, me-gr, bsa	Macia	Muito friável	npl	npg	P/Di
C ₂	105-130+	10YR 5/3	gs	Solta	Solta	npl	npg	-
Perfil 5 – ESPODOSSOLO HÁPLICO Espesso típico								
A ₁	0–8/10	7,5YR 8/2	gn, me, fo, me, bsa	Macia	Friável	npl	npg	O/C
A ₂	8/10–20/27	2,5Y 5/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	O/A
E ₁	20/27-53	5Y 8/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	P/Di
E ₂	53-85	5Y 8/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	P/Di
E ₃	85-116/179	5Y 8/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	I/A
Bs/Bh	116/179-205/235	2,5Y 8/4	gs	Solta	Solta	npl	npg	I/A
Bh	205/235-245/252+	5Y 3/1	fr, me, bsa	Solta	Muito firme	npl	npg	-
Perfil 6 – ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico dúbico								
A	0-5	2,5Y 6/1	gs, fr, gr, gn	Solta	Friável	npl	npg	P/G
E/A	5-14	2,5Y 5/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	P/Di
E ₁	14-35	2,5Y 7/1	gs	Solta	Solta	npl	npg	P/Di
E ₂	35-54	2,5Y 6/2	gs	Solta	Solta	npl	npg	O/A
Bh	54/57-54/61	5Y 2,5/1	gs, fr, me, gr, bsa	Dura	Friável	npl	npg	O/C
Bhsm	54/61-70/75	5YR 3/4	fr, gr, bsa	Extrem. dura	Extrem. firme	npl	npg	O/C
2B'h	70/75-79	5YR 2,5/1	fr, me, ba, bsa	Dura	Muito firme	npl	npg	-
Perfil 7 – ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico leptico								
A ₁	0–5/13	2,5Y 2,5/1	gs, fr, pe-me, bsa	Macia	Friável	npl	npg	O/C
A ₂	5/13–13/27	5Y 2,5/1	gs, fr, pe, me, gr, bsa	Solta	Friável	npl	npg	O/C
E ₁	17/27-32	2,5Y 6/1	gs, fr, pe, bsa	Solta, Macia	Solta, Friável	npl	npg	P/Di
E ₂	32-63	2,5Y 7/1	gs, fr, pe-me, bsa	Solta, Macia	Solta, Friável	npl	npg	P/C
Bhg	63-69	2,5Y 3/2	gs, fr, pe, me, gr, bsa	Macia	Friável	npl	npg	P/A
Perfil 8 – ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Espesso dúbico								
A	0–16/19	10YR 4/1	gs, fr, me, gn	Solta	Solta	npl	npg	O/Di
E ₁	16/19-62/72	2,5Y 7/1	gs, fr, me, bsa	Solta	Friável	npl	npg	O/C
E ₂	62/72-85/93	2,5Y 8/1	gs, fr, me, gr, bsa	Solta	Friável	npl	npg	O/C
E ₃	85/93-110	2,5Y 8/1	gs, fr, me, gr, bsa	Solta	Friável	npl	npg	P/A
Bhm ₁	110-120/128	10YR 2/1	Maciça	Extrem. dura	Muito firme	npl	npg	I/A
Bhm ₂	120/128-125/128	2,5YR 2,5/1	Maciça	Extrem. dura	Extrem. firme	npl	npg	I/A
Bhm ₃	128+	7,5YR 2,5/2	Maciça	Extrem. dura	Extrem. firme	npl	npg	-

Estrutura: grau de desenvolvimento (fraco: fr; moderado: mo; forte: fo); tamanho (pequeno: pe; médio: me; grande: gr); tipo (grãos simples: gs; granular: gn; blocos angulares: ba; blocos subangulares: bsa). Plasticidade: (não plástica: npl; não pegajosa: npg). Transição: (A: abrupta; C: Clara; De: descontínua; Di: difusa; G: gradual; I: irregular; O: ondulada; P: plana).

Nos horizontes espódicos foi observada grande variação de cor e espessura (Figura 9). Nos perfis sobre os arenitos quartzosos do Grupo Trombetas (P6 e P7), os Bhs(m) foram relativamente delgados (<30 cm), com cores bruno-avermelhado escuro a bruno muito escuro (5YR 3/4 a 7,5YR 2,5/3). No perfil da Formação Alter do Chão (P2) e no perfil sobre o Grupo Uatumã (P3), os horizontes Bs foram espessos (> 60 cm) e com cor bruno-avermelhadas (7,5YR 4/4, 5YR 4/3, respectivamente). O P4 sobre as Coberturas Cenozoicas mostrou uma transição de horizontes espódicos menos comum, Bhs para Bh, com cores variando de bruno-escuro para preto (7,5YR 3/2; 5Y 2,5/1). A presença de horizontes ortstein (sufixo 'm') foi uma característica marcante em quase todos os perfis, indicando forte grau de cimentação, seja nos perfis classificados como hidromórficos ou nos háplicos. Em vários perfis (P2, P5, P6, P7 e P8) também foram observadas cores variegadas nos horizontes espódicos, além de manchas formando bolsões (P3), sobretudo nas áreas de relevo plano indicando flutuação hídrica (Apêndice 1).

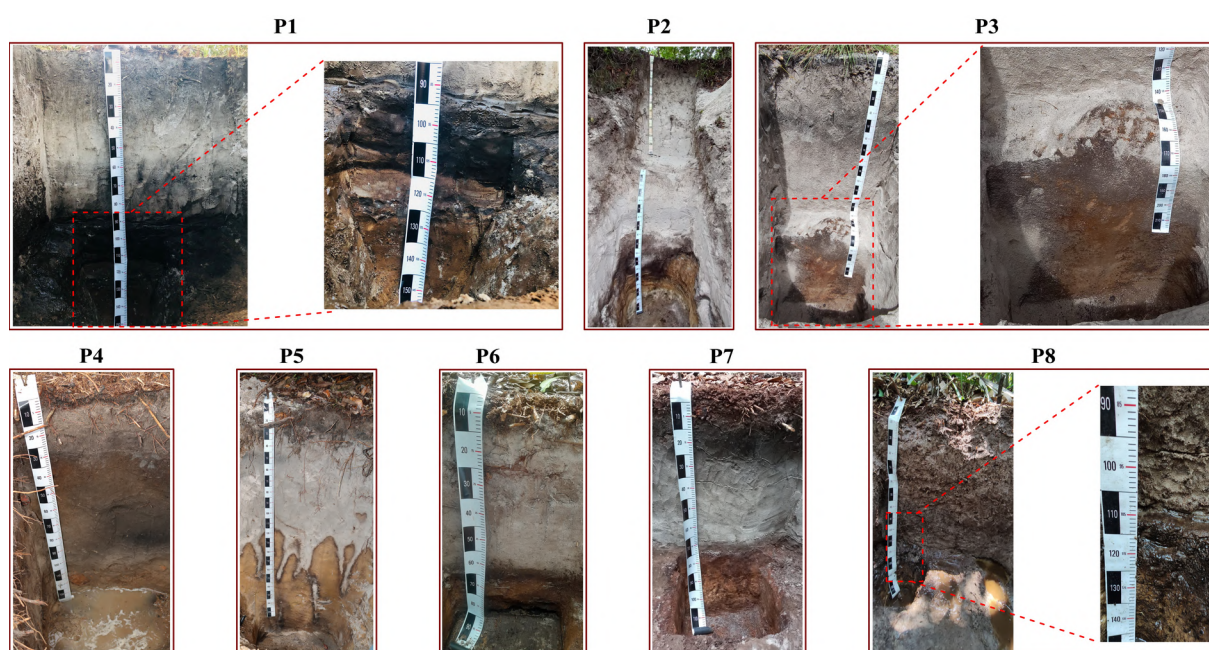


Figura 9. Fotografias dos perfis de Espodossolos analisados na Amazônia Central, Brasil.

A análise granulométrica (Tabela 8) evidenciou predomínio da fração areia, com teores de areia total geralmente superiores a 800 g kg⁻¹ nos horizontes espódicos, e acima de 900 g kg⁻¹ para os horizontes A e E, conferindo classe textural areia franca a areia. Os teores de silte e argila são, em geral, muito baixos, particularmente nos horizontes E. Contudo, observou-se aumento expressivo no teor de argila nos horizontes espódicos dos perfis desenvolvidos sobre a

Formação Alter do Chão (teores de argila variando de 66 a 140 g kg⁻¹) e sobre o Grupo Trombetas (de 34 a 187 g kg⁻¹) (Tabela 8).

A distribuição das subfrações de areia revelou algumas diferenças e tendências entre os materiais de origem. Nos perfis sobre as Coberturas Cenozoicas (P1 e P4), há um domínio de areia fina com teores acima de 400 g kg⁻¹ nos horizontes espódicos (Tabela 8). Nos perfis sobre o Grupo Trombetas (P6 e P7), há um predomínio nítido da areia fina, com teores maiores que 300 g kg⁻¹ nos B espódicos. Nos perfis sobre a Formação Alter do Chão, já há uma dominância maior de areia média, com teores acima de 230 g kg⁻¹ nos B espódicos, seguido de quantidades semelhantes nas frações areia fina e areia grossa. Em contraste, o perfil P3 (Grupo Uatumã) destaca-se pela contribuição significativa da areia grossa e areia muito grossa, somando mais de 400 g kg⁻¹ de areia somente nestas duas frações. A densidade do solo (Ds) apresentou os maiores valores nos horizontes eluviais, com um valor máximo de 1,94 g cm⁻³ no horizonte 2E2 do P3, e os menores valores nos horizontes B espódicos, provavelmente devido ao aumento de carbono orgânico. Para os B espódicos, o valor médio da Ds foi de 1,47 g cm⁻³ na Cobertura Cenozoica, 1,40 g cm⁻³ na Formação Alter do Chão, 1,69 g cm⁻³ no Grupo Uatumã, e 1,36 g cm⁻³ no Grupo Trombetas.

Tabela 8. Composição granulométrica dos perfis de Espodossolos, na Amazônia Central.

Hor.	AMF	AF	AM	AG	AMG	Areia T	Silte	Argila	Ds
----- g kg ⁻¹ -----									g cm ⁻³
Perfil 1 – Coberturas Cenozoicas									
A ₁	48,26	751,15	154,06	20,79	0,25	974,52	12,23	13,25	1,36
A ₂	70,57	781,85	123,19	9,26	0,31	985,17	8,59	6,24	1,47
AE	71,79	764,12	148,49	5,47	0,72	990,59	5,32	4,09	1,59
E ₁	51,75	771,56	155,34	11,21	6,09	995,94	3,25	0,81	1,42
E ₂	45,87	744,10	149,80	13,15	42,13	995,04	1,62	3,34	1,65
E ₃	60,52	749,24	138,05	7,11	37,47	992,38	4,47	3,15	1,62
Eg	58,19	793,53	134,00	4,05	0,41	990,18	6,58	3,24	1,60
Bhm ₁	33,87	570,83	119,77	171,04	0,00	895,51	10,09	94,40	1,22
Bhm ₂	29,69	785,36	118,95	1,73	0,00	935,73	15,61	48,66	1,43
Bsm	24,93	731,97	179,70	3,55	0,00	940,15	27,30	32,55	1,48
Perfil 2 – Formação Alter do Chão									
A ₁	24,39	245,42	487,98	182,21	52,45	992,46	4,33	3,22	1,58
A ₂	19,77	220,76	503,01	183,17	61,67	988,39	2,70	8,91	1,63
AE	38,77	281,78	460,22	159,72	53,86	994,35	1,62	4,04	1,63
E ₁	56,11	332,58	431,25	130,81	42,68	993,43	5,05	1,52	1,71
2E ₂	35,89	280,37	428,11	169,42	80,15	993,95	4,94	1,11	1,77
3Bh	15,64	188,79	462,43	202,31	44,05	913,22	14,48	72,30	1,28
4Bsm	22,11	137,31	359,05	248,32	117,12	883,92	16,57	99,52	1,47
4Bhs	8,32	87,71	501,16	253,92	54,32	905,42	5,06	89,51	1,47
4Bs	11,08	123,61	527,47	181,94	32,29	876,39	4,23	119,38	1,44
C	65,84	392,91	234,96	115,93	34,52	844,16	15,92	139,92	1,49
Perfil 3 – Grupo Uatumã									
A	91,78	139,37	168,84	246,42	291,90	938,32	13,46	48,22	1,35
E	119,82	170,86	199,49	232,75	241,51	964,43	23,15	12,42	1,79
2A	113,67	175,83	200,20	228,08	239,46	957,24	28,20	14,57	1,84

2E ₁	129,25	165,93	177,04	214,03	283,29	969,54	24,34	6,11	1,92
2E ₂	111,77	153,22	168,92	208,76	321,45	964,11	30,68	5,20	1,94
2Bhs/Bs	124,20	155,44	159,36	215,32	267,83	922,15	29,68	48,17	1,61
2Bhs	136,03	168,76	134,21	213,57	270,80	923,37	7,19	69,44	1,60
2Bh ₁	120,57	161,11	140,25	210,38	298,85	931,16	35,04	33,80	1,67
2Bh ₂	124,11	161,82	150,65	208,28	321,30	966,17	20,28	13,55	1,88
Perfil 4 – Coberturas Cenozoicas									
A	61,51	365,01	416,74	106,03	11,52	960,82	14,31	24,87	1,32
E ₁	91,42	416,32	338,17	79,14	9,73	934,78	49,80	15,41	1,57
E ₂	85,59	430,41	337,63	79,97	9,67	943,27	26,05	30,68	1,53
Bhs	79,88	395,72	345,31	81,75	11,44	914,10	37,87	48,03	1,49
Bh ₁	97,10	421,51	342,30	75,35	8,32	944,59	17,14	38,28	1,47
Bh ₂	94,44	413,42	340,29	77,74	10,19	936,08	27,64	36,29	1,63
C ₁	109,53	408,38	318,01	70,48	12,45	918,84	64,76	16,40	1,61
C ₂	111,01	444,91	309,47	70,96	14,07	950,42	26,17	23,41	1,59
Perfil 5 – Coberturas Cenozoicas									
A ₁	25,23	323,01	549,32	78,61	1,23	977,39	4,73	17,88	0,94
A ₂	40,44	346,39	503,24	62,49	0,75	953,31	12,40	34,29	1,39
E ₁	46,27	378,35	450,99	42,27	4,27	922,15	75,44	2,42	1,82
E ₂	47,13	392,91	483,58	49,74	3,99	977,35	19,80	2,86	1,71
E ₃	48,57	403,01	436,65	37,31	2,77	928,30	68,79	2,91	1,68
Bs/Bh	57,30	432,87	428,12	34,41	5,96	958,66	30,72	10,61	1,61
Bh	46,13	424,20	419,99	51,11	10,68	952,11	3,21	44,68	1,44
Perfil 6 – Grupo Trombetas									
A	77,39	388,82	380,37	57,84	8,26	912,67	53,41	33,92	1,24
E/A	104,57	458,75	330,63	52,64	8,09	954,69	38,03	7,28	1,52
E ₁	125,11	481,38	273,45	71,68	23,96	975,58	16,70	7,73	1,63
E ₂	109,78	441,60	268,61	68,80	28,12	916,90	81,28	1,82	1,77
Bh	87,76	424,52	268,11	92,28	52,88	925,55	25,99	48,46	1,44
Bhsm	29,56	297,49	333,59	93,02	37,59	791,25	21,43	187,31	1,27
2B'h	49,66	351,93	310,60	79,78	23,08	815,04	20,43	164,53	1,18
Perfil 7 – Grupo Trombetas									
A ₁	155,49	511,61	218,94	45,11	4,84	935,99	43,34	20,66	1,47
A ₂	191,55	514,22	177,69	27,44	2,72	913,63	52,37	34,00	1,45
E ₁	203,87	517,14	115,52	17,47	4,05	858,06	122,73	19,21	1,68
E ₂	178,03	618,74	113,69	17,20	7,23	934,89	63,51	1,60	1,69
Bhg	242,83	519,75	88,87	19,02	8,38	878,84	77,70	43,45	1,53
Perfil 8 – Formação Alter do Chão									
A	53,00	246,16	347,00	211,49	93,03	950,68	28,18	21,14	1,45
E ₁	30,37	240,33	364,06	233,93	122,17	990,86	5,38	3,76	1,65
E ₂	40,96	248,75	348,22	221,69	134,72	994,34	1,52	4,15	1,65
E ₃	32,30	217,73	348,63	259,39	137,42	995,47	2,92	1,61	1,69
Bhm ₁	30,83	246,99	332,47	208,11	94,06	912,46	20,73	66,81	1,28
Bhm ₂	18,93	198,66	283,89	269,17	101,52	872,17	19,29	108,54	1,37
Bhm ₃	22,82	197,86	351,78	220,57	53,39	846,43	18,01	135,57	1,43

AMF: areia muito fina; AF: areia fina; AM: areia média; AG: areia grossa; AMG: areia muito grossa; Ds: densidade aparente do solo.

A classificação granulométrica segundo Folk & Ward (Tabela 9) indica predomínio de areias moderadamente selecionadas nos horizontes superficiais, com assimetria e curtose compatíveis com sedimentação e seleção por processos de eluviação. Nos horizontes B, os sedimentos sobre os perfis da Cobertura Cenozoica variaram entre bem a muito bem selecionados, enquanto os perfis sobre o Grupo Trombetas mostraram ambas areias do tipo moderadamente selecionadas. Em contraste, o perfil sobre o Grupo Uatumã, no qual predomina

as frações areia grossas e muito grossas, observou-se areias pobremente selecionadas. A assimetria variou de muito negativa (excesso de grãos grossos) a muito positiva (excesso de grãos finos), sem um padrão claro entre os perfis, enquanto a curtose variou de platicúrtica a muito leptocúrtica.

A análise morfométrica (Tabela 9) revelou que a maioria dos perfis, particularmente aqueles desenvolvidos sobre o Grupo Trombetas e as Coberturas Cenozoicas, apresenta grãos predominantemente arredondados a subarredondados, com esfericidade variando de média a alta. Essas características indicam um material fonte que sofreu retrabalhamento prévio, possivelmente associado a eventos deposicionais anteriores à pedogênese atual, resultando em partículas mais estáveis e equidimensionais. O maior grau de arredondamento reflete histórico de transporte e abrasão, enquanto a esfericidade elevada favorece uma organização mais estável dos poros intergranulares, impactando diretamente a circulação de soluções percolantes e, conseqüentemente, os mecanismos de mobilização de compostos orgânicos e metálicos característicos da podzolização. Assim, os padrões morfométricos observados indicam que a gênese dos horizontes espódicos está fortemente condicionada não apenas pela litologia original, mas também pelo legado sedimentar e pelo grau de retrabalhamento dos grãos minerais que compõem a fração areia dos solos.

Tabela 9. Classificação das amostras estudadas quanto a granulometria e grau de seleção de Folk & Ward (1957) e morfometria.

Hor.	Classificação	Granulometria		Grau de Seleção	Morfometria	
		Assimetria	Curtose		Esfer.	Arred.
Perfil 1 – Coberturas Cenozoicas						
A ₁	AF	M. negativa	M. leptocúrtica	Bem selecionado	M-alta	Arred.
Bhm ₁	AF	M. negativa	Platicúrtica	Mod. selecionado	M-alta	Arred.
Bhm ₂	AF	Negativa	M. leptocúrtica	Muito bem selecionado	M-alta	Arred.
Bsm	AF	M. negativa	M. leptocúrtica	Bem selecionado	M-alta	Arred.
Perfil 2 – Formação Alter do Chão						
A ₁	AM	Negativa	Leptocúrtica	Mod. selecionado	M-alta	Arred.
3Bh	AM	Simétrica	Mesocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
4Bsm	AM	Negativa	Mesocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
4Bhs	AM	M. negativa	Leptocúrtica	Mod. selecionado	M-alta	Arred.
4Bs	AM	Negativa	M. leptocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
C	AF	M. negativa	Mesocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
Perfil 3 – Grupo Uatumã						
A	AM	M. positiva	Platicúrtica	Pobremente selecionado	M-alta	Arred.
2Bhs/Bs	AM	M. positiva	M. platicúrtica	Pobremente selecionado	M-alta	Arred.
2Bhs	AM	M. positiva	M. platicúrtica	Pobremente selecionado	M-alta	Arred.
2Bh ₁	AM	M. positiva	M. platicúrtica	Pobremente selecionado	Media	Subarr.
2Bh ₂	AM	M. positiva	M. platicúrtica	Pobremente selecionado	M-alta	Arred.
Perfil 4 – Coberturas Cenozoicas						
A	AF	Positiva	Mesocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
Bhs	AF	M. negativa	Mesocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
Bh ₁	AF	M. negativa	Mesocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.

Bh ₂	AF	M. negativa	Mesocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
Perfil 5 – Coberturas Cenozoicas						
A ₁	AF	Positiva	Platicúrtica	Mod. selecionado	M-alta	Arred.
Bs/Bh	AF	Negativa	Platicúrtica	Mod. selecionado	M-alta	Arred.
Bh	AF	Positiva	Platicúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
Perfil 6 – Grupo Trombetas						
A	AF	Negativa	Mesocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
Bh	AF	M. negativa	Leptocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
Bhsm	AM	Simétrica	Mesocúrtica	Mod. selecionado	M-alta	Arred.
2B'h	AF	Positiva	Mesocúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.
Perfil 7 – Grupo Trombetas						
A ₁	AF	Negativa	Leptocúrtica	Mod. selecionado	M-alta	Arred.
A ₂	AF	Simétrica	Muito leptocúrtica	Mod. selecionado	M-alta	Arred.
Bhg	AMF	Positiva	Mesocúrtica	Mod. selecionado	M-alta	Arred.
Perfil 8 – Formação Alter do Chão						
A	AM	Simétrica	Platicúrtica	Pobrememente selecionado	M-alta	Arred.
Bhm ₁	AM	Negativa	Platicúrtica	Pobrememente selecionado	M-alta	Arred.
Bhm ₂	AM	Simétrica	Mesocúrtica	Pobrememente selecionado	M-alta	Arred.
Bhm ₃	AM	Negativa	Platicúrtica	Mod. selecionado	Media	Subarr.

M.: muito; Mod.: moderadamente; M-alta: média a alta; Arred.: arredondado; Subarr.: subarredondado; AF: areia fina; AM: areia média.

Essas observações são corroboradas pelas fotomicrografias apresentadas na Figura 10, nas quais se observa a predominância de grãos de areia com contornos mais arredondados a subarredondados, bem como variações na esfericidade entre os diferentes perfis. Essas fotomicrografias permitem visualizar diretamente as feições diagnosticadas, reforçando a interpretação de que o material arenoso dos B espódicos resulta de sedimentos que foram previamente retrabalhados, e posteriormente submetidos à intensa lixiviação e mobilização de compostos organometálicos.

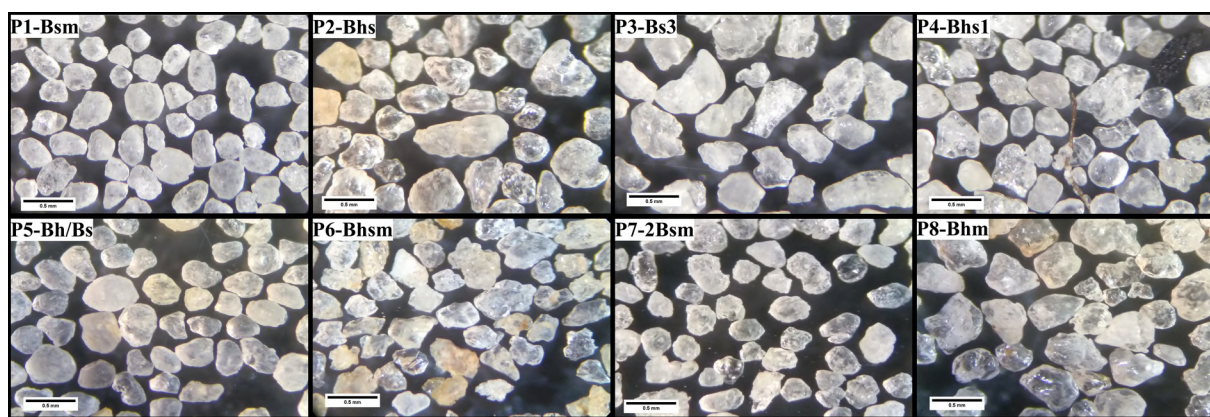


Figura 10. Fotomicrografias das feições de grãos de areia (< 0,5 mm) de horizontes espódicos.

2.3.2. Atributos Químicos

De modo geral, os perfis apresentaram diferentes graus de acidez e pobreza generalizada de nutrientes. Não obstante, merece destaque a concentração de P nos horizontes espódicos do

P3, com valores variando de 7,50 a 24,00 mg dm⁻³. Os perfis sobre as Coberturas Cenozoicas mostraram uma reação extremamente ácida em alguns horizontes espódicos e reação moderadamente ácida nos horizontes E, com faixas de pH variando entre 3,5 a 6,3 (Tabela 10), enquanto os perfis sobre a Formação Alter do Chão, Grupo Uatumã e Grupo Trombetas exibiram uma menor amplitude de valores de pH (valores entre 3,8 a 6,0). Entretanto, os valores de pH em KCl foram consistentemente mais baixos (2,3 a 5,3 de modo geral). A acidez potencial (H+Al) revelou valores desde muito baixos (0,10 cmol_c dm⁻³), comumente nos horizontes E, até muito elevados (30,50 cmol_c dm⁻³), estes, principalmente associados aos horizontes espódicos. A saturação por alumínio (m%) mostrou-se muito elevada, especialmente nos horizontes espódicos, sendo frequentemente maior que 90%. Em contraste, a soma de bases (SB) e a saturação por bases (V%) são extremamente baixas, com V% inferior a 10% em quase todos os horizontes subsuperficiais, o que pode ser atribuído à pobreza natural dos diferentes materiais de origem, associada as perdas de cátions por lixiviação. O Al³⁺ foi dominante no complexo de troca, com teores variando desde 0,0 a 4,2 cmol_c dm⁻³.

Os teores de carbono orgânico (CO) exibiu um padrão de distribuição com dois comportamentos distintos, teores mais elevados nos horizontes A e B, e mais baixos nos horizontes E (Tabela 10). Os teores alcançam até 38,8 g kg⁻¹ superficialmente (P5), e se mostram ainda mais expressivos nos B espódicos, onde atingem valores mais elevados (até 50,0 g kg⁻¹ no Bhm do P1). A presença de horizontes Bhm ricos em CO também explica a cimentação observada em campo, pois a acumulação de complexos Al-Fe-C resulta em endurecimento pedogenético (Horbe et al., 2004). Em contrapartida, os horizontes eluviais (E) são sistematicamente pobres em CO, com teores variando entre 0 a 5,7 g kg⁻¹, mas frequentemente são teores inferiores a 1,0 g kg⁻¹. De modo geral, os horizontes espódicos mostram maiores teores de CO nos perfis sobre o Grupo Trombetas.

A relação C/N variou amplamente entre horizontes e perfis (Tabela 10). Nos horizontes A, a relação oscilou entre 11 e 29, valores típicos de matéria orgânica fresca ou em decomposição ativa. Já nos horizontes Bh, a relação variou entre 17 e 89, indicando predominância de compostos orgânicos mais recalcitrantes e pobres em N, com forte caráter aromático e fenólico. Essa diferenciação vertical da qualidade da matéria orgânica confirma que os horizontes espódicos funcionam como zonas de acúmulo de compostos orgânicos mais resistentes à decomposição, incluindo complexos mais estáveis com Al e Fe. Por outro lado, a disponibilidade de fósforo (P) foi extremamente baixa em todos os perfis, raramente ultrapassando 5 mg dm⁻³, com exceção do P2, que apresentou altos teores nos horizontes espódicos (até 24 mg dm⁻³). Essa limitação severa de P é consistente com a literatura que

Tabela 10. Atributos químicos dos perfis de Espodossolos sob materiais de origem contrastantes na Amazônia Central.

Hor.	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	T	t	V	m	P	COT	N	C/N
	H ₂ O	KCl	----- cmol _c dm ⁻³ -----				----- % -----				mg dm ⁻³		g kg ⁻¹			
Perfil 1 – Coberturas Cenozoicas																
A ₁	4,04	2,64	0,02	0,01	0,07	0,75	4,60	0,10	4,70	0,85	2,10	88,20	2,40	15,60	0,53	29,39
A ₂	4,37	2,93	0,03	0,01	0,02	0,41	2,00	0,06	2,06	0,47	2,90	87,20	0,70	8,29	-	-
AE	4,52	3,25	0,03	0,01	0,01	0,18	0,60	0,05	0,65	0,23	7,70	78,30	0,00	2,61	-	-
E ₁	5,62	3,95	0,02	0,00	0,01	0,08	0,40	0,03	0,43	0,11	7,00	72,70	0,20	1,74	-	-
E ₂	5,58	3,73	0,03	0,01	0,01	0,08	0,30	0,05	0,35	0,13	14,30	61,50	0,20	1,10	-	-
E ₃	5,59	3,70	0,03	0,01	0,01	0,08	0,50	0,05	0,55	0,13	9,10	61,50	0,10	1,51	-	-
Eg	5,41	3,79	0,01	0,01	0,01	0,06	0,50	0,03	0,53	0,09	5,70	66,70	0,00	0,64	-	-
Bhm ₁	3,69	2,80	0,01	0,01	0,01	3,47	26,10	0,03	26,13	3,50	0,10	99,10	0,00	50,06	0,54	93,33
Bhm ₂	4,28	3,33	0,03	0,01	0,01	1,78	10,80	0,05	10,85	1,83	0,50	97,30	0,00	15,37	0,20	76,37
Bsm	4,50	3,66	0,02	0,00	0,01	1,16	9,40	0,03	9,43	1,19	0,30	97,50	1,10	11,89	0,12	96,13
Perfil 2 – Formação Alter do Chão																
A ₁	4,06	2,98	0,04	0,02	0,03	0,77	2,10	0,09	2,19	0,86	4,10	89,50	2,40	6,90	0,39	17,72
A ₂	4,65	3,00	0,01	0,00	0,01	0,34	1,40	0,02	1,42	0,36	1,40	94,40	1,40	4,87	-	-
AE	5,02	3,06	0,00	0,00	0,01	0,28	0,90	0,01	0,91	0,29	1,10	96,60	0,80	2,67	-	-
E ₁	5,62	4,25	0,01	0,00	0,00	0,00	0,20	0,01	0,21	0,01	4,80	0,00	0,10	0,12	-	-
2E ₂	6,07	5,35	0,01	0,00	0,00	0,00	0,10	0,01	0,11	0,01	9,10	0,00	0,00	0,00	-	-
3Bh	4,99	3,58	0,03	0,01	0,01	1,72	7,40	0,05	7,45	1,77	0,70	97,20	7,50	6,50	0,35	18,57
4Bsm	5,33	4,40	0,03	0,01	0,01	0,77	8,10	0,05	8,15	0,82	0,60	93,90	24,00	11,02	0,22	51,12
4Bhs	5,53	4,65	0,01	0,00	0,00	0,51	6,10	0,01	6,11	0,52	0,20	98,10	21,40	11,43	0,16	71,90
4Bs	5,55	4,81	0,03	0,01	0,01	0,41	4,40	0,05	4,45	0,46	1,10	89,10	12,90	6,21	0,11	57,96
C	5,58	4,49	0,03	0,00	0,01	0,26	2,10	0,04	2,14	0,30	1,90	86,70	1,60	2,90	0,11	26,57
Perfil 3 – Grupo Uatumã																
A	4,49	3,01	0,10	0,02	0,05	0,69	7,30	0,17	7,47	0,86	2,30	80,20	4,20	16,76	1,17	14,38
E	4,33	3,41	0,05	0,02	0,01	0,24	0,80	0,08	0,88	0,32	9,10	75,00	0,50	0,00	-	-
2A	4,75	3,16	0,04	0,02	0,01	0,41	1,80	0,07	1,87	0,48	3,70	85,40	0,00	2,73	-	-
2E ₁	5,73	3,86	0,02	0,01	0,00	0,08	0,50	0,03	0,53	0,11	5,70	72,70	0,00	0,93	-	-
2E ₂	6,00	5,12	0,04	0,04	0,00	0,08	0,10	0,08	0,18	0,16	44,40	50,00	0,00	0,00	-	-
2Bhs/Bs	4,83	3,86	0,08	0,02	0,01	1,15	6,90	0,11	7,01	1,26	1,60	91,30	8,10	5,10	0,29	17,73
2Bhs	5,13	3,94	0,00	0,00	0,01	1,48	9,20	0,01	9,21	1,49	0,10	99,30	1,60	11,54	0,43	26,56
2Bh ₁	5,69	4,36	0,01	0,01	0,01	0,30	2,60	0,03	2,63	0,33	1,10	90,90	3,20	4,29	0,26	16,67
2Bh ₂	5,73	4,37	0,02	0,02	0,01	0,36	2,50	0,05	2,55	0,41	2,00	87,80	2,30	1,22	0,10	11,75
Perfil 4 – Coberturas Cenozoicas																
A	4,73	3,10	1,23	0,22	0,09	1,50	12,20	1,54	13,74	3,04	11,20	49,30	7,70	34,22	3,01	11,37
E ₁	5,08	3,16	0,10	0,03	0,03	0,49	2,20	0,16	2,36	0,65	6,80	75,40	1,80	0,00	-	-
E ₂	4,60	3,26	0,02	0,01	0,03	0,77	3,60	0,06	3,66	0,83	1,60	92,80	2,50	5,74	-	-
Bhs	5,12	3,84	0,00	0,01	0,01	1,34	8,30	0,02	8,32	1,36	0,20	98,50	1,70	14,62	0,58	25,37
Bh ₁	5,17	4,33	0,03	0,02	0,01	0,83	5,70	0,06	5,76	0,89	1,00	93,30	1,00	8,18	0,34	23,91
Bh ₂	5,71	4,44	0,02	0,01	0,01	0,39	3,80	0,04	3,84	0,43	1,00	90,70	0,60	7,89	0,44	17,77

C ₁	5,78	4,65	0,03	0,01	0,01	0,16	1,10	0,05	1,15	0,21	4,30	76,20	1,70	0,35	-	-
C ₂	5,97	4,76	0,00	0,00	0,01	0,08	1,40	0,01	1,41	0,09	0,70	88,90	7,00	1,04	-	-
Perfil 5 – Coberturas Cenozoicas																
A ₁	3,53	2,32	0,25	0,27	0,15	2,49	18,70	0,67	19,37	3,16	3,50	78,80	9,60	38,86	2,41	16,11
A ₂	4,00	2,52	0,04	0,06	0,05	1,24	6,90	0,15	7,05	1,39	2,10	89,20	4,30	15,89	-	-
E ₁	6,03	3,60	0,00	0,00	0,00	0,10	0,50	0,00	0,50	0,10	0,00	100,00	0,10	0,99	-	-
E ₂	6,37	5,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,10	0,02	0,12	0,02	16,70	0,00	0,00	0,46	-	-
E ₃	6,36	5,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	100,00	0,00	0,00	0,00	-	-
Bs/Bh	5,52	4,46	0,01	0,00	0,00	0,36	1,70	0,01	1,71	0,37	0,60	97,30	0,40	6,38	0,13	47,81
Bh	4,62	3,58	0,00	0,01	0,02	1,60	8,20	0,03	8,23	1,63	0,40	98,20	1,60	10,85	0,46	23,47
Perfil 6 – Grupo Trombetas																
A	3,99	2,77	0,10	0,13	0,08	1,24	6,90	0,31	7,21	1,55	4,30	80,00	4,60	22,74	1,01	22,50
E/A	4,42	2,83	0,03	0,02	0,03	0,45	1,90	0,08	1,98	0,53	4,00	84,90	1,20	10,38	-	-
E ₁	5,05	3,30	0,01	0,01	0,01	0,16	0,80	0,03	0,83	0,19	3,60	84,20	0,20	1,04	-	-
E ₂	5,22	3,69	0,03	0,01	0,01	0,12	0,20	0,05	0,25	0,17	20,00	70,60	0,00	0,00	-	-
Bh	4,34	3,22	0,01	0,02	0,03	1,74	8,90	0,06	8,96	1,80	0,70	96,70	1,30	14,62	0,48	30,39
Bhsm	4,55	3,47	0,00	0,01	0,02	3,02	27,80	0,03	27,83	3,05	0,10	99,00	2,40	46,35	0,71	64,83
2B'h	4,16	3,23	0,01	0,03	0,04	4,17	30,50	0,08	30,58	4,25	0,30	98,10	2,80	46,64	0,87	53,82
Perfil 7 – Grupo Trombetas																
A ₁	4,27	2,68	0,07	0,06	0,07	0,79	4,30	0,20	4,50	0,99	4,40	79,80	2,70	11,95	0,63	18,84
A ₂	3,83	2,55	0,05	0,06	0,02	1,01	5,00	0,13	5,13	1,14	2,50	88,60	1,50	10,56	0,55	19,11
E ₁	5,11	3,58	0,01	0,00	0,01	0,16	0,60	0,02	0,62	0,18	3,20	88,90	0,00	2,67	-	-
E ₂	5,85	4,06	0,89	0,11	0,01	0,08	0,30	1,01	1,31	1,09	77,10	7,30	0,00	0,06	-	-
Bhg	4,78	3,63	0,03	0,01	0,01	1,15	5,90	0,05	5,95	1,20	0,80	95,80	0,10	8,06	0,30	26,63
Perfil 8 – Formação Alter do Chão																
A	4,21	2,85	0,04	0,04	0,05	0,77	4,50	0,13	4,63	0,90	2,80	85,60	3,10	17,75	0,73	24,40
E ₁	4,56	3,35	0,04	0,01	0,02	0,28	1,30	0,07	1,37	0,35	5,10	80,00	1,00	4,58	-	-
E ₂	4,66	3,25	0,01	0,01	0,01	0,26	1,30	0,03	1,33	0,29	2,30	89,70	0,10	3,13	-	-
E ₃	4,77	3,49	0,01	0,00	0,01	0,16	0,60	0,02	0,62	0,18	3,20	88,90	0,00	0,23	-	-
Bhm ₁	4,12	2,99	0,01	0,01	0,01	3,87	25,30	0,03	25,33	3,90	0,10	99,20	0,10	35,38	0,82	43,23
Bhm ₂	4,23	3,42	0,02	0,02	0,01	4,24	20,70	0,05	20,75	4,29	0,20	98,80	0,90	32,95	0,37	89,09
Bhm ₃	4,62	3,86	0,03	0,02	0,01	2,41	18,60	0,06	18,66	2,47	0,30	97,60	5,60	14,73	0,34	43,00

Hor.: horizonte; SB: soma de bases; T: capacidade de troca de cátions potencial; t: capacidade de troca de cátions efetiva; V: saturação por bases; m: saturação por alumínio; CO: carbono orgânico total do solo; N: nitrogênio total do solo; C/N: razão carbono por nitrogênio.

descreve os Espodossolos amazônicos como solos altamente oligotróficos.

2.3.3. Extraíveis Seletivos

Os teores de ferro, alumínio e manganês extraídos pelos diferentes métodos apresentaram ampla variação entre perfis e horizontes diagnósticos (Tabela 11). Em geral, os maiores teores de Fe e Al foram observados nos horizontes espódicos (Bh, Bhsm, Bhs e Bsm), enquanto os horizontes E exibiram valores muito inferiores ou até mesmo ausentes.

Comparativamente, os horizontes A e B espódicos concentraram os maiores teores de Fe e Al extraídos por ditionito-citrato-bicarbonato (Fed, Ald), indicando acúmulo de óxidos livres, enquanto os horizontes E refletiram a intensa remoção destes elementos por eluviamento. Os teores de Fed variaram desde ausentes em horizontes eluviais (e.g. hor. E1 do Perfil 8) até 981,88 mg kg⁻¹ (hor. Bh/Bs do Perfil 5). Os teores de Ald mostraram comportamento semelhante, com maior teor obtido nos horizontes Bhsm do perfil 6 (até 11.220 mg kg⁻¹), seguido do P2 (até 5.841 mg kg⁻¹), enquanto os horizontes E mostram os mais baixos teores de modo geral.

Os teores de Fe e Al extraídos por oxalato (Feo, Alo) também apresentaram forte contraste entre horizontes. Os valores máximos de Alo ocorreram nos horizontes Bhsm dos perfis 6 e 2 (8.338 e 5.841 mg kg⁻¹, respectivamente), enquanto os mínimos teores apareceram nos horizontes eluviais e superficiais. Já o Feo variou de 2,4 mg kg⁻¹ a 673,9 mg kg⁻¹ (E3 e Bh/Bs, respectivamente, ambos no perfil 5), e destaca o perfil 5 com a maior amplitude nos teores de Feo, seguido do perfil 4.

Comparativamente entre materiais de origem, na fase cristalina, grande parte dos perfis sobre a Formação Alter do Chão, Grupo Uatumã e Grupo Trombetas possuem horizontes espódicos com teores de Fed variando 9 e 104 mg kg⁻¹, enquanto maiores teores foram encontrados nos B espódicos dos perfis sobre as Coberturas Cenozoicas, com teores entre 32 a 981 mg kg⁻¹. Em contraste, os maiores teores de Ald estão concentrados nos perfis sobre a Formação Alter do Chão e Grupo Trombetas, com teores de até 11.220 mg kg⁻¹. A presença de Mn na fração cristalina também pôde ser detectada, mas residualmente, com teores não superiores a 7 mg kg⁻¹.

Na fase de baixa cristalinidade, o mesmo comportamento foi observado para os teores de Feo, o qual foi mais expressivo nos perfis sobre as Coberturas Cenozoicas (até 673 mg kg⁻¹). Entretanto, esse padrão se inverte para os teores de Alo e Sio, em que os maiores teores são expressados nos grupos geológicos mais antigos, com teores alcançando até 8.338 mg kg⁻¹ de Alo e 1.199 mg kg⁻¹ de Sio nos perfis sobre o Grupo Trombetas, contrastando com as Coberturas

Tabela 11. Teores de alumínio, ferro, manganês e silício extraídos por diferentes métodos de dissolução seletiva.

Hor.	DCB			Oxalato		Pirofosfato			Al _o / Al _d	Fe _o / Fe _d	¹ Al _o + 0,5Fe _o	² (Fe _o + Al _o) / SiO ₂
	Al _d	Fe _d	Mn _d	Al _o	Fe _o	Si _o	Al _p	Fe _p				
	----- mg kg ⁻¹ -----											
Perfil 1 – Coberturas Cenozoicas												
A ₁	43,25	78,75	4,48	65,50	57,90	574,40	97,75	75,00	1,51	0,74	94,45	0,10
A ₂	54,25	152,13	3,73	-	25,90	714,40	32,50	31,75	-	0,17	-	-
AE	36,38	71,00	3,48	26,00	8,40	435,90	0,75	16,50	0,71	0,12	30,2	0,04
E ₁	10,50	28,50	3,55	117,50	18,40	305,40	2,75	4,75	11,19	0,65	126,7	0,21
E ₂	31,90	42,30	2,35	-	5,40	543,40	17,75	6,50	-	0,13	-	-
E ₃	16,90	17,10	1,85	-	18,90	525,40	5,50	8,00	-	1,11	-	-
Eg	19,40	15,90	0,75	5,50	8,40	251,40	12,25	8,50	0,28	0,53	9,7	0,03
Bhm ₁	1.216,75	32,00	3,23	1.006,00	26,90	-	3.310,99	21,50	0,83	0,84	1.019,45	-
Bhm ₂	749,50	39,25	4,48	440,00	15,40	447,40	2.288,24	32,50	0,59	0,39	447,7	0,48
Bsm	772,75	56,63	3,73	646,50	56,40	240,90	2.663,74	55,75	0,84	1,00	674,7	1,36
Perfil 2 – Formação Alter do Chão												
A ₁	20,55	29,05	2,10	0,50	21,40	496,90	174,50	12,00	0,02	0,74	11,2	0,02
A ₂	75,75	46,25	2,60	-	11,40	1.640,40	230,00	85,75	-	0,25	-	-
AE	137,00	61,75	3,23	-	6,90	1.206,90	60,75	45,50	-	0,11	-	-
E ₁	50,00	12,60	0,95	-	17,40	1.283,90	67,75	22,00	-	1,38	-	-
2E ₂	105,90	40,10	1,65	0,50	12,40	150,90	80,50	10,50	0,00	0,31	6,7	0,04
3Bh	1.049,00	82,75	3,98	959,00	21,40	900,40	3.816,48	75,50	0,91	0,26	969,7	0,51
4Bsm	5.841,25	104,50	3,23	5.734,00	51,90	1.001,90	10.430,71	86,25	0,98	0,50	5.759,95	2,70
4Bhs	3.547,25	68,50	3,35	4.601,00	69,40	868,40	13.614,95	175,00	1,30	1,01	4.635,7	2,51
4Bs	2.679,63	53,25	3,48	3.421,50	58,40	1.248,90	10.142,46	142,25	1,28	1,10	3.450,7	1,30
C	803,60	19,60	1,35	1.338,50	14,40	1.112,40	1.817,49	9,75	1,67	0,73	1.345,7	0,57
Perfil 3 – Grupo Uatumã												
A	203,75	78,88	5,73	67,00	28,90	567,40	316,75	45,25	0,33	0,37	81,45	0,08
E	121,50	6,00	0,35	52,00	18,40	793,40	67,50	20,25	0,43	3,07	61,2	0,04
2A	216,88	48,13	1,60	127,00	17,40	485,90	214,00	26,00	0,59	0,36	-	-
2E ₁	122,70	1,70	-	66,00	20,90	594,40	27,25	2,25	0,54	12,29	-	-
2E ₂	110,40	9,00	0,25	12,50	13,90	785,90	6,25	8,50	0,11	1,54	-	-
2Bhs/Bs	768,63	63,13	0,23	815,50	62,90	821,90	2.956,24	173,25	1,06	1,00	846,95	0,50
2Bhs	1.718,88	44,00	2,10	3.229,50	105,40	1.036,40	5.706,73	148,00	1,88	2,40	3.282,2	-
2Bh ₁	760,25	31,25	0,60	322,00	23,90	615,90	2.552,49	86,00	0,42	0,76	333,95	0,26
2Bh ₂	787,38	94,13	0,73	674,00	78,90	227,40	1.197,25	104,50	0,86	0,84	713,45	1,55
Perfil 4 – Coberturas Cenozoicas												
A	608,88	142,38	4,23	440,00	112,40	97,90	1.513,99	242,75	0,72	0,79	496,2	2,63
E ₁	135,25	57,38	0,35	139,50	39,90	329,40	330,25	85,75	1,03	0,70	159,45	0,25
E ₂	280,88	211,38	0,60	175,60	88,32	332,72	859,59	340,40	0,63	0,42	219,76	0,37
Bhs ₁	2.082,50	438,75	0,48	1.802,80	548,72	395,92	4.511,75	1.030,19	0,87	1,25	2.077,16	2,77
Bhs ₂	1.226,75	150,88	2,60	876,80	210,72	991,12	2.433,78	430,60	0,71	1,40	982,16	0,51

Bh	1.638,00	109,13	1,73	1.073,20	142,72	629,12	3.591,96	360,80	0,66	1,31	1.144,56	0,90
C ₁	710,25	84,13	1,35	672,80	47,12	634,72	932,99	53,20	0,95	0,56	696,36	0,53
C ₂	1.189,38	13,00	1,48	1.543,60	59,92	1.129,92	1.306,99	66,60	1,30	4,61	1.573,56	0,66
Perfil 5 – Coberturas Cenozoicas												
A ₁	318,00	173,38	6,98	369,00	259,40	290,40	471,25	130,00	1,16	1,50	498,7	1,01
A ₂	218,00	101,25	1,10	61,50	61,90	155,40	383,00	170,00	0,28	0,61	92,45	0,37
E ₁	44,50	11,80	0,15	-	16,90	648,40	28,75	13,25	-	1,43	-	-
E ₂	55,30	19,80	1,85	-	14,90	328,40	30,50	10,50	-	0,75	-	-
E ₃	37,65	13,30	1,05	-	2,40	839,90	5,25	5,00	-	0,18	-	-
Bs/Bh	393,63	981,88	2,10	164,00	673,90	737,40	1.213,75	2.948,75	0,42	0,69	500,95	0,53
Bh	1.084,13	421,38	2,23	770,50	286,40	-	4.902,48	1.541,75	0,71	0,68	913,7	-
Perfil 6 – Grupo Trombetas												
A	120,00	111,60	5,55	97,20	41,92	661,52	143,40	23,60	0,81	0,38	118,16	0,10
A/A	126,38	39,38	0,60	67,60	16,72	629,12	42,40	16,60	0,53	0,42	75,96	0,06
E ₁	90,90	6,60	-	88,80	17,52	756,32	14,60	20,60	0,98	2,65	97,56	0,07
E ₂	79,90	12,30	0,05	33,60	16,32	1.053,12	14,20	14,20	0,42	1,33	41,76	0,02
Bh	852,00	26,88	0,73	911,20	21,52	746,32	1.941,18	30,80	1,07	0,80	921,96	0,58
Bhsm	11.220,25	72,00	3,73	8.338,00	59,12	1.199,12	10.046,30	48,40	0,74	0,82	8.367,56	3,27
2B'h	3.578,25	39,75	1,85	4.542,00	40,32	629,12	15.926,44	86,40	1,27	1,01	4.562,16	3,40
Perfil 7 – Grupo Trombetas												
A ₁	372,75	92,25	3,48	120,40	36,72	495,92	169,40	25,80	0,32	0,40	138,76	0,15
A ₂	186,13	80,13	2,48	96,80	26,32	145,52	103,20	17,60	0,52	0,33	109,96	0,40
E ₁	58,50	23,10	0,35	40,80	15,12	839,12	18,00	17,00	0,70	0,65	48,36	0,03
E ₂	91,90	16,60	0,35	12,40	28,32	1.071,92	11,80	13,40	0,13	1,71	26,56	0,02
Bhg	500,13	17,88	2,23	653,60	27,52	754,72	583,99	11,40	1,31	1,54	667,36	0,42
Perfil 8 – Formação Alter do Chão												
A	161,63	40,50	0,60	2,00	27,92	377,92	268,20	26,80	0,01	0,69	15,96	0,04
E ₁	3,80	0,00	1,35	22,00	13,92	436,72	38,00	7,60	5,79	-	28,96	0,04
E ₂	23,80	3,70	-	10,40	7,52	115,12	71,20	33,80	0,44	2,03	14,16	0,07
E ₃	61,30	-	1,65	-	4,96	305,96	28,40	14,20	-	-	-	-
Bhm ₁	1.268,30	35,30	0,25	654,00	14,16	389,16	3.401,87	36,90	0,52	0,40	661,08	0,80
Bhm ₂	1.826,75	9,25	0,85	1.924,80	22,96	938,76	6.655,23	50,70	1,05	2,48	1.936,28	0,97
Bhm ₃	2.834,60	78,00	-	2.365,40	16,96	637,96	8.547,51	59,60	0,83	0,22	2.373,88	1,74

Hor.: horizonte; DCB: formas cristalinas extraídas por ditionito-citrato-bicarbonato; oxalato: formas de baixa cristalinidade extraídas por oxalato ácido de amônio; pirofosfato: formas complexadas à matéria orgânica extraídas por pirofosfato de sódio. Al_a: alumínio extraído por DCB; Fe_a: ferro extraído por DCB; Mn_a: manganês extraído por DCB; Al_o: alumínio extraído por oxalato; Fe_o: ferro extraído por oxalato; Si_o: silício extraído por oxalato; Al_p: alumínio extraído por pirofosfato de sódio; Fe_p: ferro extraído por pirofosfato de sódio; ¹: índice expressando a acumulação relativa de formas amorfas de Al e Fe; ²: índice expressando a relação entre colóides amorfos (Fe + Al) e a sílica residual, indicador do grau de espodização.

Cenozoicas (1.802 mg kg^{-1} e 991 mg kg^{-1} , respectivamente de Alo e Sio). Estes resultados mostram claramente uma maior participação da fração reativa e, principalmente, Al amorfo na estabilização da matéria orgânica em comparação com a fração cristalina.

No entanto, dentre todas as formas extraíveis, a fração ligada à matéria orgânica (Fep e Alp) foi a mais expressiva (Tabela 11). Como era de se esperar em vista do maior teor de CO e Al^{3+} , o Al complexado mostrou um acúmulo expressivo nos horizontes B. Os maiores teores de Alp foram encontrados nos perfis sobre o Grupo Trombetas (até $15,9 \text{ g kg}^{-1}$), seguido da Formação Alter do Chão (até $13,6 \text{ g kg}^{-1}$), enquanto aqueles sobre as Coberturas Cenozoicas e Grupo Uatumã exibiram teores entre $1,1$ a $5,7 \text{ g kg}^{-1}$. Assim como foi para o Fed e Feo, a expressão do Fep foi semelhante dentre as geologias mais antigas, e maior nos perfis sobre as Coberturas Cenozoicas ($0,02$ a $2,9 \text{ g kg}^{-1}$). De forma geral, a distribuição vertical das frações extraídas mostra uma clara segregação: horizontes superficiais com teores muito baixos de Alp, Alo e Fed (raramente $> 1 \text{ g kg}^{-1}$), contrastando fortemente com os B espódicos, onde os teores podem se multiplicar por até 20 vezes. Isto mostra claramente a assinatura diagnóstica de podzolização e indica que os ambientes são dominados pelas formas mais fortemente ligadas à matéria orgânica, seguida de frações mais reativas.

As razões Alo/Ald foram predominantemente maiores que 1,0 nos horizontes B, indicando que há um domínio de Al de baixa cristilidade em relação ao Al cristalino, ou seja, são horizontes com elevada proporção de complexos organo-alumínicos. Inversamente, a maior parte dos horizontes superficiais mostraram razões Alo/Ald menores que 1,0, evidenciando um predomínio de formas mais cristalinas de Al, como gibbsita e caulinita. Da mesma forma, a razão Feo/Fed foi frequentemente alta ($> 0,7$), indicando o predomínio de formas de Fe pouco cristalinas. O índice de podzolização $\text{Alo}+0,5\text{Feo}$ atingiu valores extremamente elevados nos horizontes B dos perfis sobre o Grupo Trombetas (até 8.367 no P6-Bhsm), sugerindo horizontes espódicos mais bem desenvolvidos, enquanto menores valores foram encontrados nos perfis sobre o Grupo Uatumã e Cobertura Cenozoica, indicando uma podzolização mais avançada para os domínios geológicos mais antigos.

O índice $(\text{Feo} + \text{Alo}) / \text{SiO}_2$ indica o balanço entre os tipos de acúmulos pedogenéticos colóides metálicos (Fe+Al) versus sílica residual (SiO_2 calculado a partir do Sio), permitindo sintetizar as diferenças entre materiais de origem. Dessa maneira, os perfis sobre as Coberturas Cenozoicas exibiram valores baixos (frequentemente $< 1,0$) para os B espódicos, evidenciando um predomínio da sílica amorfa sobre os colóides metálicos, e indicando uma espodização marcada pelo enriquecimento em Si (mesmo apresentando menores teores de Sio em comparação às outras geologias, em vista do seu menor teor de Alo, que é até 4 vezes menor, por

exemplo, que nos perfis sobre o Grupo Trombetas). Por outro lado, os perfis sobre o Grupo Trombetas e Formação Alter do Chão mostraram valores mais frequentemente elevados (> 2), revelando a dominância de Fe e Al amorfos frente à sílica, refletindo um processo de espodização menos condicionado pela sílica e mais controlado pela disponibilidade geoquímica de colóides metálicos. Portanto, esses resultados demonstram que os controles geológicos estabelecem trajetórias distintas de formação de horizontes espódicos: nas Coberturas Cenozóicas a podzolização se caracteriza pelo forte acúmulo de sílica amorfa em associação com Fe e Al, enquanto no Grupo Trombetas e Formação Alter do Chão predomina a acumulação metálica amorfa, com menor participação relativa da sílica.

2.3.4. Geoquímica

Os teores totais dos óxidos de CaO, CdO, Cr₂O₃, CuO, K₂O, MgO, MnO, NiO, PbO e ZnO revelaram variações expressivas entre os perfis, o que pode ser atribuído a sua concentração no material de origem ou as condições do ambiente de formação. Na Figura 11, são apresentados os elementos (na forma de óxidos) que ocorrem em menor concentração. Entre estes destacam-se os mais abundantes o CaO com teores médios entre 500 a 645 mg kg⁻¹ nos perfis derivados do Grupo Trombetas e da Cobertura Cenozóica, enquanto nos perfis da Formação Alter do Chão observou-se teores maiores, mas com maior dispersão (800 ± 191 mg kg⁻¹); o PbO apresentou menor variabilidade quando se compara os diferentes ambientes, contudo seus teores nos Espodossolos da Formação Alter do Chão, com teor médio de 900 mg kg⁻¹, foram maiores em comparação aos demais solos; o ZnO apresentou comportamento semelhante ao observado para o PbO, quando se comparam os diferentes ambientes de formação, embora seus teores, variando de aproximadamente 200 a 400 mg kg⁻¹, sejam menores em comparação àqueles do PbO.

Não se observou diferenças expressivas nos teores de K₂O e Cr₂O₃ quando se comparam os diferentes ambientes de formação dos Espodossolos. Entre esse conjunto de elementos, os menores teores foram observados para MgO, CdO, CuO, MnO e NiO. De modo geral, a maior concentração de cada um desses elementos foi observada nos solos da Formação Alter do Chão, enquanto a menor, no Espodossolo da Grupo Uatumã.

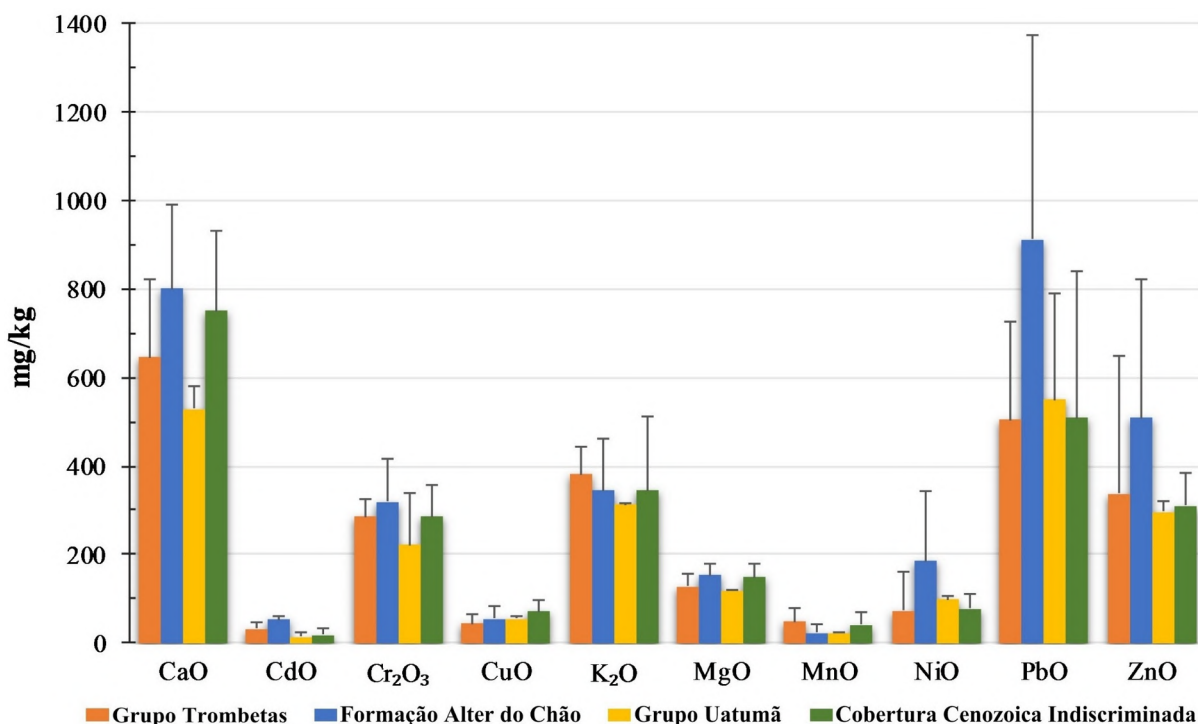


Figura 11. Teores totais dos elementos de menor ocorrência obtidos por fusão alcalina dos perfis agrupados por material de origem (as barras representam o teor médio nos horizontes espódicos e as linhas sobre as barras representam o desvio padrão).

O CuO mostrou valores ligeiramente superiores nos perfis do Grupo Uatumã e da Formação Alter do Chão, atingindo cerca de 300 mg kg⁻¹, em comparação com Trombetas e Cobertura Cenozóica. O CdO apresentou teores muito baixos em todos os grupos, frequentemente próximos a zero, sem diferença estatisticamente relevante. Quanto aos elementos alcalinos, o K₂O e o MgO ocorreram em concentrações intermediárias, variando entre 200 a 500 mg kg⁻¹, com teores superiores nos perfis da Cobertura Cenozoica e Grupo Trombetas. Os teores de MnO foram condizentes com as extrações seletivas (< 76 mg kg⁻¹) para todos os materiais de origem, enquanto o NiO destacou-se nos perfis da Formação Alter do Chão, com teor médio de 180 mg kg⁻¹.

Por outro lado, os teores totais dos óxidos mais abundantes revelaram haver contrastes entre os materiais de origem (Figura 12). Dentre os elementos com menores concentrações relativas, o óxido Fe₂O₃ foi similar e reduzidos em todos os domínios, variando entre 1 e 3 g kg⁻¹, sem diferenças significativas entre os materiais. Em contraste, o teor de Na₂O foi mais elevado, especialmente nos perfis derivados da Formação Alter do Chão, com média de 15 g kg⁻¹. Nos demais materiais de origem, os valores permaneceram entre 9 e 12 g kg⁻¹. O TiO₂ apresentou variação moderada, destacando-se os maiores teores nos perfis do Grupo Trombetas (11,2 g kg⁻¹), enquanto nos demais grupos os valores oscilaram entre 2,8 e 5,9 g kg⁻¹.

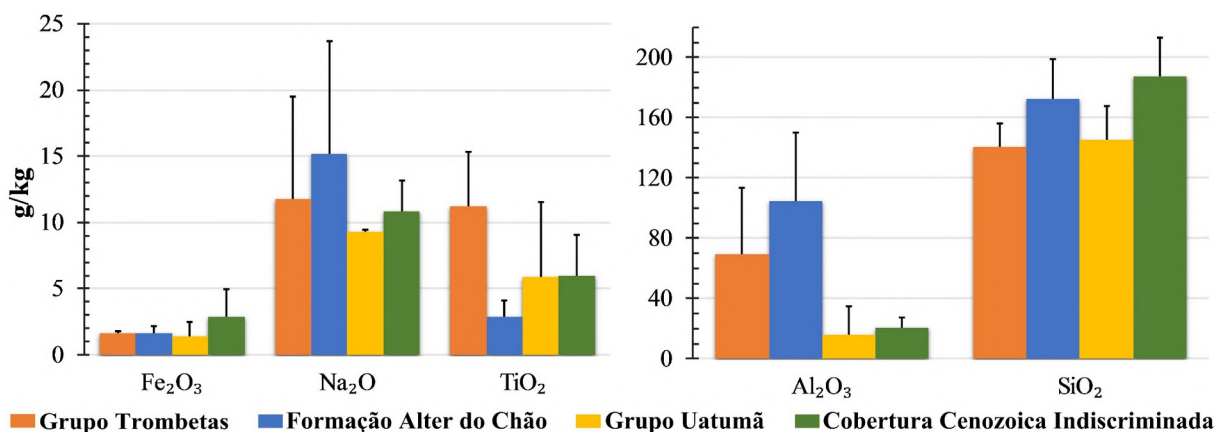


Figura 12. Teores totais dos elementos maiores obtidos por fusão alcalina dos perfis agrupados por material de origem (as barras representam o teor médio nos horizontes espódicos e as linhas sobre as barras representam o desvio padrão).

Os óxidos de Al₂O₃ e SiO₂ foram os principais constituintes em comparação aos demais óxidos (Figura 12). O Al₂O₃ apresentou variações consistentes entre os materiais, com os maiores teores observados nos perfis da Formação Alter do Chão (~105 g kg⁻¹) e do Grupo Trombetas (~70 g kg⁻¹), enquanto os perfis do Grupo Uatumã e Cobertura Cenozoica exibiram os mais baixos teores (entre 16 e 20 g kg⁻¹). O SiO₂ foi o óxido mais abundante em todos os perfis, com destaque para os perfis da Cobertura Cenozóica que atingiu teor médio próximo a 190 g kg⁻¹, seguida pelos perfis derivados da Formação Alter do Chão (172 g kg⁻¹). Sobre os Grupos Trombetas e Uatumã foram obtidos teores ligeiramente inferiores e similares, mas ainda expressivos (140 g kg⁻¹ e 145 g kg⁻¹, respectivamente).

2.3.5. Resultados da DRX da Fração Argila Natural de Horizontes Espódicos

De modo geral, todos os difratogramas mostraram a presença recorrente de caulinita e quartzo, frequentemente acompanhadas por sinais de anatásio e gibbsita em intensidades variáveis (Figura 13, 14, 15 e 16). No entanto, a intensidade relativa dos picos e a nitidez das reflexões diferiram de forma consistente entre os domínios geológicos, evidenciando distintos graus de cristalinidade e contribuições de fases amorfas.

Nos três perfis sobre as Coberturas Cenozoicas foram identificados caulinita, quartzo, anatásio e traços de gibbsita (Figura 13). Observou-se ainda uma variabilidade interna, isto é, P1 e P4 exibiram picos relativamente nítidos de caulinita e quartzo, com linha de base mais baixa, indicando uma fração argila dominada por fases cristalinas bem definidas. Por outro lado, o P5 apresentou uma linha de base mais elevada e picos menos definidos, indicando uma contribuição de material amorfo, isto é, um aumento na radiação difusa resultante de uma fração significativa de fases amorfas ou nanocristalinas.

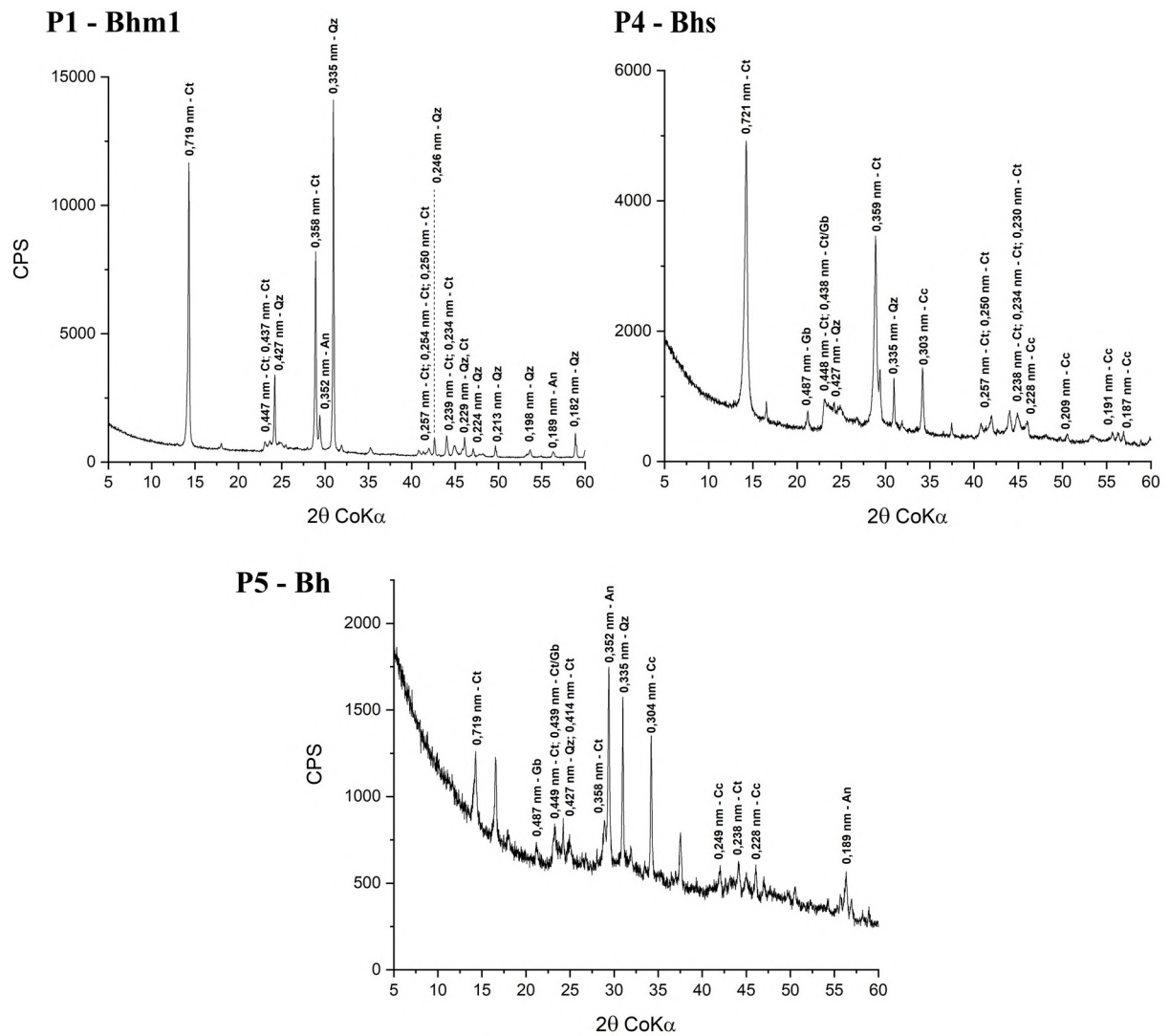


Figura 13. Mineralogia da fração argila natural dos perfis associados à Coberturas Cenozoicas Indiscriminadas (P1, P4 e P5).

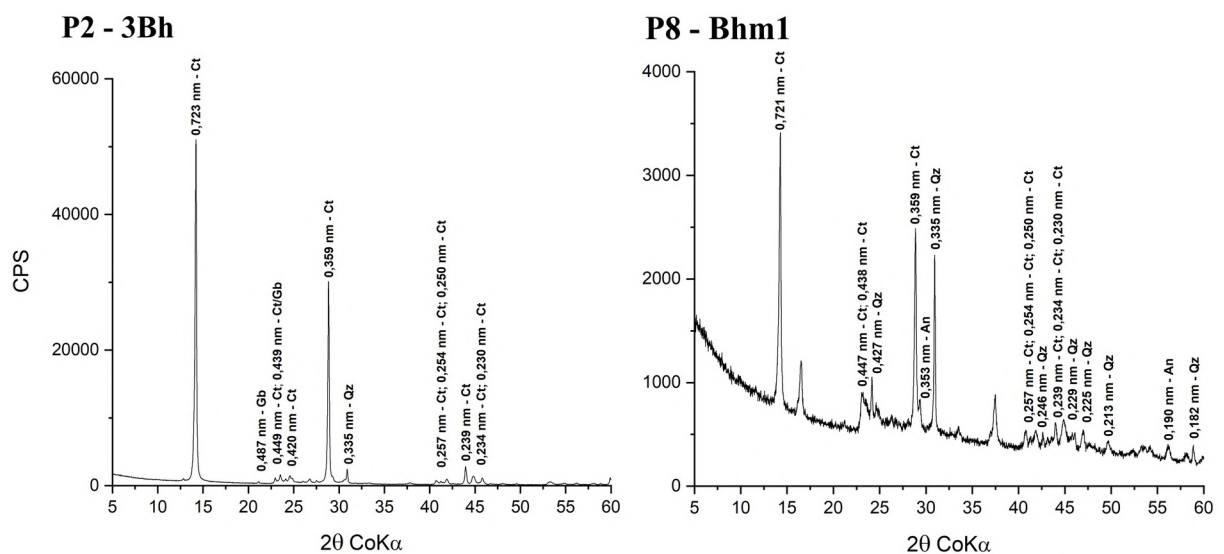


Figura 14. Mineralogia da fração argila dos perfis amostrados no domínio da Formação Alter do Chão (P2 e P8).

Os perfis associados à Formação Alter do Chão mostraram contrastes pronunciados entre si (Figura 14). O P2 apresentou um difratograma com picos intensos e bem delineados, com forte dominância de caulinita e quartzo, característico de uma assembleia mineral cristalina e relativamente ordenada. Por outro lado, P8 exibiu uma linha de base mais elevada e uma distribuição de picos menos pronunciada, interpretada como maior contribuição de fases pouco cristalinas ou amorfas (gibbsita/óxidos). Assim, mesmo dentro da mesma unidade geológica, há uma variação na cristalinidade e na presença de material amorfo.

Nos perfis sobre o Grupo Trombetas, embora a composição mineralógica seja semelhante, observa-se diferença expressiva entre os difratogramas (Figura 15). O P7 apresentou picos nítidos e de alta intensidade de caulinita e quartzo, com baixa linha de base, sinalizando uma fração argila fortemente cristalina. Em contrapartida, o P6 apresentou um difratograma com fundo elevado e picos atenuados, indicando maior participação de material com menor grau de cristalinidade. A coexistência de perfis cuja composição mineral revela minerais mais bem cristalizados e perfil com mineralogia com influência de minerais com menor grau de cristalinidade no Grupo Trombetas aponta para uma variabilidade local no grau que pode estar associada às condições locais de drenagem e concentração de matéria orgânica de cada perfil, bem como à natureza dos materiais de origem.

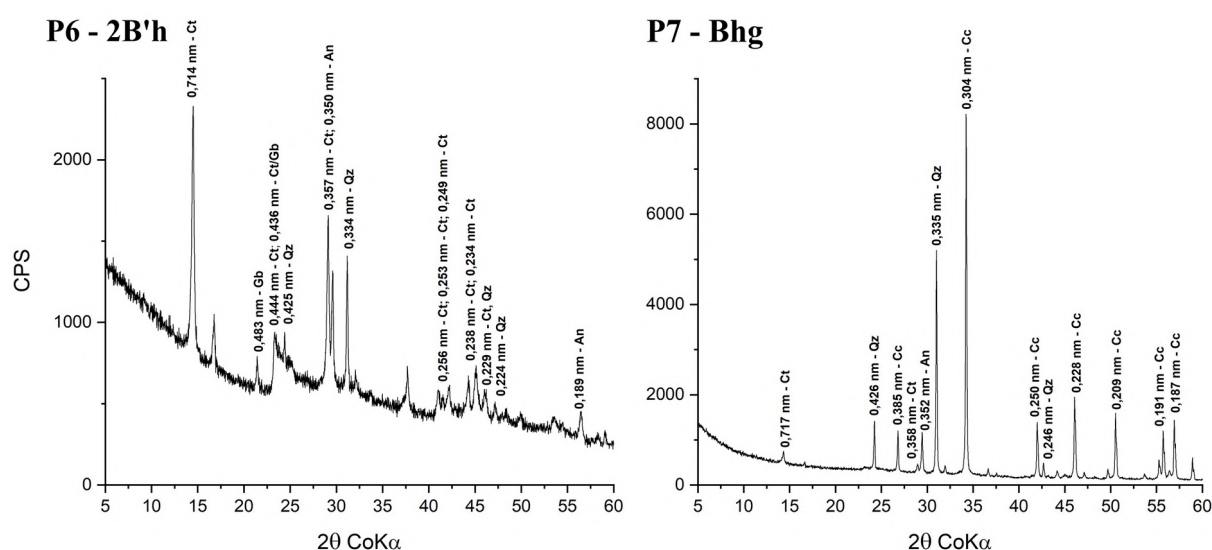


Figura 15. Mineralogia da fração argila dos perfis amostrados no domínio do Grupo Trombetas (P6 e P7).

Por último, o perfil do Grupo Uatumã apresentou difratograma caracterizado por picos bem definidos e intensos para caulinita e quartzo, com sinal relativamente baixo do envelope de fundo (Figura 16). A mineralogia indica uma assembleia de argilas bem cristalinas, com

anatásio e sinais discretos de gibbsita como fases acessórias. A baixa contribuição amorfa no P3 diferencia este perfil dos que exibem envelope difuso e sugere menor participação de óxidos pouco cristalinos ou sílica amorfa na fração argila.

P3 - 2Bhs/Bs

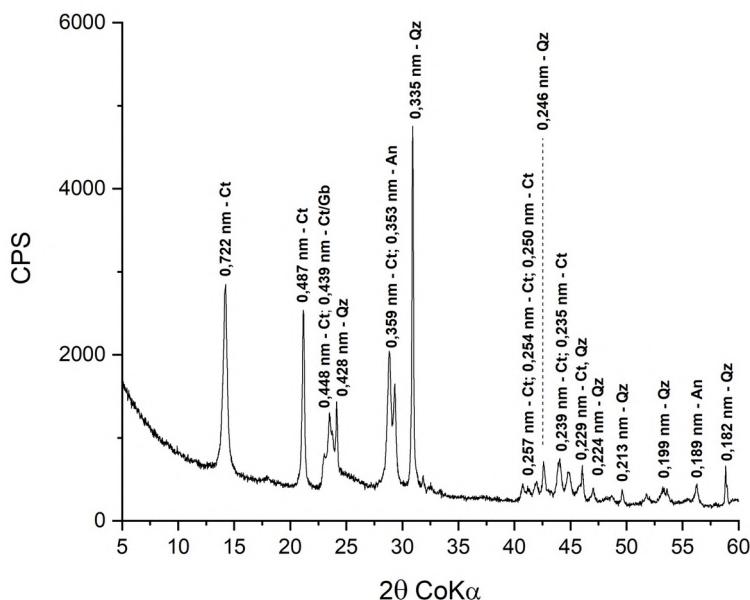


Figura 16. Mineralogia da fração argila do perfil 3 associado ao Grupo Uatumã.

Contudo, nota-se que os perfis associados à Formação Alter do Chão e ao Grupo Uatumã tendem a apresentar difratogramas com picos mais bem definidos (maior grau de cristalinidade relativa das argilas e maior ocorrência de quartzo), enquanto perfis em partes das Coberturas Cenozóicas e do Grupo Trombetas frequentemente exibem fundo elevado e picos menos pronunciados, indicando maior contribuição de minerais com menor grau de cristalinidade. Essa distribuição espacial de fases de maior ou menor cristalinidade na fração argila é congruente com as variações geoquímicas observadas nos resultados das extrações seletivas (teores de Alo, Feo e Sio) e com a variabilidade nos índices de podzolização previamente calculados, evidenciando uma correlação entre a herança litológica, a disponibilidade de colóides amorfos e o grau de ordenamento mineralógico da fração argila.

2.3.6. Propriedades Micromorfológicas e Microanálises

As análises micromorfológicas dos horizontes espódicos desenvolvidos sobre a Formação Alter do Chão (Figura 17, Tabela 12) evidenciaram microestruturas predominantemente em blocos, de fraco desenvolvimento e granularidade parcial. A fotomicrografia da lâmina correspondente do P2 (Figura 17A) mostrou uma microestrutura

compacta, com moderada porosidade caracterizada por canais e cavidades médias, além da presença de grãos de quartzo subangulares dispersos na matriz argilosa. A fábrica é dominada por grãos de quartzo subangulares a subarredondados, com revestimentos orgânicos (cutans) contínuos de cor marrom-clara a amarelada que cimentam os grãos.

No horizonte Bhm do P8 (Figura 17B), os grãos de quartzo são subangulares, similar ao P2. Contudo, o cimento orgânico é distinto, de coloração marrom-avermelhada escura e espesso, mas notavelmente fragmentado e fissurado, formando agregados densos que preenchem os poros de forma irregular. Em alguns pontos, o material orgânico exibe feições de fluxo, indicando episódios de mobilização e reprecipitação. O plasma possui coloração pardo-avermelhada, compatível com mineralogia dominada por caulinita associada a quartzo. Nesta amostra, a matéria orgânica apresentou-se dispersa em filmes finos, bem como em impregnações discretas, corroborando a descrição de cutans organo-argílicos delgados.

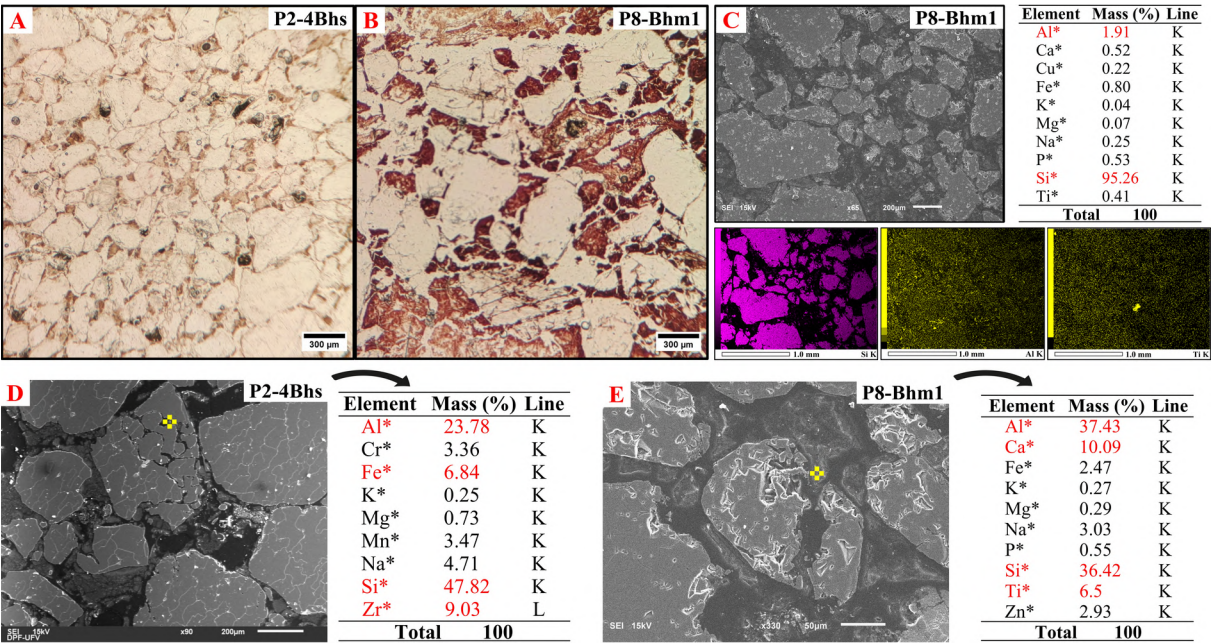


Figura 17. Características micromorfológicas dos perfis sobre a Formação Alter do Chão por fotomicrografias de lâminas delgadas e por MEV-EDS. A – Lâmina do perfil 2 sob luz PPL coletado em horizonte Bhs; B – Lâmina do perfil 8 sob luz PPL coletado em horizonte Bhm. C – Imagem eletrônica retroespalhada por MEV e mapeamento elementar (EDS) agregado mostrando a constituição elementar geral do corte no P8 (Si representa 95 wt%). D – Microanálise EDS pontual no P2 mostrando a composição de um grão no espaço intergrão de quartzo com composição Si-Al dominante (47 wt% Si, 23 wt% Al, com enriquecimento por Zr e Fe (razões molares indicam uma relação Si/Al compatível com aluminossilicato). E – Microanálise EDS pontual no perfil 8 revelando a predominância de Al > Si > Ca em uma fase menos cristalina com composição compatível com plagioclásio cálcico (anortita), além de teores residuais de Ti e Zn. Ainda, a presença de Ti (6,5 wt%) e Zn (2,9 wt%) sugere uma contaminação por microinclusões de minerais titaníferos ou substituições isomórficas.

Tabela 12. Características micromorfológicas avaliadas nos horizontes espódicos.

Características	Grupo Trombetas	Formação Alter do	Grupo Uatumã	Cobertura
-----------------	-----------------	-------------------	--------------	-----------

	Chão			Cenozoica
Microestrutura (tipo e grau)	Granular a massiva fraca; grau moderado de desenvolvimento.	Blocos subangulares fracos; granularidade parcial.	Granular frouxa, microestrutura pouco desenvolvida.	Granular simples, fraca, quase ausente.
Poros (quantidade e tipos)	Poros intergranulares comuns a abundantes; canais pouco conectados.	Porosidade moderada; canais e cavidades médias.	Alta macroporosidade; porosidade irregular.	Porosidade simples e aberta, abundante.
Grãos	Quartzo dominante, grãos arredondados / subarredondados; alguns feldspatos.	Quartzo e caulinita; grãos subangulares a angulares.	Quartzo dominante; minerais acessórios pouco frequentes.	Quartzo dominante, bem arredondado, pouco selecionado.
Plasma do solo (tipo e cor)	Plasma organo-mineral, cor escura a pardo-escura.	Plasma argiloso caulínítico, pardo-avermelhado.	Plasma escasso, coloração clara.	Plasma pouco diferenciado, pálido.
Material orgânico	Fragmentos de MO bem distribuídos; impregnação escura contínua.	MO dispersa em filmes finos; cutans orgânicos discretos.	MO fragmentada, mal distribuída.	MO escassa, sinais incipientes de impregnação.
Pedofeições	Cutans contínuos e impregnativos espessos; nódulos organo-metálicos visíveis.	Cutans argílicos laminados e alguns organo-minerais delgados.	Cutans finos e descontínuos, fraca expressão.	Feições pedológicas incipientes, cutans raros.

Os resultados obtidos por MEV-EDS (Figura 17C, 17D e 17E) corroboram estas observações. No P2 (Figura 17C), o mapeamento elementar mostrou um domínio de Si (95 wt %), mas micronálises EDS pontuais mostram que, apesar da matriz quartzosa e do grau de podzolização, evidências de minerais primários (como o plagioclásio cálcico encontrado no P8, Figura 17) e derivados se fazem presentes nos horizontes espódicos. Na Figura 17D, observa-se um grão constituído predominante por Si (47,8 wt%) e Al (23,7 wt%), com um enriquecimento por Zr e Fe, confirmando a associação entre caulinita, quartzo e óxidos de ferro e titânio no B espódico do P2. No horizonte Bhm do P8 (Figura 17E), encontra-se ainda fases residuais entre grãos de quartzito com composição compatível com um plagioclásio cálcico (37,4 wt% Al, 47,6 wt% Si, 10 wt% Ca), acompanhados de Fe (10,5 wt%) e Ti (6,2 wt%), indicando um maior enriquecimento em óxidos, possivelmente relacionados à formação dos cutans. Esses resultados indicam que minerais primários resistentes do substrato da Formação Alter do Chão ainda persistem nos horizontes espódicos, atuando como fonte de Al e Si para os processos de podzolização.

As características micromorfológicas de perfis derivados do Grupo Trombetas (Figuras 18A, B, Tabela 12) mostram uma microestrutura de granular a massiva fraca, com grau moderado de desenvolvimento. A porosidade é predominantemente intergranular, com poros comuns a abundantes e canais de conectividade limitada entre os grãos. A fração granulométrica é majoritariamente composta por grãos de quartzo, com morfologia arredondada a subarredondada, conforme esperado de uma matriz quartzosa. O plasma do solo apresenta coloração escura a pardo-escura em lâmina delgada, característica de um plasma organo-mineral, no qual se verifica uma impregnação contínua e bem distribuída de material orgânico. Este contexto é compatível com a ocorrência de pedofeições como cutans contínuos e impregnativos espessos.

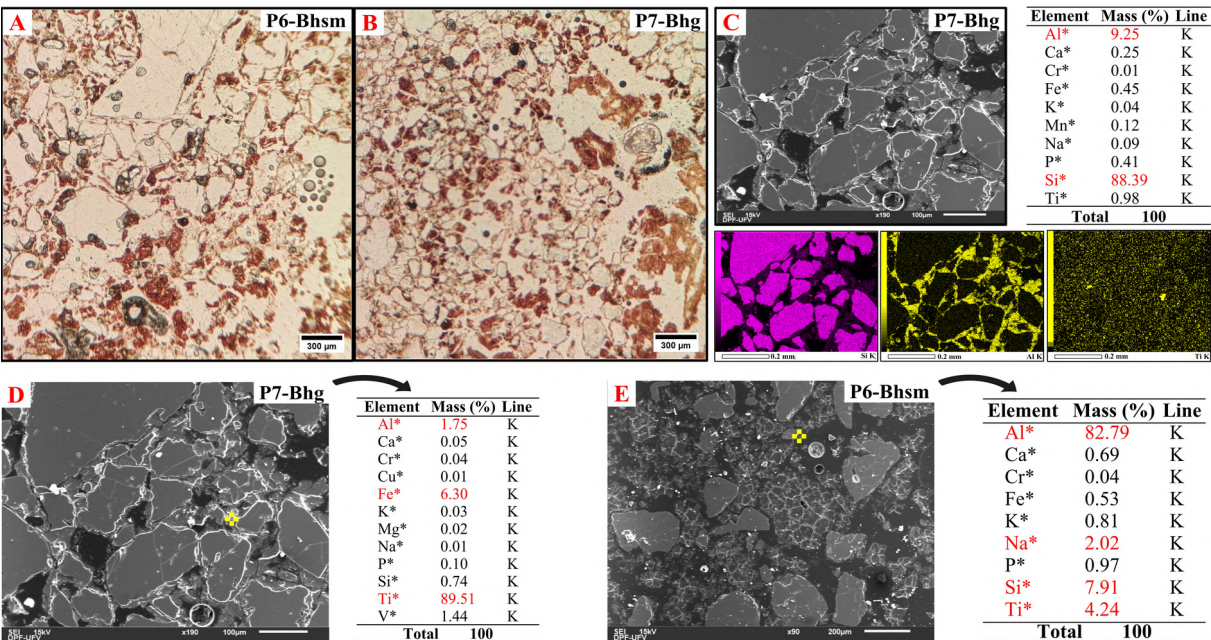


Figura 18. Características micromorfológicas de perfis sobre o Grupo Trombetas por fotomicrografias de lâminas delgadas e por MEV-EDS. A – Lâmina do perfil 6 sob luz PPL coletado em horizonte Bhsm; B – Lâmina do perfil 7 sob luz PPL coletado em horizonte Bs. C – Imagem eletrônica retroespalhada por MEV e mapeamento elemental (EDS) agregado confirmando a natureza arenosa a partir do corte sobre lâmina do P7 (Si constitui 88 wt% enquanto o Al constitui mais 9 wt%). D – Microanálise EDS pontual no perfil 7 sobre grão com composição dominada por Ti (89 wt%) com pequenas proporções de Fe, Al e V. O elevado teor de Ti com pouco Fe/Al/Si, além da presença de V, sugere que o grão corresponde a um resíduo de ilmenita alterada (anatásio), no qual a dissolução diferencial removeu parte do Fe, enriquecendo a fase em TiO_2 . E – Microanálise EDS pontual no perfil 6 mostrando a composição de grão dominada por Al (~83 wt%), com baixos teores de Si (~8 wt%) e Ti (~4 wt%). Essa proporção é compatível com gibbsita, sugerindo um acúmulo residual de Al após intensa dessilicificação.

A microanálise por MEV-EDS explicita a natureza arenosa do material no Grupo Trombetas, na qual o recorte (Figura 18C) mostra um mapeamento elemental constituído essencialmente por Si (88,4 wt%) e Al (9,3 wt%), confirmando a dominância do quartzo e a presença de fases aluminosas. A análise pontual EDS (Figura 18D) no P7 revelou uma

composição dominada por Ti (89,5 wt%), com teores menores de Fe (6,3 wt%) e vestígios de V e Al, sugerindo tratar-se de um grão residual de ilmenita alterada para anatásio, evidenciando a presença de minerais acessórios no material de origem. Adicionalmente, no P6, a identificação de um grão com composição majoritária de Al (82,8 wt%) e baixo teor de Si (7,9 wt%) (Figura 18E) é consistente com a presença de gibbsita, indicando processos pedogenéticos avançados de dessilicificação e acúmulo residual de alumínio no horizonte espódico.

Observações na lâmina delgada do P6 sob luz refletida (Figura 19) confirmam a presença de minerais opacos ricos em Ti, provavelmente anatásio, imersos na matriz gibbsítica escura. Estes minerais representam as fases mais resistentes herdadas do material de origem, que persistem no sistema pedogenético como constituintes relictuais mesmo após a intensa dessilicificação e lixiviação que caracterizam a podzolização. A associação desses minerais de titânio com a gibbsita (Figura 18E), ilustra claramente a coexistência de minerais herdados e neoformados, que corroboram a ideia de um ambiente geoquímico altamente lixiviante que concentra fases residuais de Al e Ti. Portanto, esses resultados indicam uma herança de minerais resistentes com dissolução preferencial de Fe sob condição ácida, além da formação de produtos altamente intemperizados no Bhsm compatíveis com o acúmulo residual de Al.

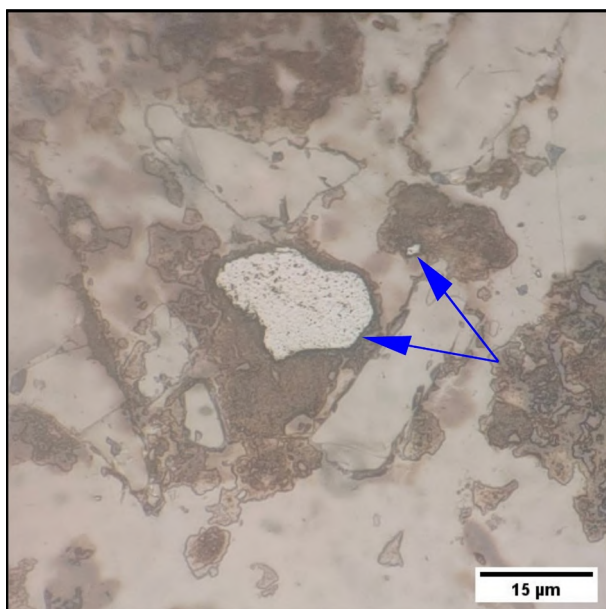


Figura 19. Fotomicrografia sob luz refletida de lâmina do perfil 6 (Bhsm), mostrando a presença de minerais opacos ricos em Ti (setas azuis), provavelmente anatásio, associados a uma matriz gibbsítica escura. Esses minerais representam as fases mais resistentes herdadas ou formadas por alteração de minerais titaníferos, preservados em meio à intensa dessilicificação do horizonte espódico cimentado.

No perfil desenvolvido sobre o Grupo Uatumã (Figura 20, Tabela 12), as características micromorfológicas revelaram uma microestrutura granular solta e de baixo grau de

desenvolvimento, acompanhada por elevada macroporosidade e porosidade irregular (Figura 20A). Os grãos observados são majoritariamente de quartzo, com formas variando de subangulares a arredondadas, compondo uma matriz pobre em plasma, além de uma seleção granulométrica pobre. A escassez de material fino é compatível com o aspecto claro da lâmina e com a ausência de impregnações mais expressivas de óxidos ou matéria orgânica. Os revestimentos orgânicos são mais delgados, descontínuos e de cor mais escura (marrom-avermelhado). Esta, quando presente, ocorre de maneira fragmentada e mal distribuída, sem organização visível em cutans contínuos.

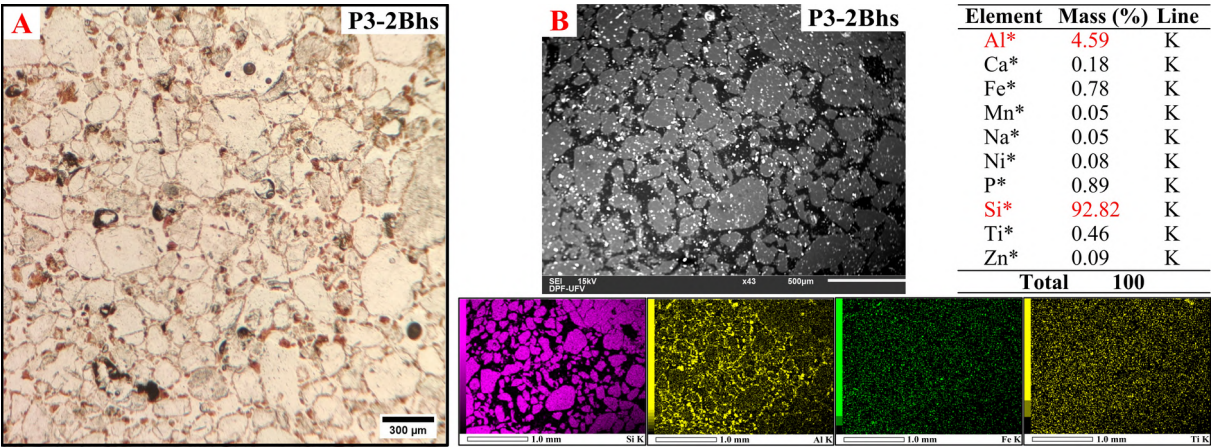


Figura 20. Características micromorfológicas de perfis sobre o Grupo Uatumã por fotomicrografias de lâminas delgadas e por MEV-EDS. A – Lâmina do perfil 3 sob luz PPL coletado em horizonte Bs; B – Imagem eletrônica retroespalhada por MEV e mapeamento elemental (EDS) agregado mostrando que mais de 92 wt% da constituição elemental geral da matriz do corte é composta essencialmente por quartzo, enquanto o Al ocorre de forma subordinada.

As análises de MEV-EDS (Figura 20B) confirmaram a predominância absoluta de quartzo, com Si correspondendo a mais de 92,8 wt% da constituição elemental total. O Al, em proporção subordinada (4,6 wt%), sugere contribuição pontual de caulinita, enquanto Fe, Ti e P aparecem em traços inferiores a 1 wt%. Os mapeamentos elementares corroboram esse padrão, com distribuição homogênea de Si e ocorrência difusa de Al, Fe e Ti, compatível com um plasma escasso e pouco diferenciado. A baixa expressão de cutans e feições micromorfológicas reforça uma ideia de um material de origem predominantemente quartzoso, onde os processos pedogenéticos atuam de forma limitada, limitando impregnações mais robustas (um modo mais esparsado e escasso).

Nos perfis originados sobre as Coberturas Cenozóicas (Figura 21), as observações micromorfológicas e as microanálises por MEV-EDS deixam claro a matriz dominada por quartzo, associada a microestruturas pouco desenvolvidas e porosidade simples e abundante. As

características micromorfológicas (Figura 21A) exibem uma microestrutura granular simples, de fraco desenvolvimento (distribuição c/f gefuric e localmente enaulic), na qual se notam grãos bem arredondados a subarredondados organizados em uma rede de poros intergranulares relativamente ampla. Os revestimentos são espessos e contínuos, e notam-se microagregados orgânicos. A porosidade aparente é majoritariamente macroporosa com canais abertos. O plasma da matriz mostrou-se pouco diferenciado e de tonalidade pálida na lâmina, sem impregnações contínuas ou espessas. A matéria orgânica é escassa, manifestando-se apenas por manchas e impregnações incipientes localizadas, sem formar películas extensas. Feições pedogenéticas do tipo cutânico aparecem de forma rara e pouco expressiva, confirmando a evidência de pedofeições iniciais ou pouco desenvolvidas neste domínio.

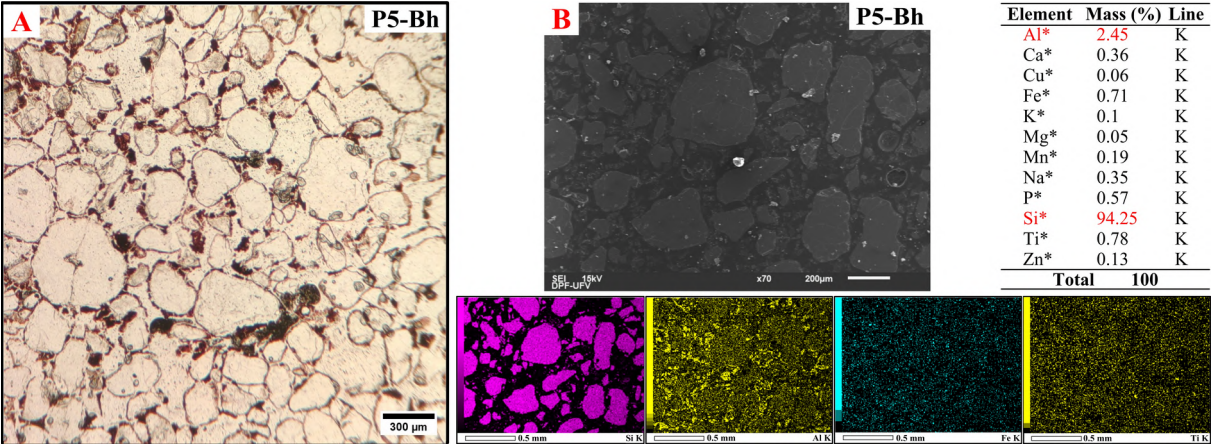


Figura 21. Características micromorfológicas de perfis associados às Coberturas Cenozoicas Indiscriminadas por fotomicrografias de lâminas delgadas e por MEV-EDS. A – Lâmina sob luz PPL do perfil 5 coletado em horizonte Bh; B – Imagem eletrônica retroespalhada por MEV e mapeamento elemental (EDS) agregado mostrando composição dominada por Si (94 wt%), confirmando a predominância de quartzo como matriz mineral. O Al (~2,5 wt%) aparece de forma subordinada, enquanto Fe e Ti ocorrem como traços. Esse padrão indica um material altamente resistente e dessilicatado, típico de Espodosolos em avançados estágios de intemperismo.

As análises por MEV-EDS (Figura 21B) corroboram a interpretação mineralógica, em que o Si domina a composição elemental da matriz (~94 wt%), enquanto o alumínio ocorre em proporção subordinada (~2,5 wt%) e Fe e Ti aparecem em traços (<1 wt%). Esse padrão composicional mostra como a constituição do material fino é dominada por quartzo e ainda sugere um elevado grau de dessilicificação do material original, resultando numa fração residual altamente resistente e pouco reativa, característica compatível com estágios avançados de intemperismo.

Contudo, nota-se que em todas as formações geológicas prevaleceu a natureza quartzosa da matriz mineral, evidenciando o caráter areno-quartzoso dos materiais de origem e a resistência residual do quartzo frente ao intemperismo intenso. A micromorfologia mostrou, em

todos os perfis, uma abundância de grãos de quartzo relativamente bem selecionados, com plasma escasso ou ausente, sugerindo a baixa participação de minerais secundários de argila e predomínio de processos eluviais associados à gênese. Essa homogeneidade independe da geologia, pois reflete a ação pedogenética, em que a intensa lixiviação de bases e sílica, associada à mobilização de Fe, Al e matéria orgânica, resultou em feições evidenciadas.

Entretanto, algumas diferenças puderam ser notadas. Na Formação Alter do Chão, os horizontes apresentaram impregnações mais intensas por óxidos de Fe e maior variação no grau de cimentação organomineral, sugerindo um maior acúmulo de complexos organometálicos. Já nos perfis associados ao Grupo Uatumã, observou-se composição quase totalitária de quartzo, com o Al aparecendo apenas em níveis subordinados, indicando menor retenção de fases secundárias e feições micromorfológicas mais limpas e uniformes. Nas Coberturas Cenozoicas, a predominância de quartzo também foi clara, mas com teores de Al ligeiramente mais elevados do que no Grupo Uatumã, além da presença de traços de Ti e Fe. Micromorfológicamente, destacam-se impregnações mais esparsas e difusas de óxidos de ferro, indicando um material altamente intemperizado, mas com maior diversidade de elementos-traço preservados. Já no Grupo Trombetas, apesar do mesmo padrão arenoso, destacam-se feições micromorfológicas associadas a grãos residuais de minerais secundários, como gibbsita e anatásio.

2.4. DISCUSSÃO

2.4.1. Processos Pedogenéticos: Podzolização e Controles Químicos

Os resultados geoquímicos e micromorfológicos apresentados demonstram a atuação do processo de podzolização, caracterizado pela mobilização iluvial de complexos organometálicos de Al e, subordinadamente, Fe (Lundström et al., 2000). No entanto, a intensidade e a expressão morfológica deste processo não são uniformes, sendo fundamentalmente controladas pela interação entre a disponibilidade geoquímica de elementos do material de origem e a qualidade e/ou quantidade dos complexantes orgânicos derivados da vegetação.

Um dos pontos significativos deste estudo é a ocorrência dos horizontes espódicos mais espessos, cimentados (*ortstein*) e geoquimicamente enriquecidos (e.g. teores de Al_p superiores a 15 g kg⁻¹ e índice de podzolização $Al_o + 0,5Fe_o > 8,000$) nos perfis desenvolvidos sobre o Grupo Trombetas. Este resultado é contraintuitivo, uma vez que este é o material de origem mais antigo e, em tese, mais intemperizado. Propõe-se que este paradoxo seja resolvido quando se considera a herança mineralógica específica desse substrato. As microanálises por MEV-EDS (Figuras 18E e 19) confirmaram a presença concomitante de grãos de gibbsita (Al(OH)₃) e

anatásio (TiO_2) como constituintes relictuais na matriz do horizonte Bhsm. A gibbsita, um produto residual da dessilicificação avançada, atua como um reservatório pedogenético de Al, facilmente disponível para a complexação por ácidos orgânicos de baixo peso molecular exsudados pela vegetação de campinarana (Bardy et al., 2011). Dessa forma, o Trombetas não se comporta como um material "pobre", mas sim como uma fonte eficiente e contínua de Al, alimentando a podzolização de modo mais intenso que os sedimentos quartzosos das Coberturas Cenozoicas, mesmo que, embora mais jovens, mostraram-se mineralogicamente mais inertes.

Esta interpretação é corroborada pela micromorfologia. As fotomicrografias dos horizontes espódicos do Grupo Trombetas (Figuras 18A, B) exibiram cutans contínuos, espessos e impregnativos de coloração escura, formando um plasma organomineral coeso. Esta feição é a assinatura micromorfológica de uma precipitação estável e contínua de complexos Al-orgânicos, condizente com um suprimento constante de Al e uma taxa de fluxo hídrico que favorece a iluviação e acumulação (Stoops et al., 2018). Em contraste, os horizontes das Coberturas Cenozoicas, com menor oferta de Al reativo, apresentam microestrutura granular simples e cutans raros e incipientes (Figura 21, Tabela 12).

Portanto, a clássica premissa de que a podzolização é maximizada em materiais mais jovens e menos intemperizados (Schaetzl & Anderson, 2005) não se aplica universalmente para este contexto amazônico. Neste estudo, os dados mostraram que a natureza do intemperismo prévio é mais crítica do que a idade geológica absoluta. Um material antigo, porém, portador de fases aluminosas residuais (gibbsita) e minerais acessórios (anatásio), pode sustentar uma podzolização mais vigorosa do que um material jovem, porém essencialmente quartzoso e geoquimicamente inerte.

2.4.2. Assinatura Geoquímica do Material de Origem

A influência do material de origem na gênese dos Espodossolos estudados manifestou mais do que um simples controle textural, manifestando-se como um fator determinante na trajetória pedogenética e na assinatura geoquímica final dos B espódicos. Observa-se um gradiente de comportamento, desde a podzolização mais ou menos “enriquecida” em metais no Grupo Trombetas e Formação Alter do Chão, até a podzolização "residual quartzosa" no Grupo Uatumã e nas Coberturas Cenozoicas.

Os perfis sobre a Formação Alter do Chão (P2 e P8) ocuparam uma posição intermediária e distintamente mais rica em sílica. Os difratogramas da DRX (Figura 14) e as microanálises por EDS (Figura 17D-E) atestam uma assembleia mineral mais diversificada, com a persistência de caulinita bem cristalina e, significativamente, a detecção de feldspatos

cálcicos residuais (Figura 17E) e fases zirconíferas. Esta litologia fornece, simultaneamente, uma fonte de Al por meio da dessilicificação da caulinita e da alteração dos feldspatos, e uma fonte de Si, resultando em horizontes espódicos espessos, porém com índices de podzolização (e.g. $Al_0+0,5Fe_0 \sim 5,700$) inferiores aos do Trombetas. Micromorfológicamente, isso se traduz em cutans organo-argílicos laminados e, em alguns casos, uma matriz com maior abundância de plasma caulínico de cor pardo-avermelhada (Figura 17A, B), sugerindo uma iluviação que envolve tanto complexos organometálicos quanto partículas coloidais de argila.

Em nítido contraste, os solos derivados do Grupo Uatumã (P3) e das Coberturas Cenozoicas (P1, P4, P5) representaram o extremo da depleção geoquímica. A composição elementar obtida por MEV-EDS, dominada por Si (>92 wt%) com teores residuais de Al (<5 wt %) (Figuras 20B e 21B), corrobora a mineralogia essencialmente quartzosa revelada pela DRX (Figuras 13 e 16) e pelo fracionamento físico da fração areia. Neste contexto, a podzolização opera sob uma severa limitação de cátions metálicos. O processo faz com que a impregnação orgânica, quando presente no B espódico, seja descontínua e associada a cutans delgados (Figura 20A), e os teores de Al e Fe extraíveis foram os mais baixos entre todos os domínios (Tabela 11). A podzolização aqui é predominantemente humo-ferruginosa incipiente, onde a iluviação de matéria orgânica pouco complexada domina sobre a acumulação metálica, resultando em horizontes Bs ou Bhs de baixa expressão morfológica e cimentação.

Dessa maneira, a variabilidade nos horizontes espódicos não é meramente um reflexo da intensidade do processo de podzolização, mas sim da natureza dos produtos iluviais, que é pré-condicionada pela geoquímica do material de origem. Enquanto o Grupo Trombetas e a Formação Alter do Chão fornecem os "ingredientes" para a formação de horizontes Bhm e Bhsm ricos em complexos Al-orgânicos, o Grupo Uatumã e as Coberturas Cenozoicas impõem uma restrição geoquímica que resulta em B espódicos menos expressivos e dominados pela matriz quartzosa residual.

2.4.3. Influência da Vegetação

Em específico a vegetação de Campinarana atuou não só como uma fonte de carbono, mas como um fator que carregou a qualidade dos complexantes orgânicos e, consequentemente, a eficiência do processo de mobilização e iluviação. Os resultados demonstram que a fisionomia vegetal exerceu uma influência decisiva que pode, em certo contexto, superar ou governar as restrições impostas pelo material de origem.

Os perfis sob campinarana arbórea (e.g. P6, P7 - Trombetas; P5 - Cobertura Cenozoica) apresentaram, de forma consistente, os maiores teores de CO nos B espódicos (até 50 g kg⁻¹) e

relações C/N mais elevadas (frequentemente >50). Esta assinatura química é típica de uma MO com maior proporção de compostos aromáticos e recalcitrantes, como ligninas e taninos, característicos da serapilheira destas formações (Guimarães et al., 2018). Do ponto de vista pedogenético, estes compostos de alto peso molecular são menos eficientes na complexação e mobilização de Al e Fe em profundidade, promovendo predominantemente uma iluviação *in situ* ou de curta distância. Este mecanismo é corroborado pela micromorfologia, que revela impregnações orgânicas contínuas e espessas, formando um plasma organomineral denso (Figuras 18A, B). Neste cenário, a vegetação arbórea atuou como um tampão, contribuindo para uma podzolização intensa, porém localizada, que resultou em fortes gradientes químicos e a formação de *ortstein*.

Em contrapartida, os perfis sob campinarana arbustiva e gramínea (e.g. P1, P2), embora possam exibir B espódicos espessos, apresentaram relações C/N significativamente mais baixas (~20-40) e uma microestrutura do solo mais aberta. Isto sugere uma serapilheira mais lábil, rica em ácidos orgânicos de baixo peso molecular e compostos nitrogenados. Estes complexantes são altamente eficientes na quelação de cátions, potencializando a mobilização lateral e vertical de Al e Fe (Bardy et al., 2008). A consequência pedogenética é um horizonte espódico mais difuso e menos cimentado, onde os complexos organometálicos podem ser transportados a maiores distâncias antes de precipitarem. Este efeito foi particularmente pronunciado no P2 da Formação Alter do Chão, onde a combinação entre um substrato geoquimicamente diverso e uma fonte de complexantes altamente eficientes parece favorecer o desenvolvimento de B espódicos de grande extensão lateral, porém com cimentação menos rígida.

Portanto, a vegetação mostrou um comportamento duplo, em que a campinarana arbórea favoreceu a acumulação e estabilização de CO e metais no local, levando a horizontes cimentados e bem definidos. Já as formações mais abertas (como a gramínea), ao produzirem complexantes mais móveis, promoveu uma redistribuição mais homogênea verticalmente dos elementos, atenuando os gradientes morfológicos.

2.4.4. Controles na Podzolização: Vegetação vs Geologia

Os resultados obtidos mostram que, isoladamente, nenhum desses fatores é suficiente para explicar a variabilidade observada. A vegetação fornece o aporte contínuo de matéria orgânica, ácidos orgânicos e condições microambientais que promovem a mobilização de Al, Fe e Si, enquanto o material de origem atua como fonte primária desses elementos, regulando tanto a sua disponibilidade quanto a sua mobilidade ao longo do perfil.

Esse caráter interativo torna-se evidente ao analisar a Figura 22 (Análise de Componentes Principais). A PCA, conjuntamente com os demais resultados obtidos, não apenas confirma a influência conjunta da geologia e da vegetação, como também revelam a natureza hierárquica desta interação. A PCA mostrou uma variância explicativa cumulativa de 50,9%, em que o plot da distribuição amostral agrupado por geologia e por vegetação (Figura 22A, B) em grupos separados e/ou isolados, evidenciando que a distribuição dos B espódicos não pode ser compreendida apenas por um fator isolado, mas pelo efeito combinado da litologia e do tipo de cobertura vegetal.

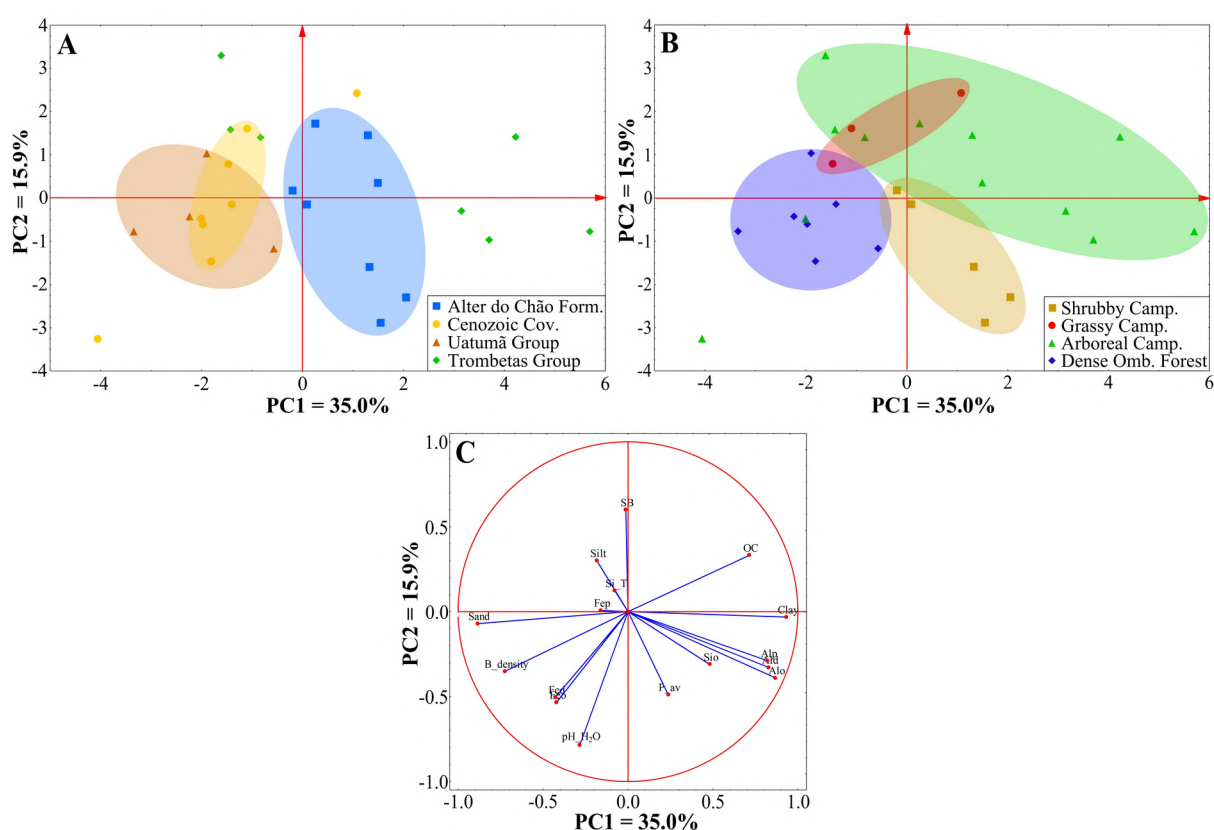


Figura 22. Análise de Componentes Principais (PCA) aplicada às variáveis morfológicas e químicas dos horizontes espódicos. (A) Distribuição das amostras em função da geologia; (B) Distribuição em função da vegetação; (C) Autovetores das variáveis em relação aos dois primeiros PC's (PC1 = 35,0% e PC2 = 15,9%).

Ao analisar os autovetores das variáveis (Figura 22C) em relação aos scores amostrais, observa-se ainda que algumas variáveis são mais fortemente representadas a um certo tipo de geologia e vegetação. O primeiro eixo de variação (PC1 = 35,0%) representou um gradiente primário de fornecimento geoquímico e de residualidade quartzosa, segregando os solos do Grupo Trombetas (maiores teores de CO, Alo, Alp e argila nos B espódicos em comparação aos demais) daqueles do Grupo Uatumã (altos teores de areia, Fed, Feo) (Figura 22A, C).

Em contrapartida, o segundo eixo (PC2 = 15,9%) capturou a assinatura da vegetação como governadora dos processos de transporte e acumulação. Os perfis sob campinarana arbustiva/gramínea, como P2 (Formação Alter do Chão) e P1 (Cobertura Cenozoica), agruparam-se de forma distinta, associados a variáveis como pH e teores de P disponível (Figura 22B, C). Isto corrobora a interpretação de que estas fitofisionomias, ao produzirem compostos orgânicos mais lábeis e solúveis, promovem uma podzolização mais homogênea e um ciclo biogeoquímico diferente.

Estudos clássicos compartilham, em parte, desta mesma visão. Lucas et al. (1996) destacaram que, na Amazônia, o avanço da podzolização requer simultaneamente um suprimento permanente de compostos orgânicos complexantes e a presença de elementos metálicos liberados pelo intemperismo. Buurman & Jongmans (2005) também enfatizaram que mesmo em ambientes com elevada entrada de matéria orgânica, a podzolização não progride sem uma base mineral minimamente reativa. Esses achados explicam porque a diversidade litológica amazônica resulta em mosaicos de Espodossolos com distintos graus de desenvolvimento, em contraste com regiões temperadas, onde materiais mais homogêneos frequentemente apresentam horizontes espódicos bem expressivos.

Os resultados obtidos no perfil sobre o Grupo Uatumã (Espodossolo Háplico) sugerem que a combinação entre floresta ombrófila densa e substratos geoquimicamente ativos, sob condições de drenagem mais eficiente (Tabela 6), favorece a percolação de complexos organometálicos e a formação de horizontes espódicos mais espessos e enriquecidos em carbono associado ao Al e Fe. Por outro lado, sobre o Grupo Trombetas, embora a vegetação apresente estrutura semelhante (campinarana arbórea), as condições hidromórficas (Espodossolos Hidromórficos) e a menor disponibilidade geoquímica de elementos provenientes do material de origem restringem a mobilização vertical dos compostos organometálicos, resultando em horizontes espódicos menos espessos e mais rasos. Esse contraste reforça que a gênese dos Espodossolos amazônicos resulta da sinergia entre a oferta contínua de ácidos orgânicos oriundos da vegetação, a disponibilidade litogeoquímica (Al, Fe e Si), e o regime de drenagem, que controla o equilíbrio entre eluviamento e imobilização dos complexos organominerais ao longo do perfil.

Neste sentido, propõe-se uma hipótese segundo a qual, na Amazônia Central, a podzolização é governada tanto pela geoquímica quanto pela complexação biótica, sendo a drenagem o fator condicionante da intensidade e da profundidade desses processos. Na podzolização por fonte geoquímica, dominante nos domínios do Grupo Trombetas, a maior disponibilidade de Al proveniente de fases pedogenéticas secundárias (e.g. gibbsita) sustenta a

formação de complexos organoalumínicos mesmo sob condições hidromórficas, onde a drenagem restrita favorece a acumulação *in situ* de compostos organometálicos e a cimentação localizada, formando horizontes como Bhsm (embora menos espessos e mais rasos). Já na podzolização por complexantes bióticos, relativamente mais importante nos domínios geoquimicamente pobres (Coberturas Cenozoicas e Grupo Uatumã), a drenagem mais eficiente permite uma mobilização vertical mais intensa dos poucos cátions disponíveis. Nesses ambientes, a produção de ácidos orgânicos pela vegetação torna-se o fator crítico e governante do processo, promovendo a formação de horizontes espódicos mais difusos (e, em geral, mais profundos e espessos), menos cimentados e com maior potencial de transporte lateral.

2.4.5. Micromorfologia e Mecanismos de Iluviação

Além da geoquímica, as características micromorfológicas e as microanálises observadas forneceram a evidência visual e composicional final que permitem validar a hipótese proposta para a podzolização na Amazônia Central. Os mecanismos de iluviação e cimentação não são universais, mas refletem diretamente a interação entre o fornecimento geoquímico e a qualidade dos complexantes orgânicos, como visto nas diferentes feições microscópicas.

Nos solos sob podzolização por fonte geoquímica (Grupo Trombetas), o mecanismo predominante é a precipitação contínua e impregnativa. As fotomicrografias (horizonte Bhsm, Figuras 18A) mostram a matriz onde os grãos de quartzo estão envolvidos por um plasma organomineral escuro, maciço e contínuo. Este plasma preenche a maioria dos poros intergranulares, formando cutans espessos e de contato, típicos de uma iluviação por percolação vertical em um meio já denso, onde os complexos Al-orgânicos atingem rapidamente a saturação e precipitam *in situ* (Stoops et al., 2018). Os dados obtidos por EDS pontual da coexistência de Al (da gibbsita) e CO neste plasma (Figura 18E) evidenciam micromorfológicamente o mecanismo proposto: uma fonte local e abundante de Al é sequestrada pela matéria orgânica, levando à formação de um horizonte cimentado. Logo, a porosidade é drasticamente reduzida, o que, por sua vez, restringe o fluxo posterior, favorecendo a acumulação.

Em contraste, nos solos sob podzolização por complexantes bióticos (Coberturas Cenozoicas, Grupo Uatumã), a micromorfologia manifestou um padrão de iluviação em poros. A microestrutura é aberta, com grãos de quartzo envolvidos por cutans delgados, descontínuos e, por vezes, fragmentados (Figuras 20A e 21A). Esta feição é característica de uma iluviação mais esporádica, em que quantidades menores de complexantes altamente eficientes

transportam quantidades limitadas de Al e Fe através de uma matriz porosa, precipitando-se como revestimentos discretos nas paredes dos poros. A fotomicrografia por MEV-EDS do P3 (Figura 20B), com sua matriz espectral dominada por Si, é a manifestação composicional desta restrição geoquímica. Aqui, o processo é mais dependente do fluxo hídrico e da qualidade da MO para mobilizar os poucos cátions disponíveis, resultando em horizontes espódicos menos espessos e de fraca ou ausente cimentação.

Contudo, nos perfis derivados da Formação Alter do Chão denota-se uma feição intermediária, em que a presença de cutans argílicos laminados (Figura 17A) sugere a co-iluviação de partículas de argila (caulinita) junto com os complexos organometálicos. Isto indica um regime pedogenético onde há material fino mobilizável para participar do processo, corroborando seu papel como uma fonte mista, conforme identificado pela química e pela DRX.

2.5. CONCLUSÕES

Este estudo demonstrou que a gênese dos Espodossolos na Amazônia Central é controlada pela interação entre material de origem, vegetação e regime de drenagem, que define trajetórias pedogenéticas contrastantes. O material de origem exerce o controle primário: no Grupo Trombetas, a presença de fontes secundárias de Al (gibbsita) favorece uma podzolização predominantemente geoquímica, com acumulação *in situ* e cimentação localizada sob drenagem restrita, resultando na formação de horizontes Bhsm. Em contraste, nas Coberturas Cenozoicas e no Grupo Uatumã, a dominância quartzosa, a drenagem mais desimpedida e a menor oferta geoquímica promovem uma podzolização mediada por complexantes bióticos, com maior mobilização vertical e desenvolvimento de horizontes espódicos mais difusos e pouco cimentados.

A vegetação atua como componente chave nesses processos, com formações arbóreas associadas à acumulação local de materiais espódicos e formações abertas favorecendo sua redistribuição vertical. Evidências micromorfológicas suportam a hipótese proposta, com cutans contínuos associados a sistemas enriquecidos em Al e cutans descontínuos a ambientes mais drenados e depletados em cátions. Esses resultados indicam que a ocorrência e a organização espacial dos Espodossolos na paisagem amazônica são previsíveis a partir do balanço entre suprimento geoquímico, eficiência dos complexantes orgânicos e drenagem, fornecendo uma base conceitual robusta para a modelagem da podzolização e da dinâmica do carbono na Amazônia Central.

2.6. REFERÊNCIAS

- Adeney, J. M.; Christensen, N. L.; Vicentini, A.; Cohn-Haft, M. (2016). White-sand ecosystems in Amazonia. **Biotropica**, 48(1), 7-23.
- Almeida, B. G.; Viana, J. H. M.; Teixeira, W. G.; Donagemma, G. K. (2017). Densidade do solo. In: Teixeira, P. C.; Donagemma, G. K.; Ademir, F.; Teixeira, W. G. (2017). **Manual de métodos de análise de solo**. 3ª edição. Brasília: Embrapa, 573p.
- Alvares, C. A.; Stape, J. L.; Sentelhas, P. C.; Gonçalves, J. L. M.; Sparovek, G. (2013). Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, 22(6), 711-728.
- Bardy, M., Derenne, S., Allard, T., Benedetti, M., & Fritsch, E. (2009). Podzolisation and exportation of organic matter in black waters of the Rio Negro (upper Amazon basin, Brazil). **Biogeochemistry**, 106(1), 71-88.
- Bardy, M.; Bonhomme, C.; Fritsch, E.; Maquet, J.; Hajjar, R.; Allard, T.; ... & Calas, G. (2007). Al speciation in tropical podzols of the upper Amazon Basin: A solid-state ²⁷Al MAS and MQMAS NMR study. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 71(13), 3211-3222.
- Bardy, M.; Fritsch, E.; Derenne, S.; Allard, T.; Nascimento, N. R.; & Bueno, G. T. (2008). Micromorphology and spectroscopic characteristics of organic matter in waterlogged podzols of the upper Amazon basin. **Geoderma**, 145(3-4), 222-230.
- Bravard, S., & Righi, D. (1990). Podzols in Amazonia. **Catena**, 17(4-5), 461-475.
- Buurman, P., & Jongmans, A. G. (2005). Podzolisation and soil organic matter dynamics. **Geoderma**, 125, 71-96.
- Calderano, S. B.; Duarte, M. N.; Gregoris, G. (2017). Análise mineralógica das frações argila e silte por difratometria de raios-X. In: Teixeira, P. C.; Donagemma, G. K.; Ademir, F.; Teixeira, W. G. (2017). **Manual de métodos de análise de solo**. 3ª edição. Brasília: Embrapa, 573p.
- Caputo, M. V. (1984). **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. University of California, Santa Barbara.
- Castro, S. S.; Cooper, M.; Santos, M. R. & Vidal Torrado, P. Micromorfologia Do Solo: Bases E Aplicações. In: Curi, N.; Marques, J. J.; Guilherme, L. R. G.; Lima, J. M.; Lopes, A. S.; Alvarez V., V. H. (eds). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2003. v.3. p.107-164.
- Chauvel, A., Lucas, Y., & Boulet, R. (1987). On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil. **Experientia**, 43(3), 234-241.
- Cunha, P. R. C., Melo, J. H. G., & Silva, O. B. (2007). Bacia do Amazonas. **Boletim De Geociências Da Petrobras**, 15(2), 227-251.
- Cunha, P. R. C.; Gonzaga, F. G.; Coutinho, L. F. C. (1994). Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 8(1), 47-55.
- Demarchi, L. O.; Scudeller, V. V.; Moura, L. C.; Dias-Terceiro, R. G.; Lopes, A.; Wittmann, F. K.; & Piedade, M. T. F. (2018). Floristic composition, structure and soil-vegetation relations in three white-sand soil patches in central Amazonia. **Acta Amazonica**, 48(1), 46-56.

- Demarchi, L. O.; Scudeller, V. V.; Moura, L. C.; Lopes, A.; & Piedade, M. T. F. (2019). Logging impact on Amazonian white-sand forests: perspectives from a sustainable development reserve. **Acta Amazonica**, 49(4), 316-323.
- Donagemma, G. K.; Calderano, S. B.; Viana, J. H. M. (2017b). Separação das frações granulométricas do solo para análises mineralógicas. In: Teixeira, P. C.; Donagemma, G. K.; Ademir, F.; Teixeira, W. G. (2017b). **Manual de métodos de análise de solo**. 3ª edição. Brasília: Embrapa, 573p.
- Donagemma, G. K.; Viana, J. H. M.; Almeida, B. G.; Ruiz, H. A.; Klein, V. A.; Dechen, S. C. F.; Fernandes, R. B. A. (2017a). Análise granulométrica. In: Teixeira, P. C.; Donagemma, G. K.; Ademir, F.; Teixeira, W. G. (2017). **Manual de métodos de análise de solo**. 3ª edição. Brasília: Embrapa, 573p.
- Doupoux, C., Merdy, P., Montes, C. R., Nunan, N., Melfi, A. J., Pereira, O. J. R., & Lucas, Y. (2017). Modelling the genesis of equatorial podzols: age and implications for carbon fluxes. **Biogeosciences**, 14(9), 2429-2440.
- Dubroeuq, D.; Volkoff, B. (1998). From Oxisols to Spodosols and Histosols: evolution of the soil mantles in the Rio Negro basin (Amazonia). **Catena**, 32(3-4), 245-280.
- Folk, R. L. & Ward W. C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, 27(1): 3-26.
- Fritsch, E., Allard, T., Benedetti, M. F., Bardy, M., Do Nascimento, N. R., Li, Y., & Calas, G. (2009). Organic complexation and translocation of ferric iron in podzols of the Negro River watershed. Separation of secondary Fe species from Al species. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 73(7), 1813-1825.
- Fritsch, E., Balan, E., Nascimento, N. R., Allard, T., Bardy, M., Bueno, G.; ... & Calas, G. (2011). Deciphering the weathering processes using environmental mineralogy and geochemistry: Towards an integrated model of laterite and podzol genesis in the Upper Amazon Basin. **Comptes Rendus. Geoscience**, 343(2-3), 188-198.
- Goldstein, J. I., Newbury, D. E., Michael, J. R., Ritchie, N. W. M., Scott, J. H. J., & Joy, D. C. (2018). **Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis (4th ed.)**. Springer. 550p.
- Grahn, Y. (2005). Silurian and Lower Devonian chitinozoan taxonomy and biostratigraphy of the Trombetas Group, Amazonas Basin, northern Brazil. **Bulletin of Geosciences**, v. 80, n. 4, p. 245-276.
- Guerra, M. B. B.; Neto, E. L.; Prianti, M. T. A.; Pereira-Filho, E. R.; & Schaefer, C. E. G. R. (2013). Post-fire study of the Brazilian Scientific Antarctic Station: Toxic element contamination and potential mobility on the surrounding environment. **Microchemical Journal**, 110, 21-27.
- Guimarães, F. S.; Bueno, G. T.; Mendes, D. S. O.; Nascimento, N. R.; Diniz, A. D.; & Souza, J. B. (2018). Dinâmica vegetal e evolução da paisagem no contato entre campinarana e campina sobre Espodossolos – Bacia do Rio Demini-AM (Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 19(3).
- Horbe, A. M. C., Horbe, M. A., & Suguio, K. (2004). Tropical Spodosols in northeastern Amazonas State, Brazil. **Geoderma**, 119(1-2), 55-68.
- Huamán, J. L. C.; Nicolodelli, G.; Senesi, G. S., Montes, C. R.; Perruci, N. A. F.; Bezzon, V. D. N.; Balogh, D. T.; & Milori, D. M. B. P. (2020). Organo-mineral associations in a Spodosol from northern Brazil. **Geoderma Regional**, 22, e00303.

- Huamán, J. L. C.; Nicolodelli, G.; Senesi, G. S.; Montes, C. R.; Perruci, N. A. F.; Bezzon, V. D. N.; & Milori, D. M. B. P. (2021). Characterization and distribution of mineral phases in an Amazonian humiluvic Spodosol profile by XRPD, HR-TEM, SAED and SEM–EDX. **Environmental Earth Sciences**, 80(11), 405.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Banco de Dados e Informações Ambientais (BDiA)**. Mapeamento de Recursos Naturais (MRN) – Escala 1:250.000. Nota Metodológica, versão 2023, 64p.
- Ishida, D. A., Montes, C. R., Lucas, Y., Pereira, O. J. R., Merdy, P., & Melfi, A. J. (2014). Genetic relationships between ferralsols, podzols and white kaolin in Amazonia. **European Journal of Soil Science**, 65(5), 706-717.
- Lucas, Y., Chauvel, A., Boulet, R., Ranzani, G., & Scatolini, F. (1984). Transição Latossolos-Podzóis sobre a formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 8(3), 325-335.
- Lucas, Y.; Nahon, D.; Cornu, S.; & Eyrolle, F. (1996). Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial. **Comptes Rendus-Academie des Sciences Paris Serie 2 Sciences de la Terre et des Planetes Fascicule A**, 322, 1-16.
- Luizão, F. J.; Luizão, R. C.; & Proctor, J. (2007). Soil acidity and nutrient deficiency in central Amazonian heath forest soils. **Plant Ecology**, 192(2), 209-224.
- Lumbreras, J. F. (2025). **Guia de campo da XV Reunião Brasileira de Classificação e Correlação de Solos: RCC das várzeas do médio Rio Amazonas e entorno**. Brasília, DF: Embrapa, 2025, 803p.
- Lundström, U. V.; Van Breemen, N.; & Bain, D. (2000). The podzolization process. A review. **Geoderma**, 94(2-4), 91-107.
- McKeague, J.; Day, J. (1966). Dithionite-and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian Journal of Soil Science**, 46(1), 13-22.
- Mehra, O. P.; Jackson, M. L. (1958). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, 7(1), 317-327.
- Mendes, D. S. O.; Bueno, G. T.; Guimarães, F. S.; Rossin, B. G.; & Nascimento, N. R. (2017). Os solos e geoambientes das campinaranas amazônicas: relação genética entre os geoambientes e a evolução da paisagem em um transecto na bacia do Alto Rio Negro, Amazônia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 18(3).
- Mendonça, B. A. F.; Simas, F. N. B.; Schaefer, C. E. G. R.; Fernandes Filho, E. I.; Vale Jr, J. F.; & Mendonça, J. G. F. (2014). Podzolized soils and paleoenvironmental implications of white-sand vegetation (Campinarana) in the Viruá National Park, Brazil. **Geoderma Regional**, 2-3, 9-20.
- Montes, C. R., Lucas, Y., Pereira, O. J. R., Achard, R., Grimaldi, M., & Melfi, A. J. (2011). Deep plant-derived carbon storage in Amazonian podzols. **Biogeosciences**, 8(1), 113-120.
- Montes, C. R.; Merdy, P.; Silva, W. T.; Ishida, D.; Melfi, A. J.; Santin, R. C.; & Lucas, Y. (2023). Mineralization of soil organic matter from equatorial giant podzols submitted to drier pedoclimate: A drainage topochronosequence study. **Catena**, 222, 106837.
- Nascimento, N. R., Bueno, G. T., Fritsch, E., Herbillon, A. J., Allard, T., Melfi, A. J., Astolfo, R., Boucher, H., & Li, Y. (2004). Podzolization as a deferralitization process: a study of

- an Acrisol–Podzol sequence derived from Palaeozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. **European Journal of Soil Science**, 55(3), 523-538.
- Nascimento, N. R., Fritsch, E., Bueno, G. T., Bardy, M., Grimaldi, C., & Melfi, A. J. (2008). Podzolization as a deferralitization process: dynamics and chemistry of ground and surface waters in an Acrisol–Podzol sequence of the upper Amazon Basin. **European Journal of Soil Science**, 59(5), 911-924.
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Research**, 23(2): 117-119.
- Prance, G. T. (1996). Islands in Amazonia. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B: Biological Sciences**, 351, 823-833.
- RADAMBRASIL (1978). **Projeto RADAMBRASIL, Folha SA.20 Manaus – Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra**. Rio de Janeiro: DNPM.
- Reis, N. J.; Almeida, M. E.; Riker, S. L.; Ferreira, A. L. (2006). **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas**. Manaus: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 125p.
- Santos, H. G.; Jacomine, P. K. T.; Anjos, L. H. C.; Oliveira, V. A.; Lumbrreras, J. F.; Coelho, M. R.; Almeida, J. A.; Araújo Filho, J. C.; Lima, H. N.; Marques, F. A.; Oliveira, J. B.; & Cunha, T. J. F. (2025). **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 6ª edição, revista e ampliada. Brasília: Embrapa, 393p.
- Santos, J. O. S.; Hartmann, L. A.; Gaudette, H. E.; Groves, D. I.; Mcnaughton, N. J.; & Fletcher, I. R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, 3(4), 453-488.
- Santos, R. D.; Santos, H. G.; Ker, J. C.; Anjos, L. H. C.; Shimizu, S. H. (2015). **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 7ª edição. Viçosa: SBSCS.
- Sauer, D., Sponagel, H., Sommer, M., Giani, L., Jahn, R., & Stahr, K. (2007). Podzol: Soil of the year 2007. A review on its genesis, occurrence, and functions. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 170(5), 581-597.
- Schaetzl, R. J.; & Anderson, S. (2005). **Soils: Genesis and Geomorphology**. Cambridge University Press.
- Silva, C. P. A.; Amaral, R. F.; Araújo, P. V. N. (2020). Granulometria e morfometria de sedimentos superficiais costeiros: o complexo de lagoas interdunares da Apa Jenipabu, Rio Grande do Norte, Brasil. **HOLOS**, 2, e6217, 2020.
- Stoops, G.; Marcelino, V.; & Mees, F. (2018). **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Second edition. Elsevier.
- Tadini, A. M., Nicolodelli, G., Marangoni, B. S., Mounier, S., Montes, C. R., & Milori, D. M. (2019). Evaluation of the roles of metals and humic fractions in the podzolization of soils from the Amazon region using two analytical spectroscopy techniques. **Microchemical Journal**, 144, 454-460.
- Teixeira, P. C.; Donagema, G. K.; Ademir, F.; Teixeira, W. G. (2017). **Manual de métodos de análise de solo**. 3ª edição. Brasília: Embrapa, 573p.

3. CAPÍTULO 3:

COMPOSIÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA EM ESPODOSSOLOS DA AMAZÔNIA CENTRAL

RESUMO

Os Espodossolos da Amazônia constituem reservatórios de carbono (C) significativos e subestimados. A dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS) nestes ambientes é controlada por processos pedogenéticos e bióticos, sendo a estabilização via complexação organomineral considerada o mecanismo chave para a persistência do C. Este estudo avaliou a contribuição das frações do C na estabilização da MOS, e os fatores pedogenéticos e bióticos que controlam sua composição e dinâmica ao longo de perfis de Espodossolos da Amazônia Central. Foram estudados oito perfis de solos sob quatro gradientes de vegetação (floresta ombrófila, campinarana gramínea, arbustiva e arbórea). Utilizou-se fracionamento físico e químico da MOS, dissoluções seletivas (oxalato e pirofosfato), espectroscopia FTIR-ATR e análise de componentes principais (PCA). Os horizontes espódicos apresentaram dominância do carbono orgânico associado aos minerais (COAM) sobre o carbono orgânico particulado (COP), com forte correlação entre COAM e Al extraído por pirofosfato ($R^2 = 0,47$). A análise FTIR-ATR revelou assinatura molecular qualitativamente similar da MOS em todos os gradientes vegetacionais. A PCA dos dados espectrais mostrou que o principal eixo de variância (56%) segregou os horizontes pelo balanço entre a intensidade de bandas orgânicas (O-H, C-H, C=O) e a banda mineral (Si-O), refletindo a quantidade total de MOS acumulada, que foi maior sob vegetação florestal. Os resultados evidenciam que a estabilização do C é governada por um mecanismo pedogenético universal, que é a complexação da MOS com Al reativo para formar COAM. A vegetação, por sua vez, atua como controladora primária da magnitude do estoque total de C no perfil. Esta sinergia sustenta a função dos Espodossolos amazônicos como cruciais e vulneráveis reservatórios de carbono.

Palavras-chave: Substâncias húmicas; Complexos organominerais; Sequestro de carbono; Espectroscopia FTIR; Solos tropicais; Amazônia.

3.1. INTRODUÇÃO

A Amazônia abriga o maior contínuo de florestas tropicais do planeta, funcionando como um terminal biogeoquímico para o carbono (C) global e um regulador fundamental do clima (Fearnside & Laurance, 2004; Batjes, 2014). Embora sua biomassa florestal estoque carbono a uma quantidade equivalente a 15-20 anos de emissões globais de CO₂ (Flores et al., 2024), é no solo que reside o maior reservatório terrestre de carbono orgânico (CO), superando a atmosfera e a vegetação combinadas. Este fato tem direcionado a atenção científica para o potencial do solo em mitigar as mudanças climáticas via aumento da capacidade de sequestro de C (Georgiou et al., 2022; Tenelli et al., 2025). Na Amazônia, a dinâmica desse estoque é fortemente controlada por fatores pedogenéticos e ambientais (Schmidt et al., 2011; Ziviani et al., 2024).

Dentre os solos amazônicos, os Espodossolos (antigos Podzóis) se destacam como sistemas pedogenéticos únicos. Ocorrem predominantemente em ambientes oligotróficos sobre substratos arenosos fortemente lixiviados, sendo abundantes na Bacia do Rio Negro sob a vegetação escleromórfica de campina e campinarana (Adeney et al., 2016; Mendes et al., 2017). Embora o contrassenso, mesmo sob estas condições de baixa disponibilidade de nutrientes e alta acidez, estes solos apresentam expressiva acumulação de CO em profundidade (Horbe et al., 2004; Montes et al., 2011), tornando-os alvo de intenso interesse nas últimas décadas.

A gênese dos Espodossolos está intrinsicamente ligada ao processo de podzolização. Este mecanismo pedogenético envolve a translocação vertical de carbono orgânico dissolvido (COD), predominantemente na forma de ácidos orgânicos aromáticos e fenólicos derivados da decomposição da serapilheira, e de complexos organometálicos a partir dos horizontes superficiais. Este COD atua como agente quelante, complexando alumínio (Al^{3+}) e ferro (Fe^{3+}) da dissolução de minerais e óxidos, e transportando esses complexos para acumulação em horizontes subsuperficiais (Bh, Bhs, Bs) (Lundström et al., 2000; Buurman & Jongmans, 2005; Sauer et al., 2007; Patel-Sorrentino et al., 2007; Kaiser & Kalbitz, 2012). Este processo é facilitado pela textura arenosa, baixa capacidade de troca catiônica e drenagem variável típicas desses ambientes (Nascimento et al., 2004; Mendes et al., 2017).

Quantitativamente, os estoques de C nos Espodossolos amazônicos são notáveis e frequentemente subestimados em inventários que consideram apenas os primeiros 30 cm (Batjes, 2014). No Brasil, modelagens de estoques de C para até 1 m de profundidade tem mostrado superioridade para Espodossolos em relação a outras classes de solos argilosas (Gomes et al., 2019). Comparativamente, ao analisar por 5 anos os estoques de C em um transecto de 850 m na Amazônia Central, Marques et al. (2016) obtiveram média superior em Espodossolo de 1,2 m de profundidade (241 t C ha^{-1}) em relação a um Latossolo ($175,5 \text{ t C ha}^{-1}$) e Argissolo (159 t C ha^{-1}), avaliando ambos de 0 a 2 m de profundidade. Os Espodossolos gigantes amazônicos podem armazenar em média $86 \pm 7 \text{ kg C m}^{-2}$, totalizando $\sim 13 \pm 1 \text{ Pg C}$ em toda a Bacia Amazônica (Montes et al., 2011). No entanto, a vulnerabilidade desses estoques é alta, uma vez que mudanças no regime hídrico podem desestabilizar a matéria orgânica (MO) acumulada e induzir sua rápida mineralização (Tadini et al., 2019; Montes et al., 2023).

A compreensão científica sobre a persistência do CO no solo evoluiu significativamente nos últimos 20 anos. A visão clássica atribuía a estabilidade à recalcitrância intrínseca de moléculas húmicas altamente aromáticas e polimerizadas (Krull et al., 2003). Contudo, a visão contemporânea estabelece que a persistência é menos uma propriedade molecular e mais uma propriedade emergente do ecossistema, resultante de interações organominerais, limitações

físicas e restrições termodinâmicas à decomposição (Kleber et al., 2007; Schmidt et al., 2011; Cotrufo et al., 2015). Neste novo enquadramento conceitual, os complexos organominerais assumem o papel central. Nos Espodosolos, isso é amplamente mediado pela complexação da MO com fases reativas de baixa cristalinidade de Al e Fe, além de Si em menor grau (Kaiser & Guggenberger, 2003; Tadini et al., 2019; Huamán et al., 2020). A sorção de grupos funcionais carboxílicos e fenólicos da MO sobre estas fases ocorrem tanto por ligações covalentes como por pontes de cátions e interações via ligantes, formando aglomerados organominerais que restringem o acesso enzimático e suprimem a mineralização microbiana (Kleber et al., 2007; Schmidt et al., 2011; Kaiser & Kalbitz, 2012). Desta forma, a estabilização é primariamente controlada pela matriz geoquímica, constituindo uma proteção robusta, porém sensível a alterações ambientais (Tadini et al., 2019; Montes et al., 2023).

Diferentes abordagens analíticas têm convergido, corroborando este modelo de estabilização organomineral. O fracionamento físico-operacional (Six et al., 2002) frequentemente tem revelado a predominância do CO associado aos minerais (COAM) sobre o carbono orgânico particulado (COP) mesmo em horizontes superficiais, indicando que a estabilização organomineral é um processo dominante e precoce na podzolização tropical (Gomes et al., 2017; Tadini et al., 2019). Algumas análises espectroscópicas, como a FTIR, consistentemente têm identificado um enriquecimento de grupos aromáticos e carboxilatos nos horizontes espódicos, assinaturas associadas a compostos derivados de lignina e taninos complexados por cátions metálicos (Bardy et al., 2008; Tadini et al., 2018). Além da composição química, aspectos micromorfológicos do solo fornecem um suporte auxiliar ao distinguir matéria orgânica monomórfica (MOM), de origem iluvial, e matéria orgânica polimórfica (MOP), associada à decomposição radicular *in situ* (Bardy et al., 2008; Coelho et al., 2012). Esta distinção evidencia que a acumulação de C não é um processo isolado, mas o resultado da ação conjunta da iluviação clássica de COD e da atividade biótica na rizosfera, onde as próprias raízes atuam como núcleos ativos para a precipitação seletiva de complexos organometálicos, promovendo a formação dos horizontes cimentados.

Apesar desses avanços conceituais e metodológicos, a compreensão quantitativa e qualitativa dos fatores que governam a dinâmica dessas diferentes vias de acumulação permanece fragmentada. Comumente, os estudos têm focado em temas pontuais, como gênese, composição molecular da MO, etc. Embora os componentes chave do sistema, como a geoquímica do Fe e Al, a vegetação escleromórfica e a hidrologia sejam bem reconhecidos, estudos que integrem esses fatores são escassos. Não está claro, por exemplo, como gradientes na vegetação de campinarana (e.g. de gramínea para florestada) influenciam a composição

molecular da MO e a partição entre os pools de COP e COAM ao longo do perfil. Em suma, faltam estudos capazes de integrar a assinatura molecular, a distribuição funcional e os mecanismos pedogenéticos de estabilização do C em Espodosolos tropicais, particularmente na Amazônia Central, onde a heterogeneidade da paisagem impõe uma complexidade única.

Diante deste cenário, este estudo testa a hipótese de que a estabilidade potencial da MO em Espodosolos da Amazônia Central é controlada pela formação de COAM, mediada pelas fases de Fe e Al reativas, as quais favorecem a complexação organomineral e a proteção física e química do C, representando o mecanismo geoquímico dominante para a persistência de C a longo prazo. Desta forma, este trabalho objetivou: (i) avaliar a contribuição das frações operacionais do C (COP e COAM) na estabilização da MOS ao longo de perfis de Espodosolos, e (ii) identificar os fatores pedogenéticos (teores de Al e Fe reativos) e bióticos (formações vegetais) que controlam a composição e a dinâmica das diferentes frações da MOS.

3.2. MATERIAL E MÉTODOS

3.2.1. Localização e Descrição das Áreas

As áreas selecionadas para o estudo localizam-se na Amazônia Central, abrangendo Espodosolos sob distintas formações vegetacionais e domínios geológicos. Ao todo, 8 áreas representativas foram selecionadas para a abertura de trincheiras, descrição dos perfis e amostragens, distribuídos nos municípios de Iranduba, Manaus e Presidente Figueiredo (Figura 23). O clima da região, de acordo com a classificação de Köppen, é tropical sem estação seca (Af), com temperatura média anual de 26,7°C com pouca variação sazonal, entre 25,9 a 27,7°C, e precipitação anual de 2.420 mm (Alvares et al., 2013).

As coordenadas, bem como o tipo de vegetação e a geologia de cada perfil são apresentadas na Tabela 13. De forma geral, os perfis foram amostrados sob 4 grupos geológicos e vegetativos. Os perfis P1, P4 e P5 são derivados de sedimentos recentes, reconhecidamente como Cobertura Cenozoica (ca. 1,6 Ma), abrangendo vegetação de campinarana gramínea, arbórea e uma capoeira (floresta ombrófila densa alterada). Os perfis P2 e P8 pertencem à Formação Alter do Chão, de origem Cretáceo Superior (ca. 100-65 Ma), ambos sob vegetação de campinarana arbustiva/arbórea. Já os perfis P6 e P7 são derivados de sedimentos paleozoicos da borda da Bacia Amazonas, especificamente no Grupo Trombetas (ca. 485-360 Ma), ambos sob vegetação de campinarana arbórea. Por fim, o P3 está dentro do Grupo Uatumã, de origem paleoproterozoica (ca. 1,9 Ga), sob vegetação de floresta ombrófila densa alterada.

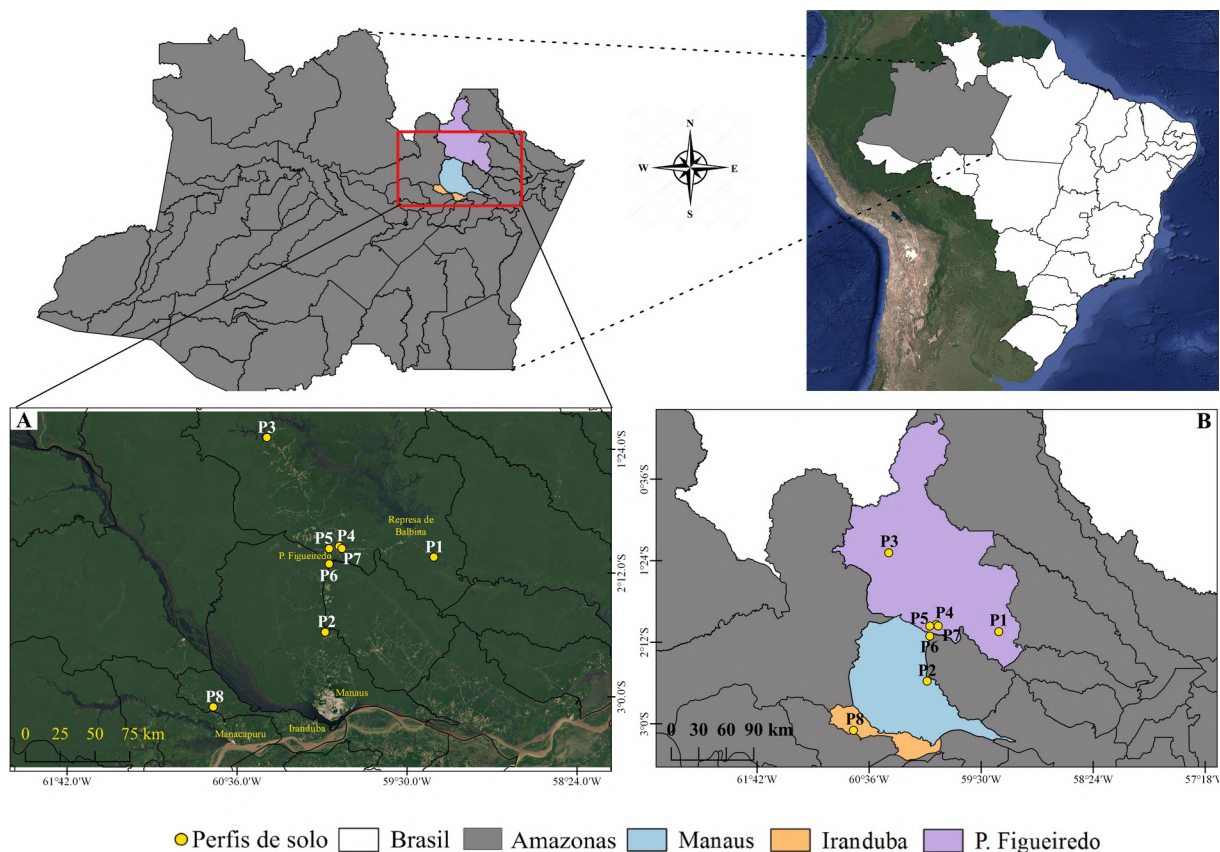


Figura 23. Localização das áreas de estudo na Amazônia Central. Mapa A: Distribuição dos perfis de solo (P1-P8) sob imagem de satélite (Landsat). Mapa B: Amostragem dos perfis de solo sob delimitação municipal (Presidente Figueiredo: P1, P3, P4, P5, P6; P7; Manaus: P2; Iranduba: P8). Fonte: confeccionado a partir da Base Cartográfica do Banco de Dados de Informações Ambientais – BDIA (IBGE, 2023).

Tabela 13. Localidades e características edáficas das áreas.

Perfil	Coordenadas	Vegetação	Geologia
P1	02°05'477"S 59°18'965"W	Campinarana gramínea	¹ PE: Cobertura Cenozoica; ² SE: Cobertura Cenozoica Indiscriminada. Depósitos aluviais quaternários (ca. 1,6 Ma).
P2*	02°34'540"S 60°01'498"W	Campinarana arbustiva e arbórea	PE: Amazonas-Solimões; SE: Alter do Chão; Formação Alter do Chão do Cretáceo Superior (ca. 100-65 Ma).
P3	01°19'240"S 60°24'262"W	Floresta ombrófila densa alterada	PE: Amazônia; SE: Uatumã; Grupo Uatumã do Paleoproterozóico (ca. 1,9 Ga).
P4	02°00'955"S 59°55'835"W	Floresta ombrófila densa alterada	PE: Cobertura Cenozoica; SE: Cobertura Cenozoica Indiscriminada. Depósitos aluviais quaternários (ca. 1,6 Ma).
P5	02°02'304"S 60°00'137"W	Campinarana arbórea	PE: Cobertura Cenozoica; SE: Cobertura Cenozoica Indiscriminada. Depósitos aluviais quaternários (ca. 1,6 Ma).
P6	02°08'257"S 59°59'753"W	Campinarana arbórea	PE: Amazonas-Solimões; SE: Amazonas. Grupo Trombetas do Ordoviciano-Devoniano (ca. 485-360 Ma).
P7	02°02'268"S 59°55'187"W	Campinarana arbórea	PE: Amazonas-Solimões; SE: Amazonas. Grupo Trombetas do Ordoviciano-Devoniano (ca. 485-360 Ma).

P8	03°03'546"S 60°45'148"W	Campinarana arbórea	PE: Amazonas-Solimões; SE: Alter do Chão; Formação Alter do Chão do Cretáceo Superior (ca. 100-65 Ma).
----	----------------------------	------------------------	---

¹PE: Província Estrutural; ²SE: Subprovíncia Estrutural; *Perfil coletado em parceria com a XV RCC (Oliveira et al., 2025).

3.2.2. Metodologia de Campo

Cada perfil selecionado foi descrito a partir da abertura de trincheiras com profundidade suficiente para a exposição integral de seus horizontes subsuperficiais. As descrições morfológicas seguiram os critérios estabelecidos pelo Manual de Descrição e Coleta de Solo em Campo (Santos et al., 2025). Amostras deformadas de cada horizonte foram coletadas para análises químicas em laboratório.

3.2.3. Metodologia Laboratorial

As amostras coletadas foram secadas à sombra, destorroadas e peneiradas em malha de 2 mm de diâmetro, constituindo a terra fina seca ao ar. Com isso, foram realizadas as seguintes determinações: densidade do solo – método da proveta (Almeida et al., 2017); COT – método via úmida em meio ácido (Walkley & Black, 1934; Teixeira et al., 2017); SH – método da solubilidade diferencial (Swift, 1996); fracionamento operacional – método de Cambardella & Elliot (1992); e identificação/composição molecular – via FTIR (Stevenson, 1994).

➤ MOS - Frações Físicas e Químicas do C

Para as análises de MOS foram utilizadas amostras de TFSA maceradas e peneiradas em malha de 180 µm. O carbono orgânico total (COT) do solo foi determinado pelo método da oxidação via úmida (Walkley & Black, 1934), com modificações por Teixeira et al. (2017). A oxidação foi feita adicionando 10 mL de solução de K₂Cr₂O₇ 0,066 mol L⁻¹ em meio sulfúrico para erlenmeyer contendo 0,5 g da amostra peneirada. Logo depois, a solução foi aquecida a 150°C em chapa aquecedora até fervura por 5 min. Após esfriamento, a solução foi aferida com 80 mL de água destilada e titulada com (NH₄)₂Fe(SO₄)₂ a 0,1 mol L⁻¹. Considerando que o COT contribui com 58% da composição do húmus, a MOS foi estimada pelo seguinte fator de conversão: MOS = COT × 1,724.

Após esta etapa, foi realizado o fracionamento químico e físico da MOS. O fracionamento químico foi embasado nas recomendações preconizadas pela Sociedade Internacional de Substâncias Húmicas, obtendo-se as frações de CO: ácido fúlvico (AF), ácido húmico (AH) e humina (HUM), determinados pela técnica da solubilidade diferencial de Swift (1996), com modificações por Benites et al. (2003). Já o fracionamento físico foi realizado de

acordo com Cambardella & Elliot (1992), no intuito de se obter o CO particulado (COP) e o associado aos minerais (COAM), as frações mais pesadas da MOS.

Para a determinação do COP, 10 g de solo foram adicionados em 30 mL de solução de $\text{Na}_6(\text{PO}_3)_6$ a $5,0 \text{ g L}^{-1}$, seguido de homogeneização por 16 horas em agitador horizontal. Posteriormente, a suspensão obtida foi passada em peneira de $50 \mu\text{m}$. O material retido na peneira compôs o COP, associado à fração areia, enquanto o permeado correspondeu às frações silte e argila (COAM). Então, o material retido na peneira foi seco em estufa de circulação forçada de ar a 65°C , até massa constante. Depois, o material foi macerado e submetido à análise de COT novamente para determinação do COP. Por fim, os teores de COAM foram obtidos através da diferença entre COT e o teor de COP.

Para as frações químicas, triplicatas de 1 g de solo foram solvidas em 20 mL de NaOH $0,1 \text{ mol L}^{-1}$, com repouso de 24 horas. A separação entre o extrato alcalino (EA) e o resíduo foi feita com centrifugação a 5.000 rpm por 30 minutos. O resíduo foi reservado para posterior determinação da fração humina (HUM). Já o extrato alcalino foi acidificado até pH 1,0 com H_2SO_4 20%, seguido de decantação por 18 horas. Então, o EA foi filtrado para separar os ácidos húmicos (precipitado) dos fúlvicos (sobrenadante) por filtração em membrana de celulose $0,45 \mu\text{m}$. Por fim, ambos os EA foram aferidos para 50 mL com água destilada.

O C das frações AF e AH foi determinado pelo mesmo método da oxidação via úmida do COT, com modificações por Yoemans & Bremner (1988). Uma alíquota de 5,0 mL do EA foi adicionada juntamente com 1,0 mL de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ $0,042 \text{ mol L}^{-1}$ juntamente com 5,0 mL de H_2SO_4 concentrado, com aquecimento a 150°C por 30 minutos. Após esfriar, as frações foram tituladas com $(\text{NH}_4)_2\text{Fe}(\text{SO}_4)_2$ a $0,0125 \text{ mol L}^{-1}$. O resíduo (HUM) foi seco em estufa a 65°C , até massa constante. Após secagem, o material foi submetido ao método da oxidação via úmida utilizando 5,0 mL de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ $0,1667 \text{ mol L}^{-1}$ e 10,0 mL de H_2SO_4 , com aquecimento a 150°C por 30 minutos, e a titulação efetivada com $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2$ a $0,25 \text{ mol L}^{-1}$. Por fim, as razões E4/E6, indicadoras do grau de condensação aromática e da complexidade estrutural das substâncias húmicas, foram determinadas por espectrometria UV-VIS, através da medição de 3,0 mg de AH dissolvido em 10 mL de NaCO_3 a 0,05 M e pH controlado (8,3). As absorvâncias foram medidas em 465 nm (E4) e 665 nm (E6).

➤ *Análises Físicas*

A densidade do solo (Ds) foi determinada pelo método da proveta (Almeida et al., 2017), obtendo-se a massa por pesagem após um preenchimento depositado de solo em uma proveta de volume conhecido. Já a análise textural foi realizada a partir da separação química e física das

partículas, empregando NaOH a 0,1 mol L⁻¹ como dispersante químico, seguida de agitação mecânica lenta por 16 horas. Após agitação, a fração areia foi separada via peneiramento úmido, e argila e silte pelo método da pipeta descrito em Donagemma et al. (2017).

➤ *Dissoluções Seletivas*

Os teores de Fe, Al e Si extraíveis foram determinados por métodos de dissolução seletiva. Dentre estes elementos, os teores de Fe, Al e Si de baixa cristalinidade foram extraídos com oxalato ácido de amônio (pH 3,0) no escuro (McKeague & Day, 1966). Já os teores de Fe e Al complexados à matéria orgânica foram extraídos com pirofosfato de sódio, conforme descrito em Teixeira et al. (2017). Ambas as determinações foram realizadas por espectrometria de absorção atômica.

➤ *Espectroscopia FTIR-ATR*

Um total de 28 espectros dos horizontes B de cada perfil foram analisados. Os espectros FTIR-ATR foram obtidos por um espectrômetro IRSpirit (Shimadzu), registrando na região do número de onda de 400,00 a 4000,00 cm⁻¹ com resolução espectral de 4 cm⁻¹, coletando 400 varreduras por medição. Foi acoplado a um dispositivo de reflexão totalmente atenuado (ATR) de diamante e platina, constituído por um disco diamantado que funciona como elemento interno de reflexão. Os materiais foram colocados no cristal ATR para registrar o espectro. Como espectro branco, o registro do espectro do ar foi usado antes de cada análise. A coleta e gravação de espectros foram realizadas usando o software LabSolutionsIR.

As informações estruturais dos horizontes de cada perfil analisado foram obtidas utilizando o Software ACD/Labs v.2020.1.1 (Advanced Chemistry Development, Inc. 8 King Street East, Suite 107, Toronto, Ontario, 5C 1B5, Canada). No total, 28 espectros foram avaliados e submetidos ao ajuste da linha base, tendo como referência zero. Posteriormente, foi aplicado o algoritmo “smoothing” para redução de ruído, e as bandas assinaladas através da ferramenta “PeakPicking”.

➤ *Estoques de Carbono*

O estoque de carbono orgânico (Est. C) do solo foi calculado a partir da Eq. 1, com maiores descrições em Briedis et al. (2012):

$$Est. C = (\cot \times Ds \times p) / 10 \quad (1)$$

onde: Est. C = estoque de carbono orgânico do solo (Mg ha^{-1}); COT = teor de carbono orgânico do solo (g kg^{-1}); Ds = densidade do solo (g cm^{-3}); e p = espessura da camada amostrada (cm).

3.2.4. Análises Quimiométricas

As análises quimiométricas foram realizadas no Software The Unscrambler, versão 10.4 (Camo Software AS, Nedre Vollgate 8, Oslo, Norway). O carregamento dos espectros gerou uma matriz inicial, a qual foi normalizada e submetida a tratamento de suavização para aumento da relação sinal/ruído mediante e posterior correção de linha de base. Os espectros médios foram obtidos por estatística descritiva. As análises de componentes principais (PCA) foram realizadas a partir da matriz normalizada. O modelo adotado para a PCA utilizou um total de duas CP's. Os scores e loadings foram apresentados em gráficos diferentes, e estes últimos plotados na forma de linha para a visualização dos pesos na forma de padrão espectral.

3.3. RESULTADOS

3.3.1. Caracterização Geral dos Perfis

A caracterização dos oito perfis de Espodossolos revelou uma variabilidade pedogenética na expressão e profundidade dos horizontes espódicos (Tabela 14). Estes horizontes subsuperficiais apresentaram cores que variaram de muito escuras (e.g. 10YR 2/1 no Bhm do P8) a fortes tons avermelhados e amarelados (e.g. 7,5YR 4/4 no Bhs1 do P4 e 2,5Y 8/4 no Bh/Bs do P5), que são indicativos da acumulação diferencial de matéria orgânica e complexos organometálicos. Apesar desta variabilidade, foi observado uma matriz arenosa, com teores de areia superiores a 790 g kg^{-1} em todos os horizontes, refletindo o material de origem e o processo de podzolização. A densidade do solo (Ds) foi consistentemente baixa nos horizontes A e nos horizontes espódicos cimentados (e.g. $1,22 \text{ g cm}^{-3}$ no Bhm do P1), enquanto atingiu os maiores valores nos horizontes eluviais branqueados (e.g. $1,94 \text{ g cm}^{-3}$ no 2E₂ do P3).

Os horizontes eluviais apresentaram uma acidez menos elevada (entre 4,42 e 6,37) em comparação aos horizontes A e B. Em contraste, os horizontes B foram os mais ácidos, com faixas de pH variando entre 5,73 (Bs3 do P3) e 3,69 (Bhm do P1). No mesmo sentido, os teores de Al^{3+} são mais elevados nos B espódicos do que nos demais horizontes. Enquanto nos horizontes superficiais os teores de Al^{3+} alcançaram entre 0,18 e $2,49 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$, nos horizontes espódicos esse teor variou de 0,30 $\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$ (Bs2 do P3) a $4,24 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$ (Bhsm do P8).

Tabela 14. Atributos gerais dos perfis de Espodosolos, na Amazônia Central.

Horizonte	Profundidade cm	Cor úmida	Areia ----- g kg ⁻¹	Silte ----- g kg ⁻¹	Argila ----- g kg ⁻¹	Ds ----- g cm ⁻³	pH H ₂ O	Al ³⁺ cmol _c dm ⁻³	o-Fe ₂ O ₃	o-Al ₂ O ₃	o-SiO ₂ ----- g kg ⁻¹	p-Fe ₂ O ₃	p-Al ₂ O ₃
Perfil 1 – ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO / Órtico dúrico Campinarana Gramíneo-Lenhosa													
A ₁	0-6	2,5Y 2,5/1	974,52	12,23	13,25	1,36	4,04	0,75	0,08	0,12	1,23	0,11	0,18
A ₂	6-22	2,5Y 4/1	985,17	8,59	6,24	1,47	4,37	0,41	0,04	-	1,53	0,05	0,06
AE	22-33	2,5Y 5/1	990,59	5,32	4,09	1,59	4,52	0,18	0,01	0,05	0,93	0,02	0,00
E ₁	33-54/64	2,5Y 5/1	995,94	3,25	0,81	1,42	5,62	0,08	0,03	0,22	0,65	0,01	0,01
E ₂	54/64-57/60	5Y 6/1	995,04	1,62	3,34	1,65	5,58	0,08	0,01	-	1,16	0,01	0,03
E ₃	57/60-68	2,5Y 7/1	992,38	4,47	3,15	1,62	5,59	0,08	0,03	-	1,12	0,01	0,01
Eg	68-87	5Y 7/1	990,18	6,58	3,24	1,60	5,41	0,06	0,01	0,01	0,54	0,01	0,02
Bhm ₁	87-111	2,5Y 2,5/1	895,51	10,09	94,40	1,22	3,69	3,47	0,04	1,90	-	0,03	6,25
Bhm ₂	111-121	7,5YR 2,5/2	935,73	15,61	48,66	1,43	4,28	1,78	0,02	0,83	0,96	0,05	4,32
Bsm	121-150+	7,5YR 2,5/3	940,15	27,30	32,55	1,48	4,50	1,16	0,08	1,22	0,52	0,08	5,03
Perfil 2 – ESPODOSSOLO HÁPLICO Hiperespesso típico / Campinarana Arbustiva													
A ₁	0-8	7,5YR 5/2	992,46	4,33	3,22	1,58	4,06	0,77	0,03	0,00	1,06	0,02	0,33
A ₂	8-23	10YR 5/2	988,39	2,70	8,91	1,63	4,65	0,34	0,02	-	3,51	0,12	0,43
AE	23-42/57	2,5Y 7/1	994,35	1,62	4,04	1,63	5,02	0,28	0,01	-	2,58	0,07	0,11
E ₁	42/57-130	2,5Y 6/2	993,43	5,05	1,52	1,71	5,62	0,00	0,02	-	2,75	0,03	0,13
2E ₂	130-321	2,5Y 8/1	993,95	4,94	1,11	1,77	6,07	0,00	0,02	0,00	0,32	0,02	0,15
3Bh	321-332	10YR 2/1	913,22	14,48	72,30	1,28	4,99	1,72	0,03	1,81	1,93	0,11	7,21
4Bsm	332-352	10YR 6/6	883,92	16,57	99,52	1,47	5,33	0,77	0,07	10,84	2,14	0,12	19,70
4Bhs	352-380	7,5YR 3/3	905,42	5,06	89,51	1,47	5,53	0,51	0,10	8,70	1,86	0,25	25,72
4Bs	380-396	2,5Y 7/6	876,39	4,23	119,38	1,44	5,55	0,41	0,08	6,47	2,67	0,20	19,16
C	396-410+	2,5Y 8/2	844,16	15,92	139,92	1,49	5,58	0,26	0,02	2,53	2,38	0,01	3,43
Perfil 3 – ESPODOSSOLO HÁPLICO Espesso típico / Floresta Ombrófila densa alterada													
A	0-5/10	5YR 2,5/1	938,32	13,46	48,22	1,35	4,49	0,69	0,04	0,13	1,21	0,06	0,60
E	5/10-32/36	1G 7/N	964,43	23,15	12,42	1,79	4,33	0,24	0,03	0,10	1,70	0,03	0,13
2A	32/36-55/69	7,5YR 2,5/1	957,24	28,20	14,57	1,84	4,75	0,41	0,02	0,24	1,04	0,04	0,40
2E ₁	55/69-85/94	7,5YR 5/1	969,54	24,34	6,11	1,92	5,73	0,08	0,03	0,12	1,27	0,00	0,05
2E ₂	85/94-131/134	7,5YR 7/1	964,11	30,68	5,20	1,94	6,00	0,08	0,02	0,02	1,68	0,01	0,01
2Bhs/Bs	131/134-160/167	10YR 5/6	922,15	29,68	48,17	1,61	4,83	1,15	0,09	1,54	1,76	0,25	5,58
2Bhs	160/167-201	10Y4 3/3	923,37	7,19	69,44	1,60	5,13	1,48	0,15	6,10	2,22	0,21	10,78
2Bh ₁	201-220/231	10R 3/1	931,16	35,04	33,80	1,67	5,69	0,30	0,03	0,61	1,32	0,12	4,82
2Bh ₂	220/231-259/262+	5YR 3/2	966,17	20,28	13,55	1,88	5,73	0,36	0,11	1,27	0,49	0,15	2,26
Perfil 4 – ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico típico / Floresta Ombrófila densa alterada													
A	0-5	5Y 2,5/1	960,82	14,31	24,87	1,32	4,73	1,50	0,16	0,83	0,21	0,35	2,86
E ₁	5-12/20	2,5Y 6/2	934,78	49,80	15,41	1,57	5,08	0,49	0,06	0,26	0,70	0,12	0,62
E ₂	12/20-26/33	2,5Y 3/2	943,27	26,05	30,68	1,53	4,60	0,77	0,13	0,33	0,71	0,49	1,62

Bhs	26/33-37/54	7,5YR 4/4	914,10	37,87	48,03	1,49	5,12	1,34	0,78	3,41	0,85	1,47	8,52
Bh ₁	37/54-57/70	7,5YR 3/2	944,59	17,14	38,28	1,47	5,17	0,83	0,30	1,66	2,12	0,62	4,60
Bh ₂	57/70-92	5Y 2,5/1	936,08	27,64	36,29	1,63	5,71	0,39	0,20	2,03	1,35	0,52	6,79
C ₁	57-70-105	2,5Y 4/2	918,84	64,76	16,40	1,61	5,78	0,16	0,07	1,27	1,36	0,08	1,76
C ₂	105-130+	10YR 5/3	950,42	26,17	23,41	1,59	5,97	0,08	0,09	2,92	2,42	0,10	2,47
Perfil 5 – ESPODOSSOLO HÁPLICO Espesso típico / Campinarana Arbórea													
A ₁	0–8/10	7,5YR 8/2	977,39	4,73	17,88	0,94	3,53	2,49	0,37	0,70	0,62	0,19	0,89
A ₂	8/10–20/27	2,5Y 5/1	953,31	12,40	34,29	1,39	4,00	1,24	0,09	0,12	0,33	0,24	0,72
E ₁	20/27-53	5Y 8/1	922,15	75,44	2,42	1,82	6,03	0,10	0,02	-	1,39	0,02	0,05
E ₂	53-85	5Y 8/1	977,35	19,80	2,86	1,71	6,37	0,00	0,02	-	0,70	0,02	0,06
E ₃	85-116/179	5Y 8/1	928,30	68,79	2,91	1,68	6,36	0,00	0,00	-	1,80	0,01	0,01
Bs/Bh	116/179-205/235	2,5Y 8/4	958,66	30,72	10,61	1,61	5,52	0,36	0,96	0,31	1,58	4,21	2,29
Bh	205/235-245/252+	5Y 3/1	952,11	3,21	44,68	1,44	4,62	1,60	0,41	1,46	-	2,20	9,26
Perfil 6 – ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico dúrico / Campinarana Arbórea													
A	0-5	2,5Y 5/1	912,67	53,41	33,92	1,24	3,99	1,24	0,06	0,18	1,42	0,03	0,27
E/A	5-14	2,5Y 5/1	954,69	38,03	7,28	1,52	4,42	0,45	0,02	0,13	1,35	0,02	0,08
E ₁	14-35	2,5Y 7/1	975,58	16,70	7,73	1,63	5,05	0,16	0,03	0,17	1,62	0,03	0,03
E ₂	35-54	2,5Y 6/2	916,90	81,28	1,82	1,77	5,22	0,12	0,02	0,06	2,25	0,02	0,03
Bh	54/57-54/61	5Y 2,5/1	925,55	25,99	48,46	1,44	4,34	1,74	0,03	1,72	1,60	0,04	3,67
Bhsm	54/61-70/75	5YR 3/4	791,25	21,43	187,31	1,27	4,55	3,02	0,08	15,76	2,57	0,07	18,98
2B ⁺ h	70/75-79	5YR 2,5/1	815,04	20,43	164,53	1,18	4,16	4,17	0,06	8,58	1,35	0,12	30,09
Perfil 7 – ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico típico / Campinarana Arbórea													
A ₁	0–5/13	2,5Y 2,5/1	935,99	43,34	20,66	1,47	4,27	0,79	0,05	0,23	1,06	0,04	0,32
A ₂	5/13–13/27	5Y 2,5/1	913,63	52,37	34,00	1,45	3,83	1,01	0,04	0,18	0,31	0,03	0,19
E ₁	17/27-32	2,5Y 6/1	858,06	122,73	19,21	1,68	5,11	0,16	0,02	0,08	1,80	0,02	0,03
E ₂	32-63	2,5Y 7/1	934,89	63,51	1,60	1,69	5,85	0,08	0,04	0,02	2,29	0,02	0,02
Bhg	63-69	2,5Y 3/2	878,84	77,70	43,45	1,53	4,78	1,15	0,04	1,24	1,62	0,02	1,10
Perfil 8 – ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Espesso dúrico / Campinarana Arbórea													
A	0–16/19	10YR 4/1	950,68	28,18	21,14	1,45	4,21	0,77	0,04	0,00	0,81	0,04	0,51
E ₁	16/19-62/72	2,5Y 7/1	990,86	5,38	3,76	1,65	4,56	0,28	0,02	0,04	0,93	0,01	0,07
E ₂	62/72-85/93	2,5Y 8/1	994,34	1,52	4,15	1,65	4,66	0,26	0,01	0,02	0,25	0,05	0,13
E ₃	85/93-110	2,5Y 8/1	995,47	2,92	1,61	1,69	4,77	0,16	0,01	0,00	0,65	0,02	0,05
Bhm ₁	110-120/128	10YR 2/1	912,46	20,73	66,81	1,28	4,12	3,87	0,02	1,24	0,83	0,05	6,43
Bhm ₂	120/128-125/128	2,5YR 2,5/1	872,17	19,29	108,54	1,37	4,23	4,24	0,03	3,64	2,01	0,07	12,57
Bhm ₃	128+	7,5YR 2,5/2	846,43	18,01	135,57	1,43	4,62	2,41	0,02	4,47	1,37	0,09	16,15

Ds: densidade do solo; o-Fe₂O₃: óxido de ferro extraído por oxalato de amônio; o-Al₂O₃: óxido de alumínio extraído por oxalato de amônio; o-SiO₂: sílica extraída por oxalato de amônio; p-Fe₂O₃: óxido de ferro extraído por pirofosfato; p-Al₂O₃: óxido de alumínio extraído por pirofosfato.

Os horizontes espódicos também acumulam os maiores teores de constituintes iluviais. Estes horizontes apresentaram os maiores teores de Al e Fe extraídos por pirofosfato (organometálicos), com p-Al₂O₃ atingindo até 30,09 g kg⁻¹ (P6) e p-Fe₂O₃ até 4,21 g kg⁻¹ (P5). Da mesma forma, os teores de Al e Fe extraídos por oxalato (reativos), indicadores de fases de baixa cristalinidade, foram máximos nos horizontes B, com Al_o chegando a 15,76 g kg⁻¹ (P6), e Fe_o mostrando um máximo de 0,96 g kg⁻¹ (P5). A sílica extraível por oxalato (Sio) também mostrou enriquecimento nesses horizontes, apesar de alguns horizontes superficiais também mostrarem altos teores.

3.3.2. Estoques e Frações de C

O cálculo dos estoques de carbono (Est. C) demonstra a importância dos Espodossolos como um reservatório de carbono potencial (Figura 24), principalmente se tratando de horizontes espódicos. Os estoques totais de C variaram consideravelmente entre os gradientes vegetais e entre os perfis, sendo a campinarana arbórea detentora dos maiores extremos, seguido da floresta (Figura 24A). A campinarana arbustiva e gramíneo-lenhosa apresentam estocagem semelhante de C. Comparativamente entre perfis (Figura 24B), o perfil 3 sob floresta ombrófila mostrou o maior estoque de carbono dentre os demais perfis (326 Mg C ha⁻¹), seguido do perfil 8 sob campinarana arbórea (293 Mg C ha⁻¹), enquanto o menor estoque também foi obtido sob floresta ombrófila (127 Mg C ha⁻¹, perfil 4). No entanto, essa baixa estocagem observada no perfil sob floresta possivelmente se deve à podzolização incipiente (Figura 9, Apêndice 1), cujos horizontes espódicos mostram características iniciais de acumulação de C.

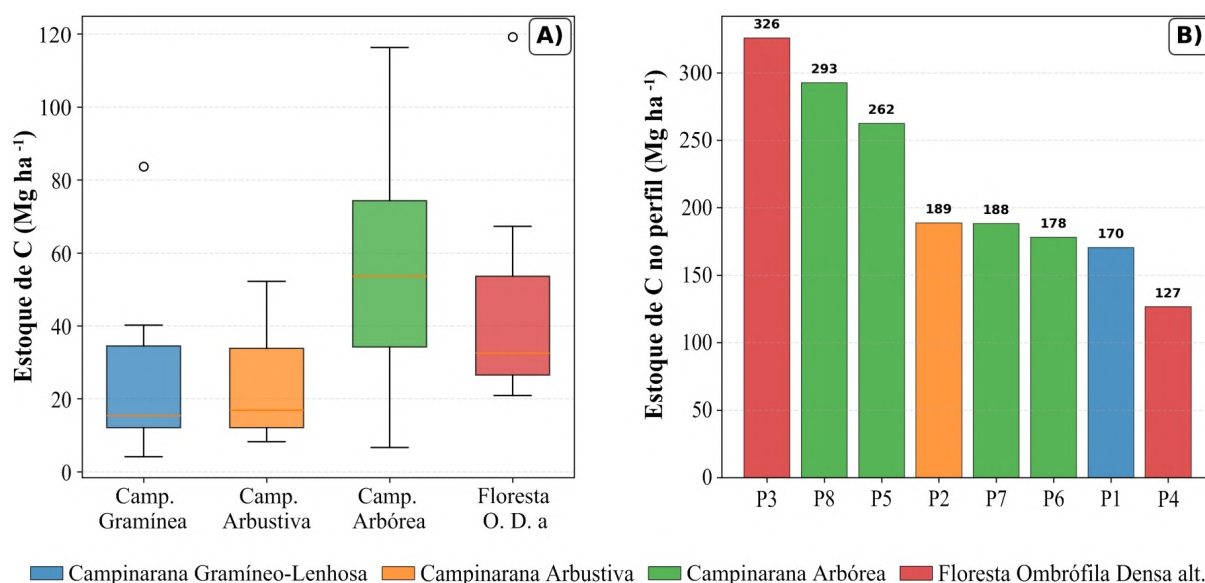


Figura 24. Estoques de C em Espodossolos da Amazônia Central. A) Estoques de C por tipo de vegetação; B) Estoque total de C por perfil (P1-P8).

De forma geral, os teores de COT, carbono orgânico particulado (COP) e carbono orgânico associado aos minerais (COAM) nos diferentes gradientes vegetais foram mais elevados nos horizontes espódicos quando comparados aos horizontes superficiais (Figura 25), com única exceção para o COP da floresta ombrófila, onde os horizontes A mostraram teores superiores. Esse maior pool das frações físicas do COT nos B espódicos corroboram a eficiência do processo de iluviação na translocação e subsequente acumulação de COT em profundidade. O maior teor de COP nos horizontes A da floresta ombrófila podem ser um indicativo de que, por mais que o processo de iluviação seja eficiente na translocação de COT, o tipo de input da serrapilheira é um fator relevante.

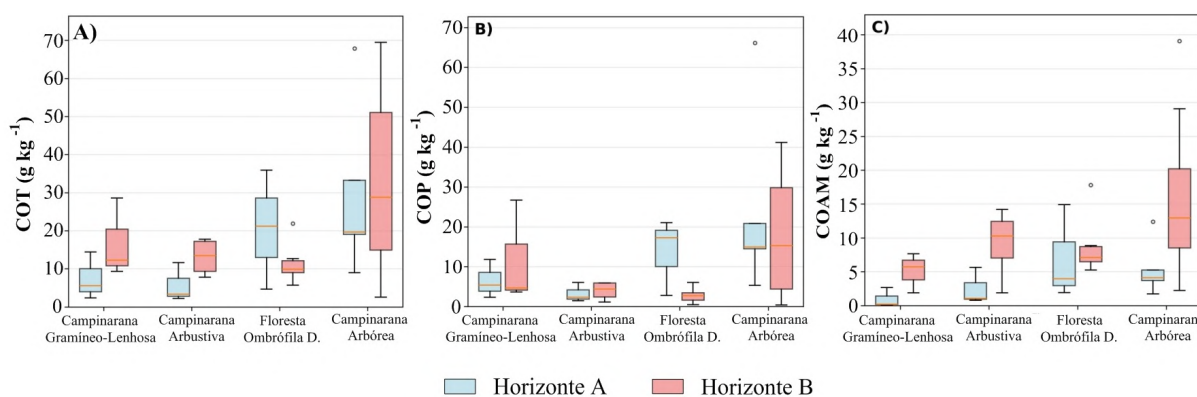


Figura 25. Boxplot para os teores de carbono orgânico total (A), carbono orgânico particulado (B), e carbono orgânico associado aos minerais (C), obtidos em cada gradiente vegetal.

3.3.3. Proporções das Frações do C e suas Relações com os Atributos do Solo

Observa-se que o fracionamento físico evidencia uma variabilidade entre os horizontes superficiais e os espódicos. Nos horizontes A, houve um predomínio do COP sobre o COAM em todos os perfis (Figura 26). Inversamente, nos B espódicos o COAM se sobressai frente ao COP, principalmente nos perfis sob formação florestal. A proporção de COAM em relação ao COT frequentemente excedeu 80%, com ampla variabilidade que não permite a observação de um padrão ou comportamento em relação aos tipos de horizontes espódicos com maior aparecimento de COAM. Contudo, a proporção destas frações em relação ao COT permite demonstrar que o maior teor de COP nos horizontes superficiais da floresta (Figura 25) não é generalizado, e sim pontual, isto é, apenas um horizonte (4Bhs) de fato mostrou uma maior proporção de COP frente ao COAM.

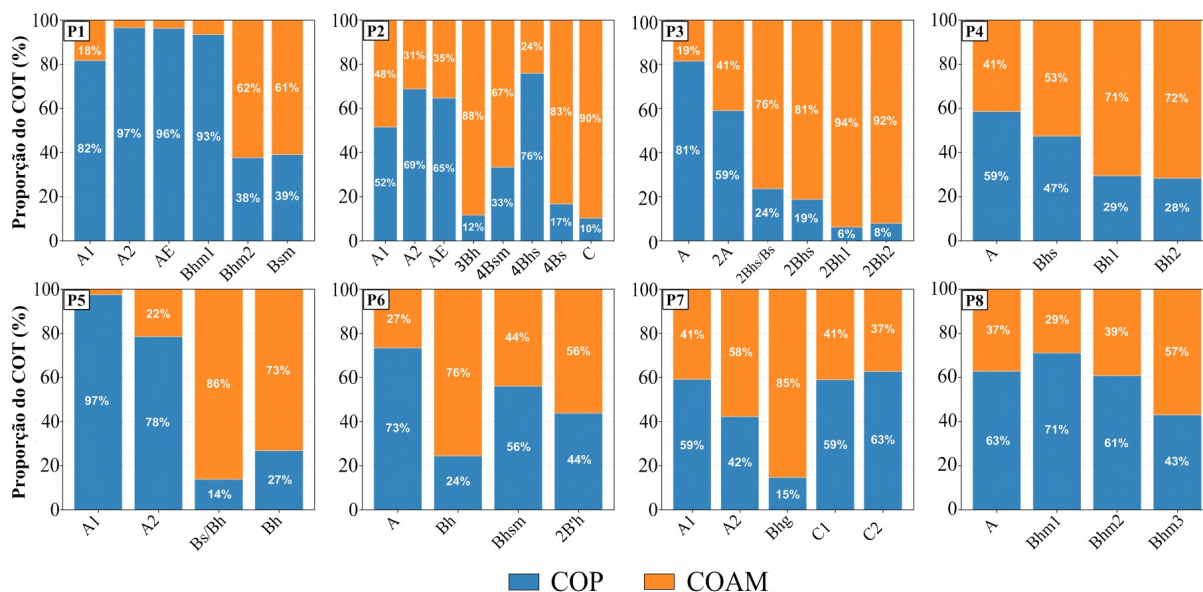


Figura 26. Proporção das frações operacionais COP e COAM em relação ao teor total de C.

O fracionamento químico das substâncias húmicas mostrou uma transição clara na composição ao longo dos perfis. Os horizontes superficiais foram caracterizados por uma maior proporção de humina (HUM), seguido de ácidos húmicos (AH) em relação às substâncias húmicas totais (Figura 27). Nos B espódicos, a fração dos ácidos fúlvicos (AF) se tornou dominante, com maiores proporções observadas principalmente em horizontes Bhs(m) e Bs(m) (e.g. 65% na campinarana gramíneo-lenhosa, e mais de 80% na campinarana arbórea e na floresta). No entanto, cabe destacar também que a proporção da fração HUM foi superior à fração AF em alguns tipos de B espódicos, como nos perfis 1 e 8 (55%) e perfis 2, 4 e 6 (40%).

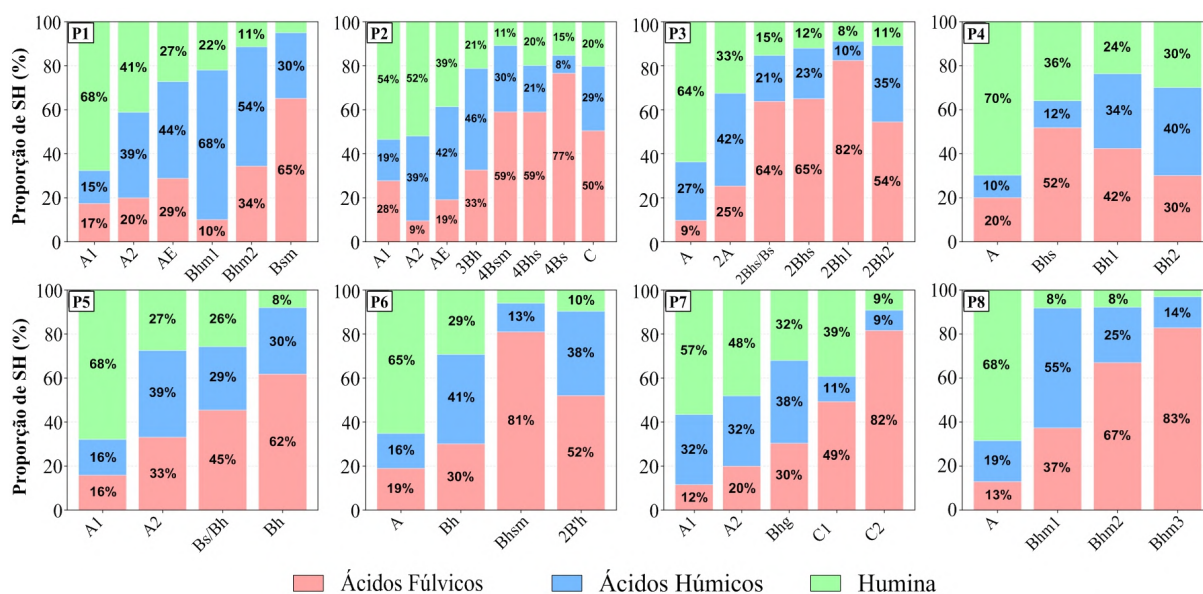


Figura 27. Proporção de composição das substâncias húmicas por horizontes em cada perfil.

Ao analisar as primeiras evidências de uma estreita relação entre as frações físicas do C com os atributos físicos e químicos dos perfis, particularmente do COP e COAM com os metais Al e Fe complexados e reativos, observou-se que os padrões de correlação variaram substancialmente entre os tipos de vegetação (Figuras 28-31). Nos perfis sob floresta ombrófila densa alterada, o heatmap (Figura 28) evidenciou um tipo de MO altamente integrada e dominada por processos de complexação organomineral. O COT mostrou fortes correlações positivas com o COAM, com a humina e com os ácidos húmicos, além de uma associação direta com a razão espectrofotométrica E4/E6, indicando a predominância de compostos de maior grau de condensação aromática e de elevada estabilidade. Ainda, o COT apresentou correlação negativa com o pH ($r = -0,51$) e positiva com o Al^{3+} ($r = 0,71$), traços típicos de ambientes fortemente ácidos e a presença de complexos organoaluminicos. Contudo, foi observado uma fraca correlação entre COT e os teores de Fe e Al extraídos por oxalato e pirofosfato, sugerindo que, apesar da presença desses elementos, o acoplamento orgânicomineral é governado preferencialmente por formas de Al trocável.

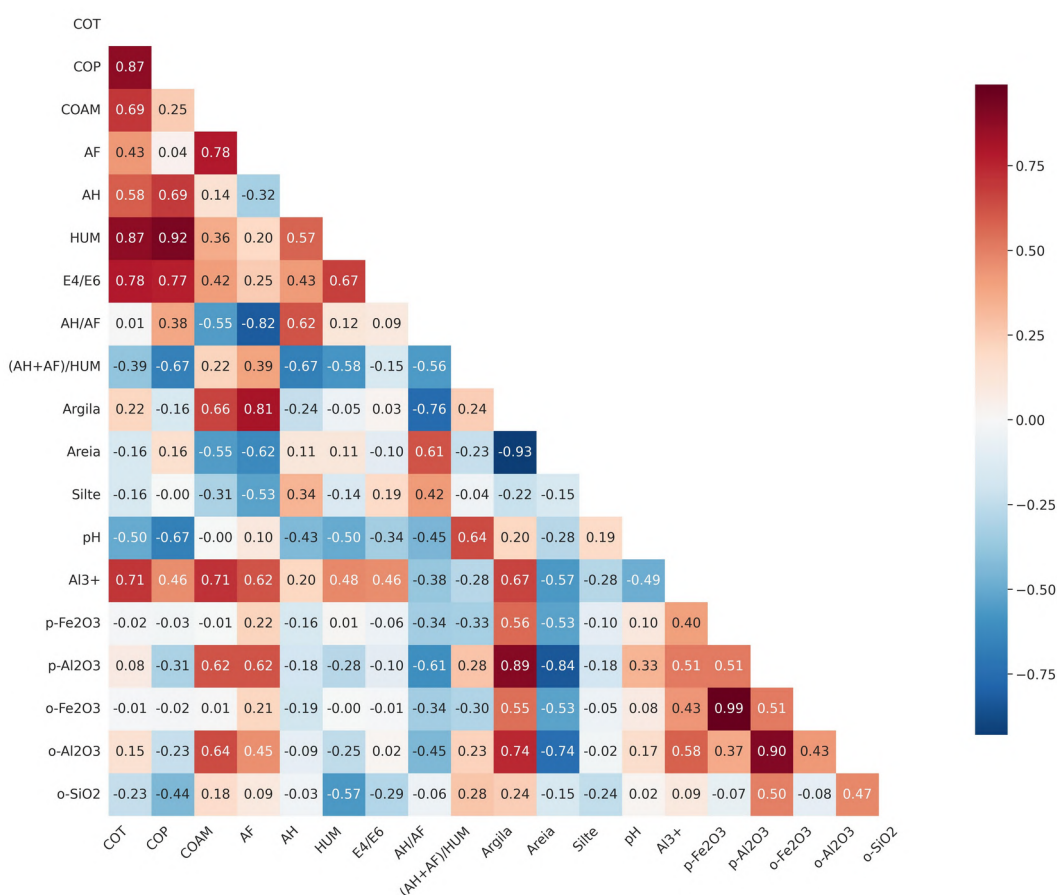


Figura 28. Heatmap com correlação de Pearson para os atributos do solo agrupados em função da vegetação de floresta ombrófila densa alterada (P3 e P4).

Na campinarana gramíneo-lenhosa (Figura 29), onde teoricamente se espera resultados contrários aos obtidos na floresta, isto é, uma MO mais simples, menos aromática e mais oxidada devido ao baixo aporte de lignina, taninos e compostos fenólicos, supostamente deveria apresentar correlação negativa entre os teores de COT com humina, ácidos húmicos (AH), Feo e Alo. No entanto, o heatmap mostrou claramente que COT e COP mostram ainda fortes correlações positivas com a HUM, AH, o-Al₂O₃, p-Al₂O₃, Al³⁺, argila, e correlações negativas quase perfeitas com o pH do solo ($r = -0,94$, e $r = -0,97$, respectivamente). Inicialmente, esse padrão de correlações indica que, embora o aporte de C seja limitado em ambientes abertos, a fração que é retida se mostra fortemente imobilizada via complexação organomineral.

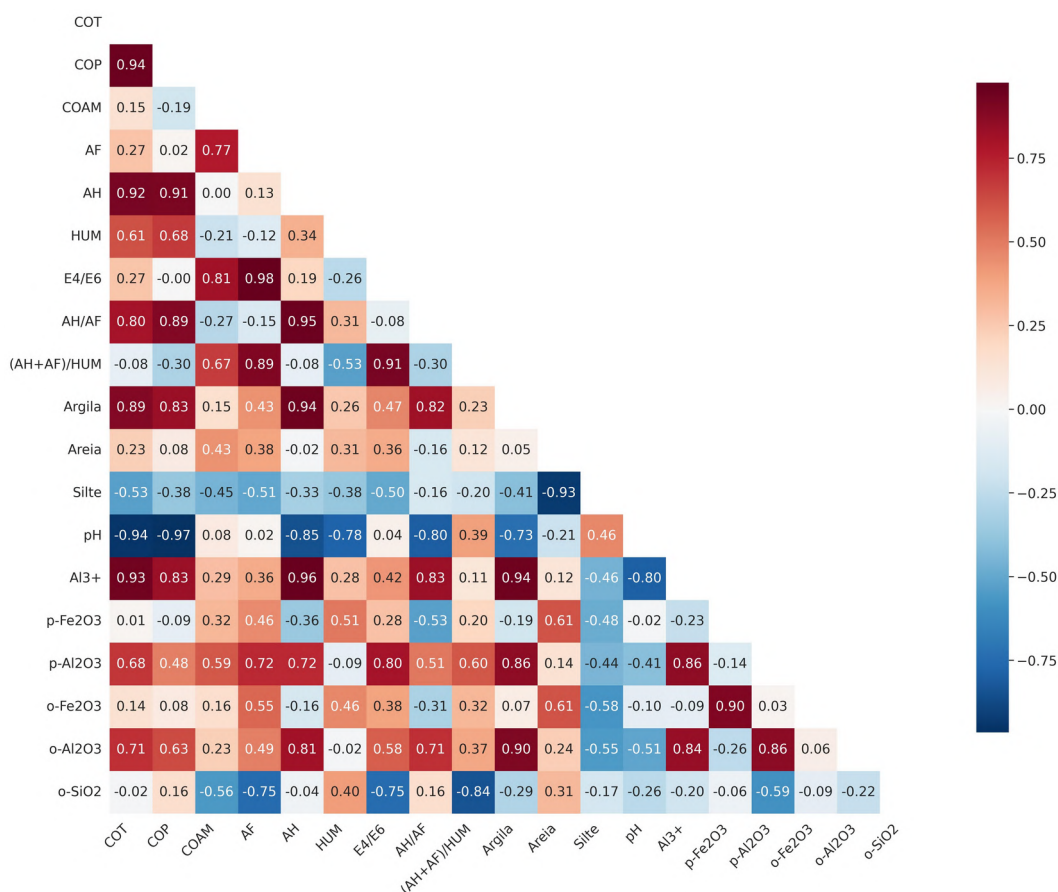


Figura 29. Heatmap com correlação de Pearson para os atributos do solo agrupados em função da vegetação de Campinarana Gramíneo-Lenhosa (P1).

Na campinarana arbustiva, as correlações observadas (Figura 30) evidenciam uma interação inicial entre as frações orgânicas e os constituintes minerais de Al e Fe amorfos, refletindo um estágio intermediário de evolução pedogenética entre as formações florestais e as campinaranas mais abertas. O COT apresentou correlações positivas expressivas com o COAM ($r = 0,92$), com AF ($r = 0,79$), e relativamente fortes com o índice (AH+AF)/HUM ($r = 0,73$) e a

razão E4/E6 ($r = 0,57$), teor de argila ($r = 0,61$), $p\text{-Al}_2\text{O}_3$ ($r = 0,61$) e $o\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($r = 0,66$). Esse conjunto de relações revela uma MO composta majoritariamente por frações humificadas, mas ainda em equilíbrio demais compostos de maior solubilidade, como os fúlvicos.

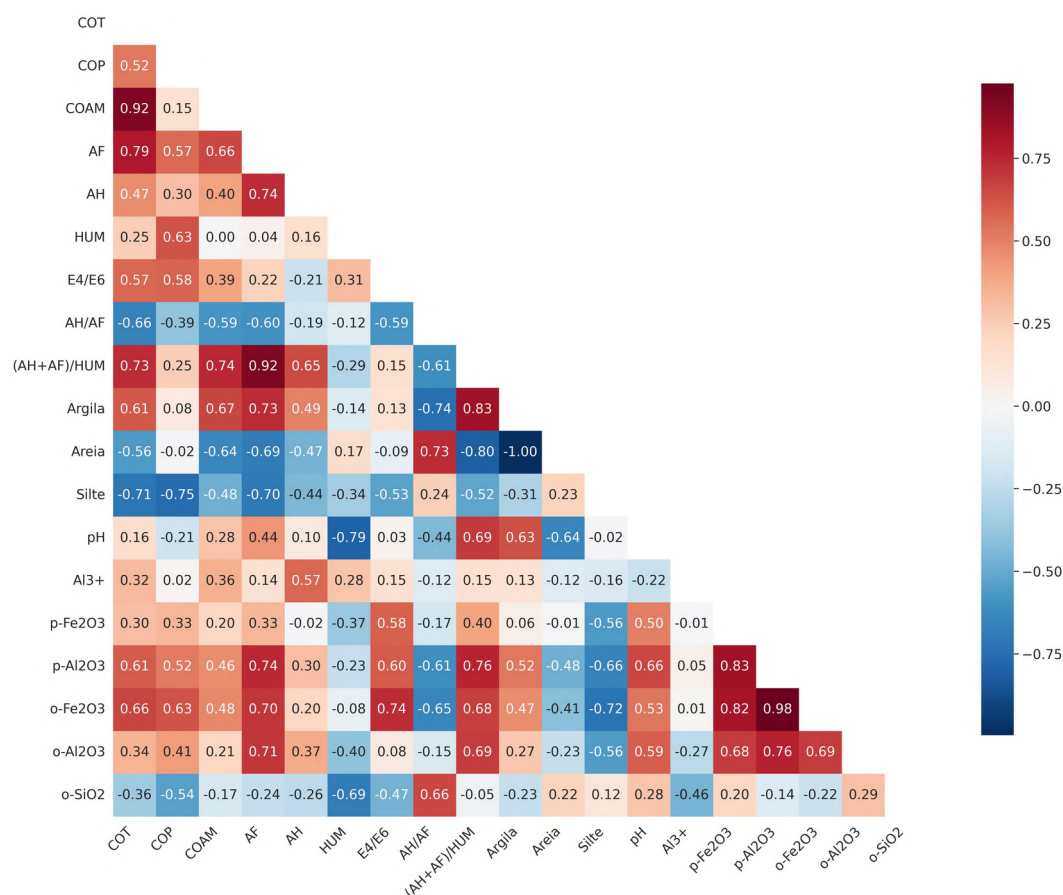


Figura 30. Heatmap com correlação de Pearson para os atributos do solo agrupados em função da vegetação de Campinarana Arbustiva (P2).

Por fim, na campinarana arbórea (Figura 31), o padrão de correlação evidencia uma MO de transição entre o domínio fortemente mineral-associado da floresta e a fração mais solúvel e móvel da campinarana arbustiva. O COT apresentou correlações positivas marcantes com COP ($r = 0,90$), COAM ($r = 0,70$), AF ($r = 0,66$), AH ($r = 0,70$) e E4/E6 ($r = 0,67$), além de associações relevantes com argila ($r = 0,60$), Al^{3+} ($r = 0,79$), $p\text{-Al}_2\text{O}_3$ ($r = 0,60$) e $o\text{-Al}_2\text{O}_3$ ($r = 0,44$). Esse conjunto de relações é um indicativo que o acúmulo de C nesta vegetação é fortemente condicionado pela interação organomineral, com predomínio de compostos húmicos de média a alta estabilidade, além de um certo envolvimento do Al em diferentes formas de complexação. Além disso, a forte correlação entre COT e COAM indica ainda que uma proporção significativa do C total está protegida em associações organominerais, especialmente aquelas mediadas por Al e Fe de baixa cristalinidade. Essa evidência é reforçada pelas fortes

correlações entre COAM e as formas de Al (Al^{3+} , p- Al_2O_3 e o- Al_2O_3), além da associação com argila, o que sugere que as superfícies coloidais e os complexos de Al atuam como sítios preferenciais de adsorção e estabilização da MO.

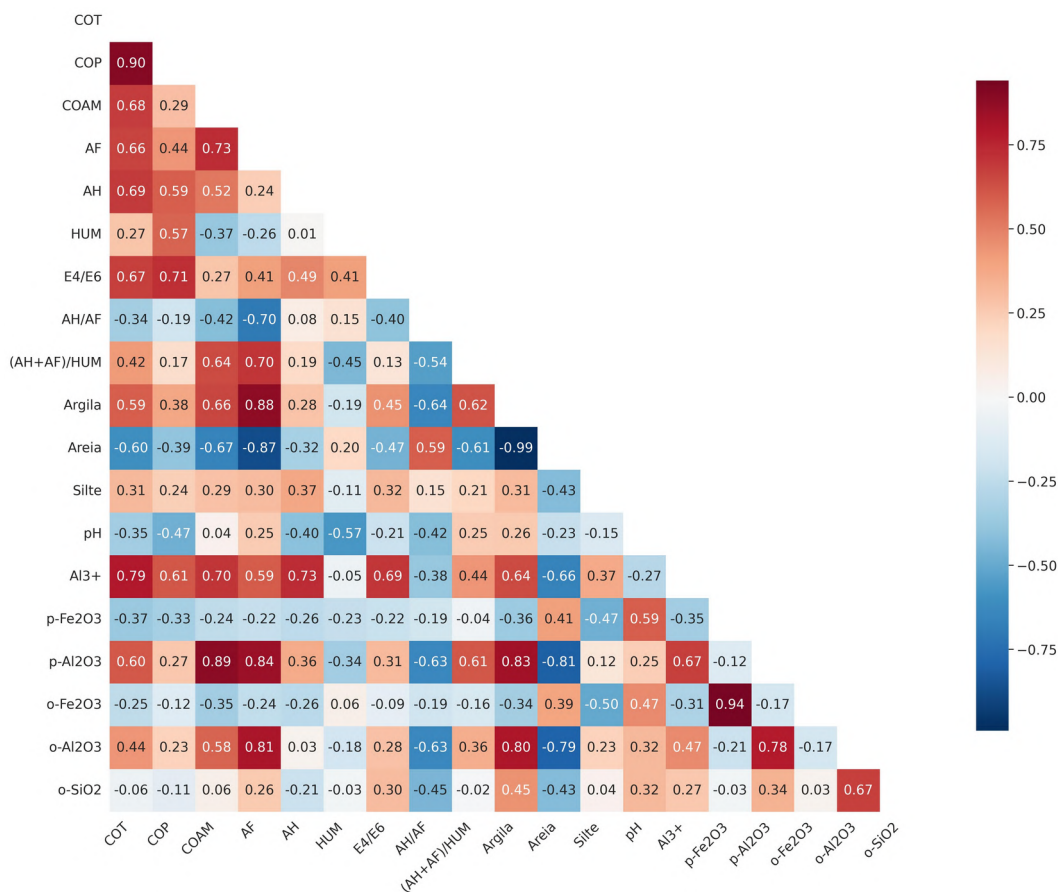


Figura 31. Heatmap com correlação de Pearson para os atributos do solo agrupados em função da vegetação de Campinarana Arbórea (P5, P6, P7 e P8).

Independentemente do tipo de vegetação, observou-se um padrão de forte correlação positiva entre o COAM e os AF, com coeficientes variando entre 0,66 e 0,78. Essa convergência indica que, mesmo sob diferentes condições florísticas, estruturais e microclimáticas, os mecanismos de estabilização da MO nos Espodossolos analisados compartilham um mesmo eixo funcional, que é a retenção de compostos fúlvicos pela fração associada ao mineral do solo. Em outros termos, isso quer dizer que, evidentemente, a base do acoplamento organomineral permanece invariável sob diferentes regimes de vegetação, assegurando a persistência do C no ambiente amazônico.

3.3.4. Distribuição das Frações de C e suas Relações com Metais

Observa-se uma relação linear positiva entre o teor de COAM e o COT nos horizontes superficiais e espódicos (Figura 32A), com um coeficiente de determinação (R^2) de 0,52. Os horizontes espódicos concentram os maiores valores de ambas as variáveis, agrupando-se na região superior direita do gráfico, com teores de COT variando aproximadamente entre 20 e 60 g kg^{-1} e teores de COAM entre 10 e 35 g kg^{-1} . Em contraste, os horizontes A, com menor conteúdo de C, situam-se na região inferior esquerda do gráfico, com COT geralmente abaixo de 25 g kg^{-1} e COAM abaixo de 15 g kg^{-1} . A dispersão dos pontos indica que, embora o COT explique 52% da variação do COAM, outros fatores também influenciam sua concentração.

Por outro lado, houve uma correlação positiva moderada ($R^2 = 0,47$) entre o COAM e os teores de Alp e Fep (Figura 32B). Novamente, os horizontes B são distinguíveis pelos maiores teores de ambos os constituintes, com valores de Alp+Fep entre aproximadamente 5 e 25 g kg^{-1} e COAM entre 10 e 35 g kg^{-1} . Os horizontes A, mais uma vez, apresentam os menores valores, com Alp+Fep predominantemente abaixo de 10 g kg^{-1} e COAM abaixo de 15 g kg^{-1} . Esta relação reforça a associação próxima entre a fração mineral reativa e o carbono estabilizado via complexação organomineral. Já a relação entre o COAM e os metais reativos ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) foi visualmente menos forte ($R^2 = 0,27$) tanto para os horizontes superficiais como para os horizontes espódicos (Figura 32C). Os horizontes A, com baixos teores de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ e COAM, localizam-se na base do gráfico, enquanto os B espódicos estão mais dispersos, com teores de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ de 2,5 a 12,5 g kg^{-1} e teores de COAM correspondentes entre 15 e 35 g kg^{-1} .

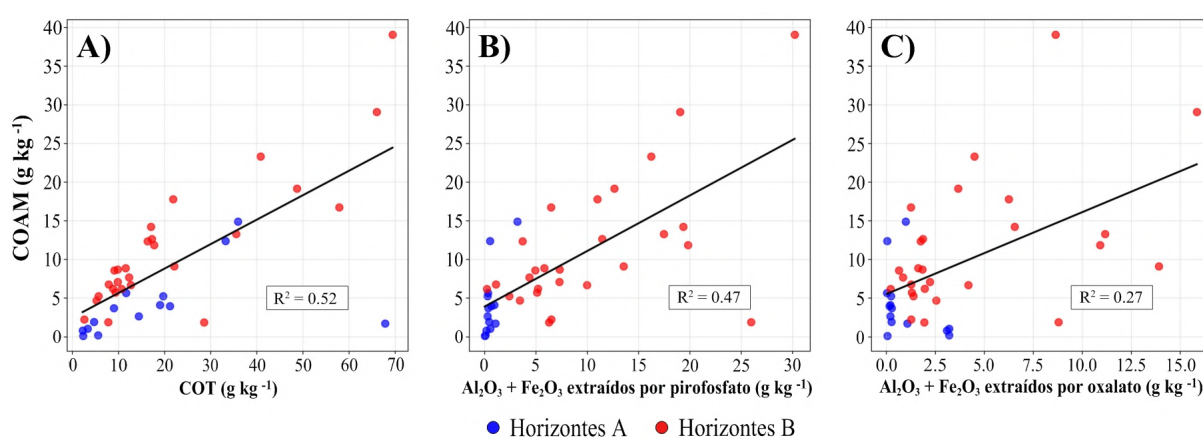


Figura 32. Relações entre o teor total de C com a fração COAM (A); relação COAM e metais reativos complexados à MOS (B); e relação COAM e metais reativos disponíveis para complexação pela MOS (C).

Em relação a razão E4/E6, um indicador do grau de humificação e tamanho molecular, variou entre as fitofisionomias (Figura 33A). A campinarana arbustiva apresentou a mediana de E4/E6 mais baixa entre todos os grupos, enquanto a campinarana arbórea, seguida da gramínea,

exibiram as medianas mais elevadas e com uma amplitude de variação geralmente maior, especialmente na campinarana gramínea. Contudo, com exceção da campinarana arbustiva, todas as vegetações alcançaram uma razão E4/E6 maior ou igual a 5,0, indicando um material orgânico menos estável, menos complexo e com maior mobilidade, típico de substâncias fúlvicas ou material com baixo grau de humificação.

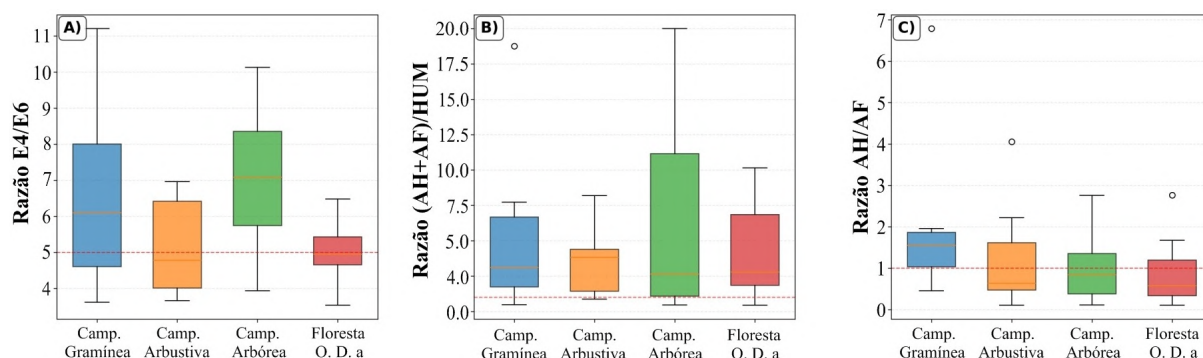


Figura 33. Boxplots dos indicadores de qualidade da MOS agrupados em função do tipo de vegetação.

Já a razão (AH+AF)/HUM, a qual expressa a proporção de substâncias húmicas solúveis em relação à fração húmica insolúvel, mostrou diferenças nítidas entre vegetações (Figura 33B). A campinarana arbórea tendeu a apresentar a menor mediana, mas uma variabilidade considerável. Em contraste, as campinaranas arbustiva e gramínea exibiram as medianas mais altas, enquanto a floresta ombrófila apresentou medianas maiores. Contudo, as razões para todas as vegetações marcaram acima de 1,0, indicando que a quantidade total de substâncias húmicas extraíveis e reativas é maior do que a quantidade de húmica (fração insolúvel e mais estável) no perfil.

Não obstante, a razão AH/AF, que indica o grau de maturação do húmus, também diferiu entre as vegetações (Figura 33C). Ressalta-se que somente a campinarana gramínea apresentou uma razão AH/AF maior que 1,0, um indicativo de que, neste perfil, há um maior grau de humificação e estabilidade da MOS, possivelmente em vista da maior contribuição de COP nos horizontes superficiais e Bhm (mais de 80% em relação ao COT, Figura 26). Inversamente, as demais vegetações mostraram razões AH/AF ligeiramente menores.

Adicionalmente, foi observada uma tendência de relação linear positiva entre o aumento da proporção da fração húmica e o incremento dos estoques de COT nos B espódicos (Figura 34A). Os pontos se distribuem de forma a sugerir que horizontes com maiores estoques de COT são justamente aqueles onde a húmica constitui a fração dominante ou mais expressiva das substâncias húmicas. De maneira análoga ao observado com os estoques, a proporção de húmica também apresentou uma correlação positiva com os teores de COT nos horizontes

espódicos (Figura 34B). Este resultado indica que, nestes horizontes, o acúmulo de COT está intrinsecamente associado a um processo de humificação que favorece a formação e estabilização da fração humina.

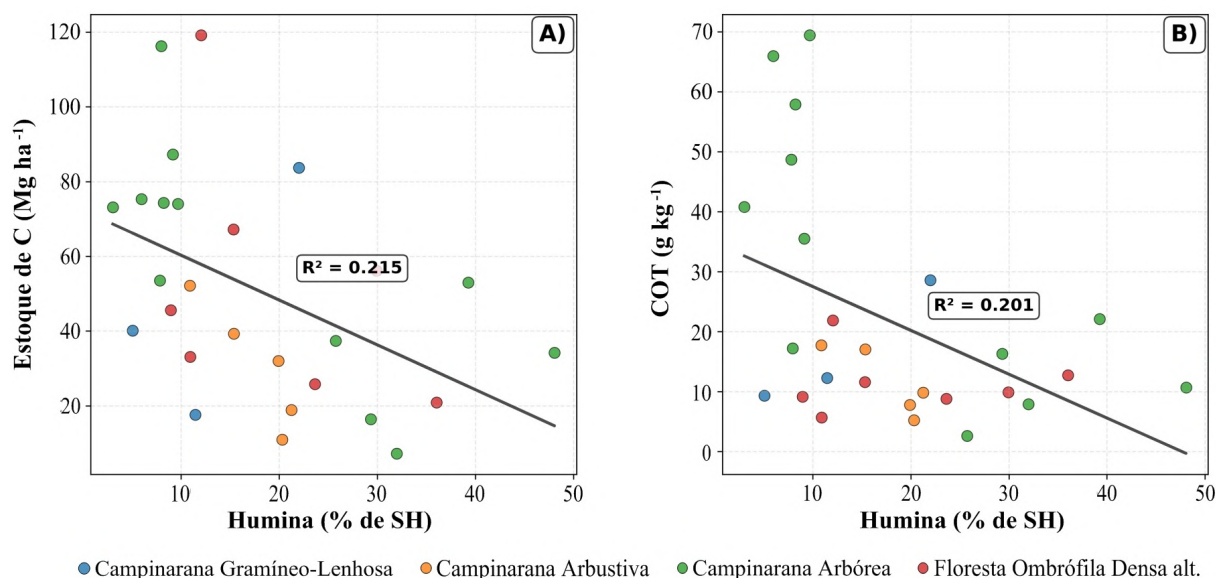


Figura 34. Scatterplots da humina (proporção em relação às substâncias húmicas) em relação aos: (A) estoques de C dos horizontes espódicos e; (B) teores de COT dos horizontes espódicos dos perfis.

3.3.5. Assinatura Molecular da Matéria Orgânica

Para os horizontes B dos Espodossolos (Figura 35) foi observado padrão espectral, variando a intensidade das bandas. Em todos os espectros foi verificada a presença das bandas em $\sim 3440 \text{ cm}^{-1}$ (O-H), $\sim 2920\text{-}2850 \text{ cm}^{-1}$ (C-H alifático), $\sim 1720 \text{ cm}^{-1}$ (C=O carboxílico) e $\sim 1620 \text{ cm}^{-1}$ (C=C aromático). Essas bandas características foram observadas em maior expressão nos perfis 1, 3, 5 e 6, ou seja, apenas não foi expressivo na campinarana arbustiva. Também em todos os espectros foi verificada a presença expressiva dos picos referentes a minerais ($1040\text{-}1100 \text{ cm}^{-1}$ e $540\text{-}470 \text{ cm}^{-1}$). Nos perfis 2 e 4, as bandas referentes a MOS foram mais moderadas e houve aumento das bandas correspondentes a óxidos nos horizontes subsuperficiais. Nos perfis 7 e 8, sobre os horizontes espódicos do tipo Bs, Bsm e Bhm, foi verificado uma menor participação da MOS e realce de bandas de Fe/Al e Si. Esses padrões confirmam a ocorrência do processo pedogenético de podzolização e também da cimentação. Nos espectros em médios de cor laranja, verificam-se as assinaturas integradas dos horizontes dos perfis de solo e indicando que quanto maior a presença de bandas nas regiões 3400 , 2920 e 1620 cm^{-1} , maior a contribuição relativa da MOS nos horizontes dos perfis. Em contraste, quanto maior a expressão das bandas em $1100\text{-}1040$ e $540\text{-}470 \text{ cm}^{-1}$, maior será a participação da fração mineral na constituição do horizonte do perfil.

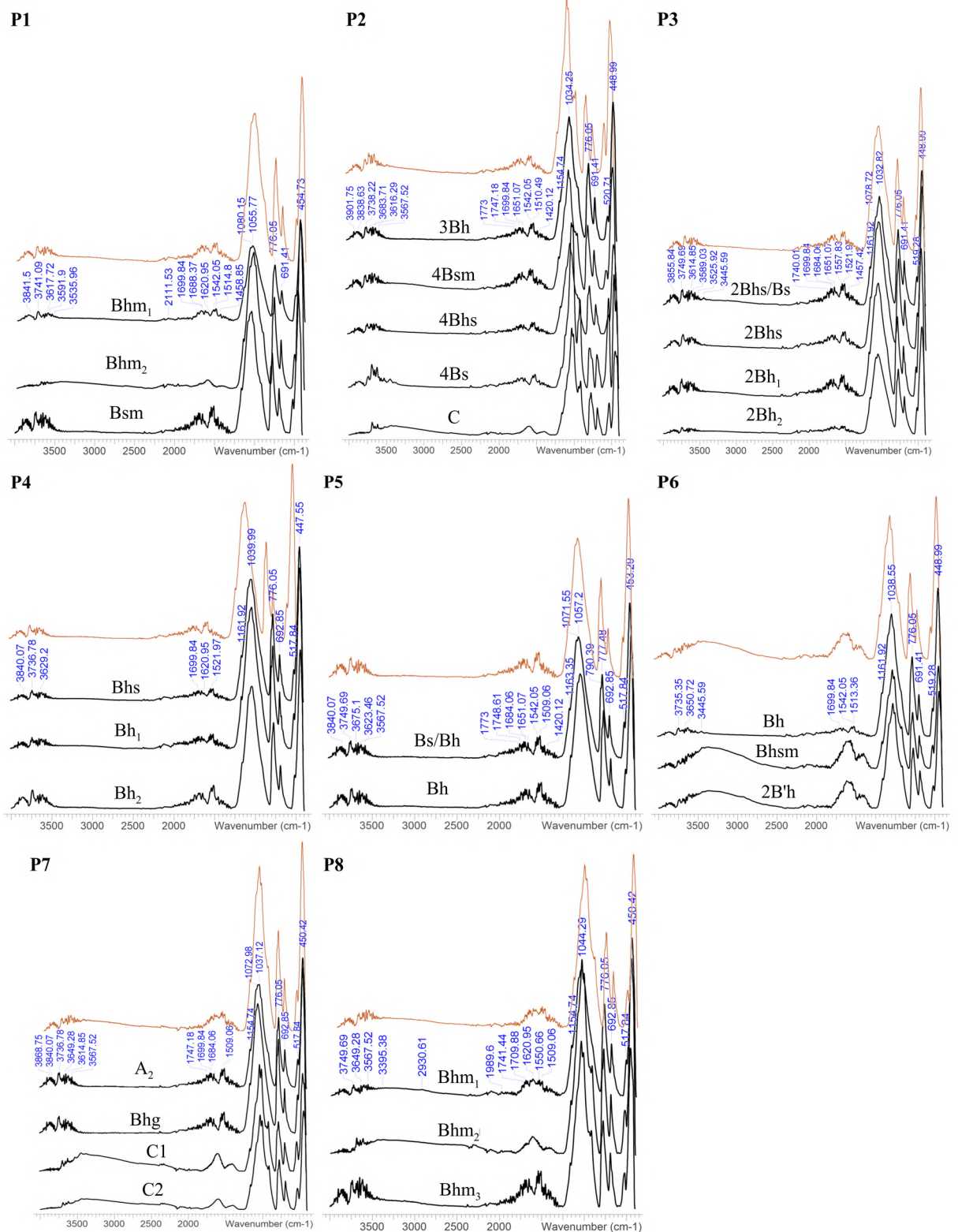


Figura 35. Espectros de FTIR-ATR dos horizontes B de oito perfis de Espodosolos da Amazônia Central. Linhas pretas representam os espectros individuais de cada horizonte espódico, e as linhas laranja os seus respectivos espectros médios.

Ao agrupar os espectros médios de FTIR-ATR dos horizontes espódicos em função da vegetação (Figura 36), foi observado a presença das mesmas bandas de absorção fundamentais em todos os perfis, independentemente do tipo de vegetação. As principais regiões de absorção identificadas foram: $\sim 3400\text{ cm}^{-1}$ (vibrações de alongamento O-H), $\sim 2920\text{ cm}^{-1}$ (alongamento C-H assimétrico), $\sim 1699\text{ cm}^{-1}$ (alongamento C=O de carbonilas), $\sim 1620\text{ cm}^{-1}$ (alongamento C=C aromático e/ou deformação N-H), $\sim 1515\text{ cm}^{-1}$ (alongamento C=C aromático), uma banda larga entre $\sim 1000\text{-}1100\text{ cm}^{-1}$ (alongamento Si-O de silicatos) e bandas abaixo de 600 cm^{-1} (deformações Si-O-Si).

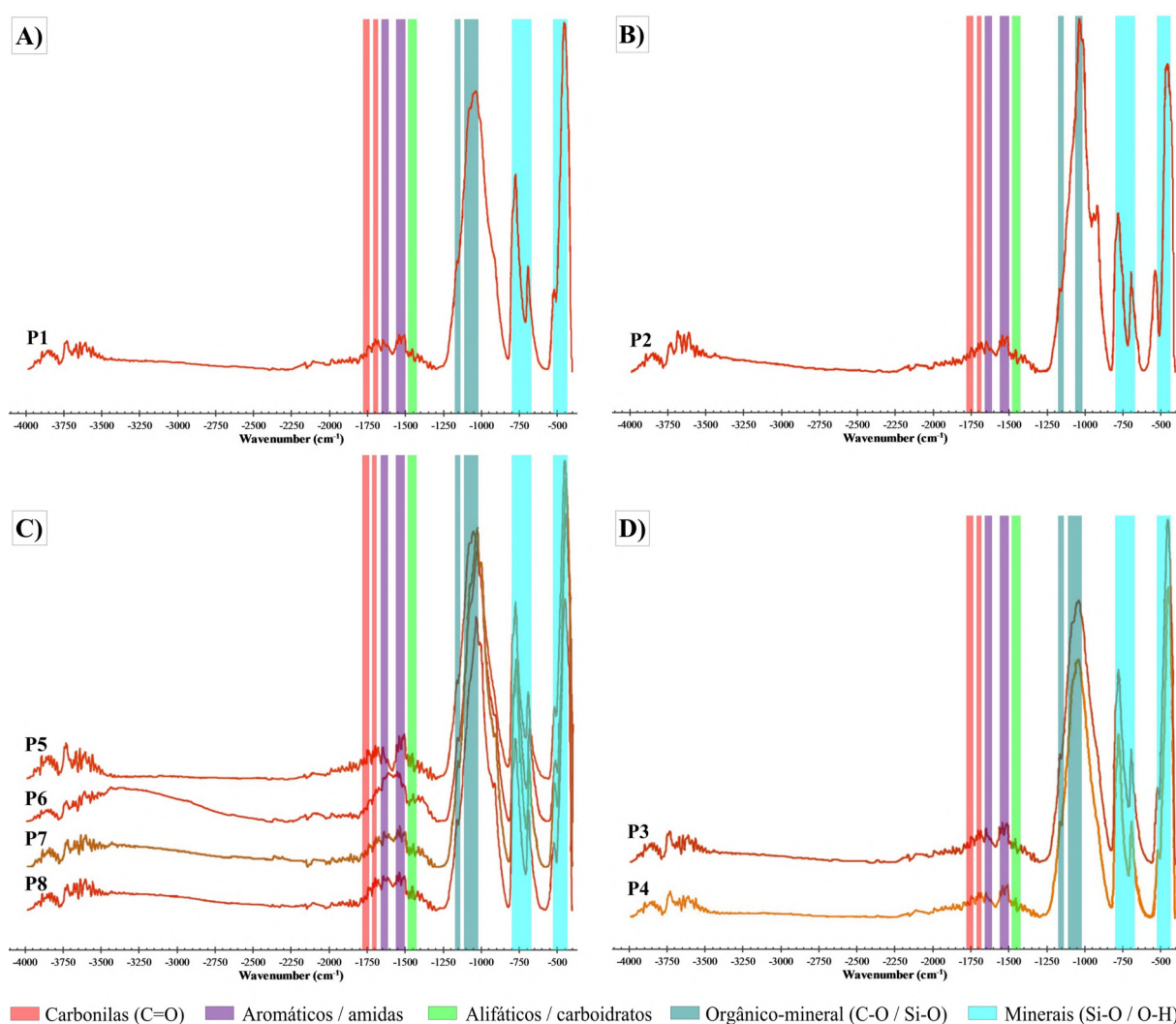


Figura 36. Espectros médios de absorção no infravermelho (FTIR) obtidos para horizontes espódicos de Espodossolos da Amazônia Central. A) perfil sob vegetação de Campinarana Gramíneo-Lenhosa; B) perfil sob Campinarana Arbustiva; C) perfis sob Campinarana Arbórea; D) perfis sob floresta ombrófila densa alterada. As faixas coloridas indicam as principais regiões de absorção associadas aos grupos funcionais da MOS e minerais dos Espodossolos. Os intervalos foram definidos com base nos picos médios obtidos para cada vegetação, considerando as bandas predominantes entre os perfis representativos. Atribuições específicas de cada pico dos espectros dos perfis e bandas correspondentes estão detalhadas na Tabela 15 do apêndice.

No entanto, a intensidade relativa dessas bandas variou entre os gradientes vegetais. Nos espectros dos B espódicos sob florestas ombrófilas e campinaranas arbóreas (Figura 36C-D), as bandas em $\sim 3400\text{ cm}^{-1}$, $\sim 2920\text{ cm}^{-1}$ e $\sim 1620\text{ cm}^{-1}$ apresentaram maior intensidade e definição em relação aos demais. A banda de $\sim 1699\text{ cm}^{-1}$ (C=O) foi consistentemente identificada em todos os grupos. Nos espectros dos B espódicos sob a campinarana gramíneo-lenhosa e arbustiva (Figura 36A-B), a banda de alongamento Si-O ($\sim 1000\text{-}1100\text{ cm}^{-1}$) foi a mais intensa e dominante espectralmente. As bandas orgânicas, embora presentes, exibiram menor intensidade relativa em comparação com os espectros dos ambientes florestais. Picos característicos de caulinita ($\sim 3695\text{ cm}^{-1}$ e $\sim 3620\text{ cm}^{-1}$) foram observados em vários horizontes, com ocorrência mais nítida nos espectros de algumas campinaranas arbustiva e gramíneo-lenhosa.

3.3.6. Análises Quimiométricas

A análise de PCA (Figura 37A) explica 84% da variância explicativa total dos dados. Através desta análise, nota-se a clara segregação dos horizontes espódicos de acordo com a presença de características orgânicas ou minerais. Na PC1, correspondente a 56 % da variância, destaca-se a separação da maioria dos horizontes no quadrante direito da PC, estando estes associados principalmente a presença das bandas características de minerais (principalmente silicatos, Si-O). De forma inversa, horizontes espódicos como Bhsm, Bsm, Bs2 e 2Bh, se agruparam no quadrante esquerdo (valores negativos da PC1), mostrando que se assemelham em função da presença de MOS (O-H, C-H, C=O, C=C). Essa tendência foi também visualizada e corroborada pelos loadings (Figura 37B), onde se verifica que as regiões positivas da PC1 (associadas ao lado direito do gráfico de scores e explicados pela linha azul dos loadings) concentram sinais atribuídos aos minerais presentes nos horizontes. No mesmo sentido, através da análise da linha vermelha, verifica-se que os horizontes associados ao lado esquerdo da PC1 concentram sinais atribuídos a MOS. O padrão espectral notado na análise dos espectros também é evidenciado pela Figura 37C, na qual todos espectros foram reunidos, mostrando que os mesmos se diferenciam principalmente pela intensidade das bandas.

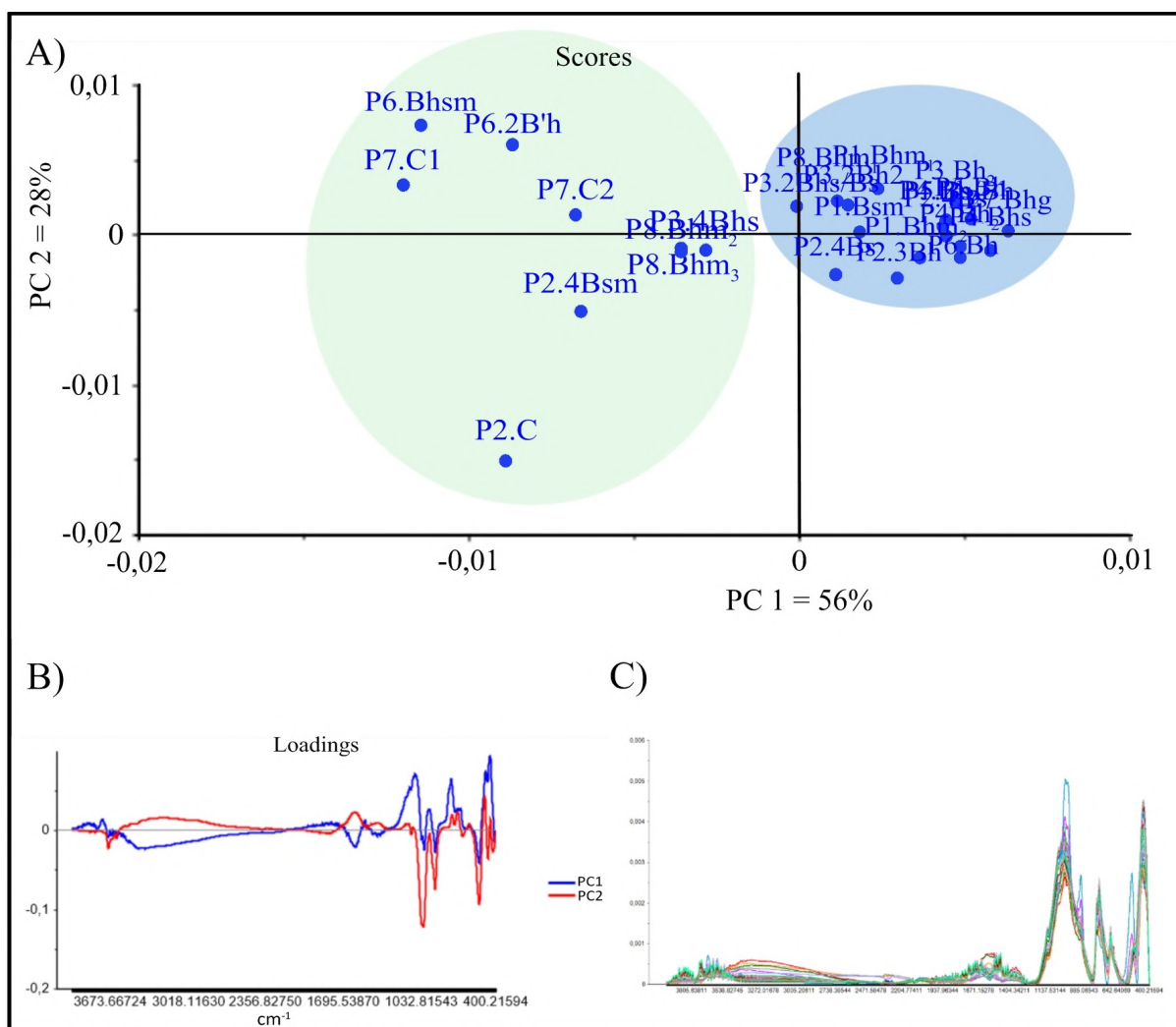


Figura 37. Quimiometria dos espectros de FTIR dos diferentes horizontes espódicos dos Espodosolos. A) Análise de componentes principais (Scores); B) Loadings; C) Espectros juntos.

3.4. DISCUSSÃO

3.4.1. COAM e Al Reativo como Mecanismo Chave de Estabilização

Os resultados demonstram que a estabilização da MOS nos Espodosolos da Amazônia Central é predominantemente governada pela formação de carbono orgânico associado aos minerais (COAM). O domínio do COAM sobre o carbono orgânico particulado (COP) nos horizontes espódicos (Figura 26), corrobora a visão contemporânea de que a persistência da MOS é, para além da recalcitrância molecular intrínseca, controlada por interações organominerais (Schmidt et al., 2011; Cotrufo et al., 2015). Este padrão indica que o processo de estabilização via associação com a fase mineral é um mecanismo precoce e dominante na podzolização tropical, iniciando-se antes mesmo da iluviação e acumulação nos horizontes B espódicos. Tal achado se alinha com observações em outros Espodosolos tropicais, onde a

proteção física-química, e não a composição bioquímica inicial, é o fator crítico para o sequestro de C (Gomes et al., 2017; Tadini et al., 2019).

As fortes (Figura 31) e moderadas (Figuras 28-30) correlações positivas entre o COAM e os teores de Al_p, e em menor grau com Fe_p, evidenciaram diretamente o mecanismo de estabilização. O pirofosfato é seletivo para a extração de metais complexados à MOS, destacando que o Al e, em menor escala, o Fe, atuam como agentes cimentantes primários, promovendo a agregação e a formação de complexos organometálicos estáveis (Kaiser & Guggenberger, 2003; Buurman & Jongmans, 2005). A correlação particularmente robusta com o Al_p, principalmente nos perfis sob floresta ombrófila e campinarana arbórea, enfatiza o papel do Al, provavelmente devido à sua maior abundância em sistemas ácidos altamente intemperizados e sua alta reatividade com grupos funcionais carboxílicos e fenólicos da MOS (Kleber et al., 2007). A importância do Al como estabilizador chave foi igualmente destacada em Espodosolos da Guiana Francesa, onde a dinâmica do C estava intrinsecamente ligada à biogeoquímica do Al (Montes et al., 2023).

Além dos complexos já formados, a disponibilidade de fases reativas para novas complexações é determinante. As correlações positivas entre o COAM e os teores de Al e Fe de baixa cristalinidade (Figura 28 e 31 – heatmap floresta e arbórea) indicam que estas fases, com alta área superficial específica, representam um pool dinâmico e crucial para a contínua sorção e estabilização do COD que percola pelo perfil (Kaiser & Kalbitz, 2012). A sílica extraível (Sio), que também se mostrou negativamente correlacionada com o COAM na campinarana gramíneo-lenhosa (Figura 29), evidencia que também pode participar deste processo, possivelmente formando fases coprecipitadas de aluminossilicatos amorfos que incorporam ou protegem fisicamente a MOS (Tadini et al., 2019; Huamán et al., 2020), embora seja um mecanismo menos explorado, porém potencialmente relevante em sistemas podzólicos.

Portanto, a dinâmica do COAM nestes Espodosolos é mediada por um ciclo contínuo, podendo envolver desde a translocação de COD quelante a partir dos horizontes superficiais, a sua complexação com cátions (Al e Fe) liberados pela dissolução mineral ou já presentes como fases reativas, até a subsequente precipitação e estabilização desses complexos organometálicos nos horizontes iluviais. Este mecanismo geoquímico constitui a base para os notáveis estoques de C observados, representando um eficiente, porém potencialmente vulnerável, sumidouro de C no solo.

3.4.2. Assinatura Molecular da MOS sob o Controle da Vegetação e da Podzolização

A análise dos espectros de FTIR-ATR (Figura 35) confirma que a composição molecular qualitativa da MOS nos horizontes espódicos é essencialmente ubíqua, apresentando as mesmas bandas de absorção fundamentais associadas aos mesmos grupos funcionais em todos os tipos de vegetação. No entanto, a intensidade relativa dessas bandas varia sistematicamente, refletindo primariamente diferenças na abundância relativa da MOS total em relação à matriz mineral, e não mudanças significativas na sua natureza química.

Os horizontes espódicos sob florestas ombrófilas e campinaranas arbóreas (Figura 36C-D) exibiram espectros com intensidades absolutas mais pronunciadas nas bandas orgânicas. Notavelmente, observa-se uma intensificação conjunta da banda em $\sim 3400\text{ cm}^{-1}$ (O-H), do duplete em ~ 2920 e $\sim 2850\text{ cm}^{-1}$ (C-H alifático), e da banda em $\sim 1620\text{ cm}^{-1}$ (C=C aromático / C=O de amidas). Este padrão indica uma maior concentração total de MOS acumulada nestes horizontes, e não uma composição química intrinsicamente diferente. A presença proeminente de bandas alifáticas, frequentemente associadas a compostos de origem microbiana ou a restos de plantas pouco decompostos, também é demonstrada nos achados de Mafra et al. (2007) em Espodosolos amazônicos, onde os ácidos húmicos de horizontes com maior atividade biológica superficial também exibiram caráter alifático pronunciado.

Em contraste, os horizontes sob campinaranas gramíneo-lenhosa e arbustiva (Figura 36A-B) apresentaram espectros onde a intensa banda de alongamento Si-O do quartzo ($\sim 1030\text{--}1100\text{ cm}^{-1}$) domina visualmente o perfil. A atenuação relativa das bandas orgânicas não sugere uma alteração na qualidade molecular da MOS, mas sim um efeito de diluição espectral, onde uma menor carga total de MOS contra um fundo mineral constante e abundante resulta em uma assinatura orgânica menos intensa. A banda de carbonila C=O ($\sim 1699\text{ cm}^{-1}$) permanece distinguível em todos os perfis, reforçando sua presença ubíqua e seu papel central na complexação com cátions durante a podzolização, independentemente da fitofisionomia.

A PCA dos dados de FTIR (Figura 37A-B) quantificou este gradiente, demonstrando que a maior parte da variância é explicada por um eixo (PC1) que capturou o contínuo de intensidade entre bandas minerais. A projeção dos loadings confirmou que scores negativos na PC1 estão fortemente associados a bandas de grupos orgânicos, como O-H, C-H alifáticos e C=O, enquanto scores positivos correlacionam-se com a banda de silicatos Si-O. Esta separação autentica estatisticamente a observação qualitativa de que a principal diferença molecular reside no balanço entre a abundância de fases orgânicas e minerais.

3.4.3. Fatores Pedogenéticos e Bióticos no Sequestro do Carbono

Os resultados obtidos demonstram que o sequestro e a persistência do C em Espodossolos da Amazônia Central emergem da interação entre controles pedogenéticos e fatores bióticos associados ao aporte e ao tipo de MOS. Esta integração é compatível com modelos de estabilização do C que reconhecem a persistência da MOS como uma propriedade emergente do ecossistema, dependente da interação entre composição molecular, matriz mineral e condições ambientais (Schmidt et al., 2011; Lehmann & Kleber, 2015).

O papel dominante do COAM em todos os gradientes vegetais, evidenciado pelas fortes correlações com AF e com Al em múltiplas formas reativas e complexadas, é coerente com resultados clássicos sobre podzolização em regiões tropicais e temperadas. Estudos de Kaiser & Guggenberger (2003) e Kaiser & Kalbitz (2012) demonstram que compostos fúlvicos têm alta afinidade por Al e Fe de baixa cristalinidade, promovendo coprecipitação e sorção forte. De forma semelhante, Tadini et al. (2019) e Montes et al. (2023), trabalhando em Espodossolos amazônicos e guianenses, apontam o Al como principal agente de estabilização em ambientes altamente ácidos, onde a dissolução mineral contínua renova o pool de fases amorfas capazes de reter MOS. A forte covariância entre COAM, Alp e Alo encontrada em todas as vegetações autentica esse mecanismo geoquímico.

A alta eficiência de estabilização na campinarana gramíneo-lenhosa, mesmo sob baixo aporte de MOS, é suportado por estudos que mostram que a podzolização em ambientes oligotróficos pode promover retenção desproporcional de C via complexação organometálica altamente eficiente (Targulian & Krasilnikov, 2007). Trabalhos em Espodossolos boreais já haviam mostrado que condições hidrológicas estáveis, acidez elevada e disponibilidade constante de Al promovem sistemas de retenção de C menos dependentes do aporte superficial, e mais do acoplamento geoquímico (Guggenberger & Kaiser, 2003). No entanto, este é um caso atípico e deve ser estendido sobre novas áreas de Espodossolos sob mesma vegetação para uma maior verificação, pois a forte participação da humina, altos valores de COP e correlações intensas com Al reativo trazem um caráter pouco discutido na literatura tropical, que é um ambiente no qual a eficiência pedogenética supera o aporte biológico.

Nos ambientes florestados, a maior expressão das bandas aromáticas e carboxílicas nos espectros FTIR está em linha com estudos que mostram maior contribuição lignínica e policondensada em sistemas florestais úmidos (Bardy et al., 2008; Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Entretanto, o fato de o acoplamento entre COT e formas reativas de Al e Fe ser menos intenso, comparado às campinaranas, reforça o modelo em que a via biótica participa ativamente da formação de MOS estável. Bardy et al. (2008) e Coelho et al. (2012)

demonstraram que as raízes em Espodossolos funcionam como núcleos de precipitação de complexos organometálicos, criando microambientes ricos em MOS, mesmo sem dependência direta do fluxo de COD superficial. Esse mecanismo é coerente com a alta variação na estocagem de C nos perfis sob floresta (127 e 326 Mg C ha⁻¹), indicando que fatores bióticos podem modular fortemente a eficiência de estabilização pedogenética.

As campinaranas arbustiva e arbórea, cujos padrões químicos e espectrais ocupam posições intermediárias entre ambientes abertos e florestados, despontam sistemas onde a fase pedogenética (dominada por complexação fúlvica) ainda está em evolução, mas já coexiste com maior aporte de lignina e humificação. Padrões semelhantes foram descritos por Buurman & Jongmans (2005) ao analisar transições vegetacionais em Espodossolos holandeses, nos quais a razão AF/AH e o grau de complexação variaram de forma previsível ao longo de gradientes florísticos. A forte associação encontrada entre COAM, AH, AF e Al reativo nas campinaranas arbóreas é compatível com esse comportamento transicional, porém, com intensidade maior do que o descrito na literatura, sugerindo uma interação pedogenética mais ativa na Amazônia Central, onde a matriz arenosa e o clima tropical favorecem a mobilização contínua de COD.

3.5. CONCLUSÕES

Este estudo demonstra que a estabilidade da MOS em Espodossolos da Amazônia Central é governada pela formação de COAM, um processo mediado pelas fases reativas de alumínio e, em menor escala, ferro. A complexação organomineral, e não a recalcitrância molecular intrínseca, surge como o mecanismo geoquímico dominante para a persistência do C a longo prazo nesses solos arenosos e ácidos. A assinatura molecular da MOS, determinadas via FTIR-ATR, é qualitativamente ubíqua nos horizontes espódicos, independentemente da fitofisionomia. As diferenças espectrais principais residem na intensidade relativa das bandas orgânicas em relação às bandas minerais, refletindo a quantidade total de MOS acumulada, que é, por sua vez, modulada pelo tipo de vegetação. Portanto, a dinâmica do C nesses Espodossolos é um resultado da interação sinérgica entre a complexação da MOS com o Al reativo e fatores bióticos, onde a vegetação atua como controladora primária da magnitude do aporte e da translocação de C. Essa sinergia resulta nos notáveis estoques de C observados, posicionando esses solos como reservatórios significativos, porém potencialmente vulneráveis, cuja estabilidade depende da manutenção dessas associações organominerais.

3.6. REFERÊNCIAS

- Adeney, J. M.; Christensen, N. L.; Vicentini, A.; & Cohn-Haft, M. (2016). White-sand ecosystems in Amazonia. **Biotropica**, 48(1), 7-23.
- Almeida, B. G.; Viana, J. H. M.; Teixeira, W. G.; Donagemma, G. K. (2017). Densidade do solo. In: Teixeira, P. C.; Donagemma, G. K.; Ademir, F.; Teixeira, W. G. (2017). **Manual de métodos de análise de solo**. 3ª edição. Brasília: Embrapa, 573p.
- Alvares, C. A.; Stape, J. L.; Sentelhas, P. C.; Gonçalves, J. L. M.; Sparovek, G. (2013). Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, 22(6), 711-728.
- Bardy, M.; Fritsch, E.; Derenne, S.; Allard, T.; Nascimento, N. R.; & Bueno, G. T. (2008). Micromorphology and spectroscopic characteristics of organic matter in waterlogged podzols of the upper Amazon basin. **Geoderma**, 145(3-4), 222-230.
- Batjes, N. H. (2014). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. **European Journal of Soil Science**, 65(1), 10-21.
- Benites, V. M.; Machado, P. L.; Fidalgo, E. C.; Coelho, M. R.; Madari, B. E. (2007). Pedotransfer functions for estimating soil bulk density from existing soil survey reports in Brazil. **Geoderma**, 139(1-2), 90-97.
- Benites, V. M.; Madari, B. E.; & Machado, P. L. O. A. (2003). Extração e fracionamento quantitativo de substâncias húmicas do solo: um procedimento simplificado de baixo custo. **Comunicado Técnico 16**. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, Rio de Janeiro.
- Briedis, C.; Sá, J. C. D. M.; De-Carli, R. S.; Antunes, E. A. P.; Simon, L.; Romko, M. L.; Elias, L. S.; Ferreira, A. D. O. (2012). Particulate soil organic carbon and stratification ratio increases in response to crop residue decomposition under no-till. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 36, 1483-1490.
- Cambardella, C. A.; Elliott, E. T. (1992). Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. **Soil Science Society of America Journal**, 56(3), 777-783.
- Coelho, M. R.; Martins, V. M.; Otero Pérez, X. L.; Macías Vázquez, F.; Gomes, F. H.; Cooper, M.; & Torrado, P. V. (2012). Micromorfologia de horizontes espódicos nas restingas do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 36, 1380-1394.
- Cotrufo, M. F.; Soong, J. L.; Horton, A. J.; Campbell, E. E.; Haddix, M. L.; Wall, D. H.; & Parton, W. J. (2015). Formation of soil organic matter via biochemical and physical pathways of litter mass loss. **Nature Geoscience**, 8(10), 776-779.
- Donagemma, G. K.; Viana, J. H. M.; Almeida, B. G.; Ruiz, H. A.; Klein, V. A.; Dechen, S. C. F.; Fernandes, R. B. A. (2017a). Análise granulométrica. In: Teixeira, P. C.; Donagemma, G. K.; Ademir, F.; Teixeira, W. G. (2017). **Manual de métodos de análise de solo**. 3ª edição. Brasília: Embrapa, 573p.
- Fearnside, P. M.; & Laurance, W. F. (2004). Tropical deforestation and greenhouse-gas emissions. **Ecological Applications**, 14(4), 982-986.
- Flores, B. M.; Montoya, E.; Sakschewski, B.; Nascimento, N.; Staal, A.; Betts, R. A.; ... & Hirota, M. (2024). Critical transitions in the Amazon forest system. **Nature**, 626(7999), 555-564.

- Georgiou, K.; Jackson, R. B.; Vindušková, O.; Abramoff, R. Z.; Ahlström, A.; Feng, W.; ... & Torn, M. S. (2022). Global stocks and capacity of mineral-associated soil organic carbon. **Nature Communications**, 13(1), 3797.
- Gomes, J. B. V.; Araújo Filho, J. C.; Vidal-Torrado, P.; Cooper, M.; Silva, E. A.; & Curi, N. (2017). Cemented horizons and hardpans in the coastal tablelands of Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 41, e0150453.
- Gomes, L. C.; Faria, R. M.; Souza, E.; Veloso, G. V.; Schaefer, C. E. G.; & Fernandes Filho, E. I. (2019). Modelling and mapping soil organic carbon stocks in Brazil. **Geoderma**, 340, 337-350.
- Guggenberger, G.; & Kaiser, K. (2003). Dissolved organic matter in soil: challenging the paradigm of sorptive preservation. **Geoderma**, 113, 293-310.
- Guimarães, F. S.; Bueno, G. T.; Mendes, D. S. O.; Nascimento, N. R.; Diniz, A. D.; & Souza, J. B. (2018). Dinâmica vegetal e evolução da paisagem no contato entre campinarana e campina sobre Espodosolos – Bacia do Rio Demini-AM (Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 19(3).
- Horbe, A. M. C.; Horbe, M. A.; & Suguio, K. (2004). Tropical Spodosols in northeastern Amazonas State, Brazil. **Geoderma**, 119(1-2), 55-68.
- Huamán, J. L. C.; Nicolodelli, G.; Senesi, G. S.; Montes, C. R.; Perruci, N. A. F.; Bezzon, V. D. N.; Balogh, D. T.; & Milori, D. M. B. P. (2020). Organo-mineral associations in a Spodosol from northern Brazil. **Geoderma Regional**, 22, e00303.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Banco de Dados e Informações Ambientais (BDiA)**. Mapeamento de Recursos Naturais (MRN) – Escala 1:250.000. Nota Metodológica, versão 2023, 64p.
- Kaiser, K.; & Guggenberger, G. (2003). Mineral surfaces and soil organic matter. **European Journal of Soil Science**, 54(2), 219-236.
- Kaiser, K.; & Kalbitz, K. (2012). Cycling downwards–dissolved organic matter in soils. **Soil Biology and Biochemistry**, 52, 29-32.
- Kalbitz, K.; Solinger, S.; Park, J. H.; Michalzik, B.; & Matzner, E. (2000). Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. **Soil Science**, 165(4), 277-304.
- Kleber, M.; Sollins, P.; & Sutton, R. (2007). A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. **Biogeochemistry**, 85(1), 9-24.
- Krull, E. S.; Baldock, J. A.; & Skjemstad, J. O. (2003). Importance of mechanisms and processes of the stabilisation of soil organic matter for modelling carbon turnover. **Functional Plant Biology**, 30(2), 207-222.
- Lehmann, J.; & Kleber, M. (2015). The contentious nature of soil organic matter. **Nature**, 528(7580), 60-68.
- Lundström, U. V.; Van Breemen, N.; & Bain, D. (2000). The podzolization process. A review. **Geoderma**, 94(2-4), 91-107.
- Marques, J. D. O.; Luizão, F. J.; Teixeira, W. G.; Vitel, C. M.; & Marques, E. M. D. A. (2016). Soil organic carbon, carbon stock and their relationships to physical attributes under forest soils in central Amazonia. **Revista Árvore**, 40, 197-208.

- McKeague, J.; & Day, J. (1966). Dithionite-and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian Journal of Soil Science**, 46(1), 13-22.
- Mendes, D. S. O.; Bueno, G. T.; Guimarães, F. S.; Rossin, B. G.; & do Nascimento, N. R. (2017). Os solos e geoambientes das campinaranas amazônicas: relação genética entre os geoambientes e a evolução da paisagem em um transecto na bacia do Alto Rio Negro, Amazônia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 18(3).
- Montes, C. R.; Lucas, Y.; Pereira, O. J. R.; Achard, R.; Grimaldi, M.; & Melfi, A. J. (2011). Deep plant-derived carbon storage in Amazonian podzols. **Biogeosciences**, 8(1), 113-120.
- Montes, C. R.; Merdy, P.; Silva, W. T.; Ishida, D.; Melfi, A. J.; Santin, R. C.; & Lucas, Y. (2023). Mineralization of soil organic matter from equatorial giant podzols submitted to drier pedoclimate: A drainage topochronosequence study. **Catena**, 222, 106837.
- Nascimento, N. R.; Bueno, G. T.; Fritsch, E.; Herbillon, A. J.; Allard, T.; Melfi, A. J.; Astolfo, R.; Boucher, H.; & Li, Y. (2004). Podzolization as a deferralitization process: a study of an Acrisol–Podzol sequence derived from Palaeozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. **European Journal of Soil Science**, 55(3), 523-538.
- Oliveira, V. A.; Lumberras, J. F.; Coelho, M. R.; Lima, H. N.; Santos, L. A. C.; Oliveira Jr, R. C.; Rodrigues, M. R. L.; Martins, G. C.; Macedo, J. L. V.; Teixeira, W. G.; & Calderano, S. B. (2025). Solos da XV Reunião Brasileira de Classificação e Correlação de Solos. Lumberras, J. F.; et al. (Eds.). **Guia de campo da XV Reunião Brasileira de Classificação e Correlação de Solos: RCC das várzeas do médio Rio Amazonas e entorno**. Brasília, DF: Embrapa, 2025, 803p.
- Rumpel, C.; & Kögel-Knabner, I. (2011). Deep soil organic matter – a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. **Plant and Soil**, 338(1), 143-158.
- Santos, R. D.; Santos, H. G.; Ker, J. C.; Anjos, L. H. C.; Shimizu, S. H. (2015). **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 7ª edição. Viçosa: SBCS.
- Schmidt, M. W.; Torn, M. S.; Abiven, S.; Dittmar, T.; Guggenberger, G.; Janssens, I. A.; ... & Trumbore, S. E. (2011). Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. **Nature**, 478(7367), 49-56.
- Six, J.; Conant, R. T.; Paul, E. A.; & Paustian, K. (2002). Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. **Plant and Soil**, 241(2), 155-176.
- Stevenson, F. J. (1994). **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. 2nd edition. New York, John Wiley & Sons, 496p.
- Swift, R. S. (1996). Organic matter characterization. In: Sparks, D. L.; Page, A. L.; Helmke, P. A.; Loeppert, R. H.; Soltanpour, P. N.; Tabatabai, M. A.; Johnston, C. T.; Sumner, M. E. (Eds.). **Methods of soil analysis**. Madison: Soil Science Society of America/American Society of Agronomy.
- Tadini, A. M.; Nicolodelli, G.; Marangoni, B. S.; Mounier, S.; Montes, C. R.; & Milori, D. M. (2019). Evaluation of the roles of metals and humic fractions in the podzolization of soils from the Amazon region using two analytical spectroscopy techniques. **Microchemical Journal**, 144, 454-460.
- Tadini, A. M.; Nicolodelli, G.; Senesi, G. S.; Ishida, D. A.; Montes, C. R.; Lucas, Y.; ... & Milori, D. M. (2018). Soil organic matter in podzol horizons of the Amazon region: Humification, recalcitrance, and dating. **Science of the Total Environment**, 613, 160-167.

- Targulian, V. O.; & Krasilnikov, P. V. (2007). Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance. **Catena**, 71(3), 373-381.
- Teixeira, P. C.; Donagema, G. K.; Ademir, F. & Teixeira, W. G. (2017). **Manual de métodos de análise de solo**. 3ª edição. Brasília: Embrapa, 573p.
- Tenelli, S.; Nascimento, A. F.; Gabetto, F. P.; Pimentel, M. L.; Strauss, M.; Bordonal, R. O.; ... & Carvalho, J. L. N. (2025). Well-managed grass is a key strategy for carbon storage and stabilization in anthropized Amazon soils. **Journal of Environmental Management**, 373, 123742.
- Walkley, A.; Black, I. A. (1934). An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. **Soil Science**, 37(1), 29-38.
- Yoemans, J. C.; Bremner, J. M. (1988). A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, 19(13), 1467-1476.
- Ziviani, M. M.; Pinheiro, É. F. M.; Ceddia, M. B.; Ferreira, A. C. S.; & Machado, F. S. (2024). Carbon and nitrogen stocks and soil organic matter persistence under native vegetation along a topographic and vegetation gradient in the central Amazon region. **Soil Systems**, 8(2), 65.

4. APÊNDICES

APÊNDICE 1: DESCRIÇÃO GERAL E MORFOLÓGICA DOS PERFIS

I. PERFIL 1: PDS – UATUMÃ

DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 23/09/2023

CLASSIFICAÇÃO: ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico dúrico cárbico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Rodovia AM 240, via direita após passagem da ponte rumo à Vila de Balbina, Ramal PDS-Moreno, Km 36, Comunidade PDS Moreno, município de Presidente Figueiredo. Coordenadas: 02°05'477" S e 59°18'965" W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL -

Descrito e coletado em área de Campinarana gramínea circundada por floresta, relevo plano, declividade de 0 a 3%.

ALTITUDE - 55 metros.

LITOLOGIA – Sedimentos inconsolidados a pouco consolidados.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Cobertura Cenozoica Indiscriminada.

PERÍODO – Quaternário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Alteração dos pacotes de sedimentos supracitados.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE - Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL - Plano.

EROSÃO - Não aparente.

DRENAGEM – Mal drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Campinarana.

USO ATUAL – Campinarana Gramínea.

CLIMA – Af, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO – Hedinaldo Narciso Lima, Wildson Benedito Mendes Brito, Francisco Santos da Silva.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A1 (0-6 cm): cinzento (2,5Y 6/1, seca) e preto (2,5Y 2,5/1, úmida); areia franca; grãos simples e fraca média subangular; macia, friável, não plástica, não pegajosa; transição plana e difusa.
- A2 (6-22 cm): cinzento (2,5Y 5/1, seca) e cinzento escuro (2,5Y 4/1, úmida); areia; grãos simples e fraca pequena média subangular; macia, friável, não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.
- AE (22-33 cm): cinzento (5Y 6/1 e 2,5Y 5/1); areia; grãos simples e fraca média subangular; solta, friável, não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.
- E1 (33-54/64 cm): branco (1G 8/N, seca) e cinzento (2,5Y 5/1, úmida); areia; grãos simples, solta, solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
- E2 (54/64-57/60): cinzento-claro (5Y 7/1, seca) e cinzento (5Y 6/1, úmida); areia; grãos simples, solta, solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.
- E3 (57/60-68 cm): branco (2,5Y 8/1, seca) e cinzento-claro (2,5Y 7/1, úmida); areia; cascalhenta; grãos simples, solta, solta, não plástica, não pegajosa, transição plana e clara.
- Eg (68-87 cm): cinzento-claro (2,5Y 7/1 e 5Y 7/1); areia; grãos simples, solta, solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
- Bhm (87-111 cm): bruno-amarelado-escuro (10YR 3/4, seca) e preto (2,5Y 2,5/1, úmida); areia; maciça, muito dura, muito firme, não plástica, não pegajosa, transição plana e abrupta.
- Bhm2 (111-121 cm): bruno-amarelado-escuro (10YR 3/6, seca) e bruno-muito-escuro (7,5YR 2,5/2, úmida); areia; maciça, muito dura, muito firme, não plástica, não pegajosa, transição plana e clara.
- Bsm (121-150+ cm): bruno (7,4YR 4/4, seca) e bruno-muito-escuro (7,5YR 2,5/3, úmida); areia; maciça, muito dura, muito firme, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES – No horizonte A1 – raízes grandes raras e médias abundantes;

A2 – concentra grande parte das raízes grossas, raízes finas comuns e abundantes e médias comuns.

OBSERVAÇÃO – Notável presença de raízes finas desde o Bhm2 até o Bsm.



II. PERFIL 2: MANAUS

DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 21/10/2023

CLASSIFICAÇÃO: ESPODOSSOLO HÁPLICO Hiperespesso típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Br 174, Km 46, margem esquerda da pista no sentido Manaus-Presidente Figueiredo, coletado em corte de barranco distando 30 m da estrada em área de preservação da CEPLAC, município de Manaus. Coordenadas: 02°34'540" S e 60°01'498" W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL -

Descrito e coletado em situação de relevo plano, declividade de 0 a 3%, vegetação de Campinarana arborizada.

ALTITUDE - 72 metros.

LITOLOGIA – Arenitos.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Alter do Chão.

PERÍODO – Cretáceo.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Alteração dos arenitos supracitados.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE - Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Suave ondulado a ondulado.

EROSÃO - Não aparente.

DRENAGEM – Fortemente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Campinarana arbustiva e arbórea.

USO ATUAL – Área de preservação da CEPLAC.

CLIMA – Af, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO – Maurício Rizzato Coelho, Luís Antônio Coutrim dos Santos, Hedinaldo Narciso Lima, Maria do Rosário Lobato Rodrigues, Wildson Benedito Mendes Brito, Francisco Santos da Silva.

B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A1 (0-8 cm): bruno (7,5YR 5/2, úmida); areia; fraca muito pequena e pequena granular e grãos simples; solta, solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.

A2 (8-23 cm): bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmida); areia; grãos simples e fraca muito pequena granular; solta, solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.

- AE (23-42/57 cm): cinzento-claro (2,5Y 7/1, úmida) e localmente bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2); areia; grãos simples; solta, solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e difusa (19 – 34 cm).
- E1 (42/57-130 cm): cinzento-brunado-claro (2,5Y 6/2, úmida), mosqueado pouco, médio e grande, proeminente, preto (10YR 2/1, úmida); areia; grãos simples; solta, solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.
- 2E2 (130-321 cm): bruno-acinzentado (2,5Y 8/1, úmida); areia; grãos simples; solta, solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.
- 3Bh (321-332 cm): preto (10YR 2/1, úmida) e camada de aproximadamente 1 cm no seu topo de coloração bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida); areia; grãos simples; ligeiramente dura, muito friável, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e abrupta (6 - 12 cm).
- 4Bsm (332-352 cm): coloração variegada composta de amarelo-brunado (10YR 6/6, úmida), amarelo (2,5Y 8/6), bruno (7,5YR 4/4), bruno muito escuro (7,5YR 2,5/3) e amarelo-brunado (10YR 6/8); areia franca; maciça; muito dura e localmente dura e extremamente dura, muito firme (volumes brunos e negros) e localmente extremamente firme (volumes brunos e negros) e firme (volumes amarelados), não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara (20 – 35 cm).
- 4Bhs (352-380 cm): coloração variegada composta de bruno-escuro (7,5YR 3/3, úmida), bruno-forte (7,5YR 5/6), preto (10YR 2/1) e bruno-claro-acinzentado (2,5Y 8/3); areia; maciça; dura e localmente muito dura (volumes brunos), firme e localmente muito firme (volumes brunos), não plástica e não pegajosa; transição descontínua e abrupta.
- 4Bs (380-396 cm): coloração variegada composta de amarelo (2,5Y 7/6, úmida), bruno-amarelado-claro (2,5Y 6/4), bruno-amarelado-escuro (10YR 4/6) e bruno-escuro (10YR 3/3) (horizonte plácico); areia franca; maciça; dura e localmente muito dura (bruno escuro; horizonte plácico), firme e localmente muito firme (horizonte plácico), não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
- C (396-410+ cm): bruno-claro-acinzentado (2,5Y 8/2, úmida) e localmente (bolsões) bruno-acinzentado muito escuro (2,5Y 3/2) e cinzento (2,5Y 5/1); francoarenosa; maciça, dura, firme, não plástica e ligeiramente pegajosa.

RAÍZES – Muitas muito finas e finas, comuns médias e poucas grossas nos horizontes A1 e A2; muitas muito finas, comuns finas, poucas médias e raras grossas no horizonte AE; comuns muito finas e finas, poucas médias e raras grossas no horizonte E1; poucas muito finas e

finas, raras médias e grossas no horizonte 2E2; raras muito finas, finas e médias no horizonte 3Bh; raras muito finas no horizonte 4Bsm; ausente nos demais horizontes.

POROS – Muito poros muito pequenos, comuns pequenos e poucos médios nos horizontes A1 e A2; muitos muito pequenos e poucos pequenos no AE; muitos muito pequenos nos horizontes E1 e 2E2; comuns muito pequenos no 3Bh; poucos muito pequenos nos horizontes 4Bsm e 4Bhs; ausentes nos demais horizontes.

OBSERVAÇÃO – Presença de horizonte O de maior espessura nos arredores do perfil sob a copa de umiri (*Humiria balsamifera*);

- Os fragmentos de quartzo do horizonte 2E2 são predominantemente leitosos, poucos hialinos; os de tamanho calhaus observados em campo (ocupam menos de 5%) aparentam serem formados por aglomeração de areia grossa e cascalho. Não foram identificados em laboratório. A maioria dos grãos de cascalho e todos os de calhaus de quartzo naquele horizonte fragmenta-se ao manuseio. Aparentemente, são originalmente arredondados, perdendo atualmente esse formato para bordas arestadas devido à fragmentação natural. Os grãos de quartzo dos horizontes subjacentes são de menor tamanho e arestados, também provavelmente devido à fragmentação natural.
- No horizonte 4Bsm os grãos de cascalho estão concentrados em algumas faixas paralelas à superfície do terreno, estando a mais espessa presente em sua base. Na base do horizonte 4Bhs é que também se concentra o maior conteúdo de cascalho deste horizonte. Nos demais horizontes, os cascalhos estão distribuídos de maneira uniforme em toda a sua extensão.
- As cores da coloração variegada do horizonte 4Bsm estão dispostas em faixas aproximadamente paralelas à superfície do terreno, de diferentes espessuras, desde milimétricas até cerca de 3 cm de espessura. Invariavelmente, os volumes mais escurecidos (7,5YR 2,5/3) são predominantemente de consistência extremamente dura e extremamente firme.
- Na metade esquerda do horizonte 4Bhs, as suas cores variegadas estão distribuídas em faixas aproximadamente paralelas à superfície do terreno, cujas espessuras variam de milimétricas a centimétricas (5 cm). Há uma mudança de direção das faixas na metade direita do perfil, que passam a apresentar uma inclinação descendente (da esquerda para a direita) em relação à superfície do terreno.
- A lateral esquerda do horizonte 4Bhs apresenta um horizonte plácido de coloração bruno-escura, espessura média de 1 cm e consistência úmida muito firme, que convola, aparecendo e desaparecendo em poucos centímetros em relação à face analisada, não

apresentando continuidade lateral. No horizonte 4Bhs, as cores que divergem da matriz principal (amarelo - 2,5Y 7/6) estão dispostas em faixas praticamente paralelas à superfície do terreno. Essas faixas ocupam menos de 20% de seu volume e apresentam espessuras variando entre 1 mm e 10 mm.

- Os bolsões do horizonte 4Bs são subarredondados, de diâmetro médio variando entre 3 cm e 5 cm. Correspondem às colorações escuras do horizonte, centradas nas cores 2,5Y 3/2 e 2,5Y 5/1. Esses bolsões ocupam menos de 10% do volume do horizonte, cuja base transiciona para um horizonte espódico (Bh?) de mesma coloração dos bolsões.





III. PERFIL 3: COMUNIDADE SANTO ANTÔNIO DO ABONARI

DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 14/12/2023

CLASSIFICAÇÃO: ESPODOSSOLO HÁPLICO Espesso típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Br 174, margem esquerda da pista rumo a Reserva Waimiri-Atroari, Km 200, Ramal do Serragro, Comunidade Santo Antônio do Abonari, município de Presidente Figueiredo. Coordenadas: 01°19'240" S e 60°24'262" W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL -

Descrito e coletado em situação de topo, vegetação de capoeira, declividade de 0 a 3%.

ALTITUDE - 113 metros.

LITOLOGIA – Rochas vulcânicas ácidas, granitos e vulcanoclásticas associadas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Grupo Uatumã.

PERÍODO – Paleoproterozoico.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Alteração

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE - Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Suave ondulado a ondulado.

EROSÃO - Não aparente.

DRENAGEM – Fortemente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Floresta ombrófila densa.

USO ATUAL - Capoeira.

CLIMA – Af, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO – Hedinaldo Narciso Lima, Wildson Benedito Mendes Brito, Felipe Maciel Sales, João Cleber Cavalcante Ferreira.

B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A (0-5/10 cm): preto (5YR 2,5/1, úmida); areia; grãos simples; solta, muito friável, não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.

E (5/10-32/36 cm): cinzento-claro (1G 7/N, úmida); areia; grãos simples; solta, solta, não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.

2A (32/36-55/69 cm): preto (7,5YR 2,5/1, úmida); areia; grãos simples; solta, muito friável, não plástica, não pegajosa; transição ondulada e gradual.

- 2E1 (55/69-85/94 cm): cinzento (7,5YR 5/1, úmida); areia; grãos simples, solta, muito friável, não plástica, não pegajosa; transição ondulada e difusa.
- 2E2 (85/94-131/134 cm): cinzento-claro (7,5YR 7/1, úmida); areia; grãos simples, solta, friável, não plástica, não pegajosa; transição ondulada e abrupta.
- 2Bhs/Bs (131/134-160/167 cm): manchas bruno-amarelado (10YR 5/6, úmida) formando bolsões abundantes, tamanho grande e contraste abrupto; manchas amarelas (10YR 7/6, úmida) formando bolsões comuns, tamanho pequeno a médio e contraste abrupto; vermelho muito escuro-acinzentado (2,5YR 2,5/2, úmida); areia; fraca granular e fraca pequena a média blocos subangulares; muito dura, muito firme, não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.
- 2Bhs (160/167-201 cm): manchas bruno-escuro (10Y4 3/3, úmida) formando bolsões pouco abundantes, tamanho pequeno e contraste abrupto; manchas preto-avermelhadas (2,5YR 2,5/1, úmida) formando bolsões pouco abundantes, tamanho pequeno e contraste abrupto; bruno muito escuro (7,5YR 2,5/2, úmida); areia; fraca pequena granular e moderada média a grandes blocos angulares; muito dura, muito firme; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e gradual.
- 2Bh1 (201-220/231 cm): manchas cinzento-avermelhado-escuro (10R 3/1, úmida) como bolsões pequenos, pouco abundantes e contraste abrupto; manchas de cores neutras (1G 8/N, úmida) como bolsões pequenos, abundantes e contraste abrupto; bruno-avermelhado-escuro (5YR 2,5/2, úmida); areia; grãos simples; fraca média a grandes blocos angulares; dura, firme; não plástica, não pegajosa; transição plana e clara.
- 2Bh2 (220/231-259/262+ cm): bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, úmida); areia franca; grãos simples; ligeiramente dura, firme; não plástica e não pegajosa.

RAÍZES – Horizonte A – as raízes finas são abundantes, muito finas comuns;

E – raízes muito finas são abundantes, finas são comuns e grandes raras;

2A – raízes finas comuns abundantes e médias raras;

2E1 – raízes muito finas são raras e médias raras;

2Bhs/Bs – raízes finas e muito finas comuns, raras a finas;

2Bhs – raízes são comuns finas e muito finas, médias raras;

2Bh1 – raízes finas são raras e muito finas poucas;

2Bh2 – raízes ausentes.

POROS – Horizonte A: poros médios são abundantes;

E – poros médios são abundantes e os grandes são raros;

2A – poros médios são comuns e grandes são poucos;

2E1 – poros são abundantes médios e grandes;

2E2 – poros médios comuns e grandes poucos;

2Bhs/Bs – poros médios e raros;

2Bhs – poros pequenos poucos e médios poucos;

2Bh1 – poros pequenos comuns e médios raros;

2Bh2 – poros médios e poucos.

OBSERVAÇÃO – Bhs com presença de bolsões de material mais claro que a matriz. 2Bhs com bolsões mais claros em relação às pontuações de MO; 2Bh1 apresenta MO em forma variegada, onde as cores claras constituem os bolsões e as cores escuras os variegados; 2Bh2 com ocorrência comum e abundante de pontuações mais ricas em MO, cuja coloração é mais escura que a matriz.



IV. PERFIL 4: VILA BALBINA

DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 21/03/2024.

CLASSIFICAÇÃO: ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Rodovia AM 240, margem esquerda da pista rumo à Vila Balbina, Km 13, Ramal 3, município de Presidente Figueiredo. Coordenadas: 02°00'955" S e 59°55'835" W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL -

Descrito e coletado em situação de fundo de vale, plano, vegetação de capoeira, declividade de 0 a 3%.

ALTITUDE - 138 metros.

LITOLOGIA – Sedimentos inconsolidados a pouco consolidados.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Cobertura Cenozoica Indiscriminada.

PERÍODO – Quaternário

MATERIAL ORIGINÁRIO – Alteração dos pacotes de sedimentos supracitados.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE - Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Ondulado.

RELEVO REGIONAL – Suave ondulado.

EROSÃO - Não aparente.

DRENAGEM – Mal drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Floresta Ombrófila densa alterada.

USO ATUAL - Capoeira.

CLIMA – Af, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO – Hedinaldo Narciso Lima, Wildson Benedito Mendes Brito, Jozângelo Fernandes da Cruz.

B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A (0–5 cm): preto-avermelhado (2,5YR 2,5/1, seca) e preto (5Y 2,5/1, úmida); areia; grãos simples, granular; solta, friável; não plástica, não pegajosa; transição plana e abrupta.

E1 (5–12/20 cm): cinzento (1G 5/N, seca) e cinzento-brunado-claro (2,5Y 6/2, úmida); areia; grãos simples; solta, solta; não plástica e não pegajosa; transição ondulada e difusa.

E2 (12/20-26/33 cm): cinzento muito escuro (1G 3/N, seca) e bruno-acinzentado muito escuro (2,5Y 3/2, úmida); areia; grãos simples, fraca pequena a média blocos subangulares; macia, muito friável; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.

Bhs (26/33-37/54 cm): bruno muito escuro (10YR 2/2, seca) e bruno (7,5YR 4/4, úmida); areia franca; fraca pequena blocos subangulares, fraca grande granular e blocos angulares; dura, friável; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e difusa.

Bh1 (37/54-57/70 cm): bruno-acinzentado muito escuro (2,5Y 3/2, seca) e bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmida); areia franca; fraca grande granular, fraca pequena a média blocos subangulares; dura, firme; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.

Bh2 (57/70-92 cm): preto (5YR 2,5/1 e 5Y 2,5/1); areia franca; fraca média a grandes blocos subangulares, granular média; dura, muito friável; não plástica, não pegajosa; transição descontínua e abrupta.

C1 (57-70-105 cm): cinzento (10YR 5/1, seca) e bruno-acinzentado-escuro (2,5Y 4/2, úmida); areia; cascalhenta, grãos simples, fraca média a grandes blocos subangulares; macia, muito friável; não plástica, não pegajosa; transição plana e difusa.

C2 (105-130+ cm): branco (1G 8/N, seca) variegado abundante e distinto; bruno (10YR 5/3, seca) e cinzento-brunado-claro (2,5Y 6/2, úmida); areia; cascalhenta, grãos simples; solta, solta; não plástica e não pegajosa.

RAÍZES – Horizonte A1 – raízes muito finas são abundantes, grandes são raras;

E1 – raízes muito finas são poucas, finas são comuns e médias são raras.

E2 – raízes finas são comuns, médias e grandes são raras;

Bhs – raízes finas são raras; grandes raras;

Bh1 – raras raízes finas;

Bh2 – raízes finas e médias raras;

C1 – raízes finas e médias são raras.

OBSERVAÇÃO – No C2 há presença de blocos do Bs de cor bruno forte (7,5YR 5/6), com aparência de bolsões do Bs, de consistência extremamente firme e muito firme quando seca.



V. PERFIL 5: P. FIGUEIREDO – Cachoeira das Orquídeas

DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 22/03/2024.

CLASSIFICAÇÃO: ESPODOSSOLO HÁPLICO Espesso típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Parque Municipal Cachoeira das Orquídeas, município de Presidente Figueiredo. Coordenadas: 02°02'304" S e 60°00'137" W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL -

Descrito e coletado em terço inferior da encosta, ondulado, vegetação de campinarana, declividade de 0 a 3%.

ALTITUDE – 96 metros.

LITOLOGIA – Sedimentos inconsolidados a pouco consolidados.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Cobertura Cenozoica Indiscriminada.

PERÍODO – Quaternário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Alteração dos pacotes de sedimentos supracitados.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE - Não rochosa.

RELEVO LOCAL – suave ondulado.

RELEVO REGIONAL – suave ondulado a ondulado.

EROSÃO - Não aparente.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Campinarana arbórea.

USO ATUAL – Área de Preservação.

CLIMA – Af, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO – Hedinaldo Narciso Lima, Wildson Benedito Mendes Brito, Jozângelo Fernandes da Cruz.

B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A1 (0–8/10 cm): branco (1G 8/N, seca) variegado com liteira parcialmente decomposta de cor bruno-escuro (7,5YR 3/3, seca) e branco-rosado (7,5YR 8/2, úmida); areia; granular média, forte média blocos subangulares; macia, friável; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.

A2 (8/10–20/27 cm): cinzento-escuro (1G 4/N, seca) e cinzento (2,5Y 5/1, úmida); areia; grãos simples; solta, solta; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e abrupta.

E1 (20/27-53 cm): branco (1G 8/N e 5Y 8/1); areia; grãos simples; solta, solta; não plástica, não pegajosa, transição plana e difusa.

E2 (53-85 cm): branco (1G 8/1 e 5Y 8/1); areia; cascalhenta, grãos simples; solta, solta; não plástica, não pegajosa, transição plana e difusa.

E3 (85-116/179 cm): branco (1G 8/N e 5Y 8/1); areia; cascalhenta, grãos simples; solta, solta; não plástica, não pegajosa, transição irregular e abrupta.

Bs/Bh (116/179-205/235 cm): amarelo-claro-acinzentado (2,5Y 3/2, seca) variegado abundante e distinto; preto (2,5Y 2,5/1, seca) fina camada que delimita o horizonte E do Bh, contraste distinto e transição abrupta; bruno amarelado (10YR 5/6, seca) e amarelo-claro-acinzentando (2,5Y 8/4, úmida); areia; cascalhenta, grãos simples; solta, solta; não plástica, não pegajosa, transição irregular e abrupta.

Bh (205/235-245/252+ cm): bruno-amarelado (10YR 5/6, seca); bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, seca); preto-avermelhado (2,5YR 2,5/1, seca) e cinzento muito escuro (5Y 3/1, úmida); areia; cascalhenta, fraca média blocos subangulares; solta, muito firme; não plástica e não pegajosa.

RAÍZES – Horizonte A1 e A2 – grande parte das raízes estão concentradas nesses horizontes, sendo médias e grossas comuns e finas muitas;

E1 – raízes muito finas são comuns e médias comuns;

E2 – raízes finas são comuns, muito finas são poucas e médias raras;

E3 – raízes muito finas são raras.



VI. PERFIL 6: ASFRAMA

DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 08/08/2024.

CLASSIFICAÇÃO: ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico dúrico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Br 174, Km 96, margem esquerda da pista rumo à Presidente Figueiredo, Cachoeira da ASFRAMA, município de Presidente Figueiredo. Coordenadas: 02°08'257" S e 59°59'753" W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL -

Descrito e coletado em fundo de vale, margem esquerda do igarapé, vegetação de campinarana arbórea no período seco, declividade de 0 a 3%.

ALTITUDE – 110 metros.

LITOLOGIA – Arenito.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Grupo Trombetas

PERÍODO – Ordoviciano-Devoniano

MATERIAL ORIGINÁRIO – Alteração do arenito do arcoseano.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE - Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano a forte ondulado.

EROSÃO - Não aparente.

DRENAGEM – mal drenado a bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Campinarana.

USO ATUAL – Área de Preservação.

CLIMA – Af, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO – Hedinaldo Narciso Lima, Wildson Benedito Mendes Brito, Felipe Maciel Sales, João Paulo de Oliveira Rodrigues.

B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

O (-5-0 cm): camada orgânica composta por raízes e material orgânico em decomposição.

A (0-5 cm): cinzento (2,5Y 6/1, seca) e cinzento (2,5Y 5/1, úmida); areia; grãos simples; fraca grande granular; solta, friável; não plástica, não pegajosa; transição plana e gradual.

E/A (5-14 cm): cinzento-claro (2,5Y 7/2, seca) e cinzento (2,5Y 5/1, úmida); areia; grãos simples; solta, solta; não plástica, não pegajosa; transição plana e difusa.

E1 (14-35 cm): cinzento-claro (5Y 7/1, seca) e cinzento-claro (2,5Y 7/1, úmida); areia; pouco cascalhenta, grãos simples; solta, solta; não plástica, não pegajosa; transição plana e difusa.

E2 (35-54 cm): cinzento-claro (2,5Y 7/1, seca) e cinzento-brunado-claro (2,5Y 6/2, úmida); areia; pouco cascalhenta, grãos simples; solta, solta; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e abrupta.

Bh (54/57-54/61 cm): preto (2,5Y 2,5/1, seca) e preto (5Y 2,5/1, úmida); areia; grãos simples; fraca média a grande blocos subangulares; dura, friável; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.

Bhsm (54/61-70/75 cm): bruno-amarelado-escuro (10YR 3/4, seca) com variegados de cores bruno-muito-escuro (10YR 2/2, seca) e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, seca), e bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4, úmida) com variegado de preto (5Y 2,5/1); areia; fraca grande blocos angulares; extremamente dura, extremamente firme; não plástica, não pegajosa, transição ondulada e clara.

2B'h (70/75-79 cm): preto (10YR 2,1, seca) com variegado de bruno-amarelado-escuro (10YR 3/6, seca), preto (5YR 2,5/1, úmida); areia; fraca média blocos angulares e subangulares; dura, muito firme; não plástica e não pegajosa.

RAÍZES – Horizonte A – as raízes muito grandes são poucas, grandes são poucas, médias são poucas, e finas são comuns;

E/A – raízes médias e finas são poucas;

E1 – raízes médias e finas são poucas;

E2 – raízes médias e finas são poucas;

Bh – raízes finas são poucas;

Bhsm – raízes ausentes;

2B'h – ausência de raízes.

POROS – Horizonte A – poros pequenos e micros são abundantes;

E/A – poros pequenos e micros são abundantes;

E1 – poros pequenos e micros são abundantes;

E2 – poros pequenos e micros são abundantes;

Bh – poros finos são comuns;

Bhsm – poros muito finos são poucos;

2B'h – ausência de poros.



VII. PERFIL 7: P. FIGUEIREDO – Cachoeira da Porteira

DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 09/08/2024.

CLASSIFICAÇÃO: ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Órtico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Rodovia AM 240, Km 13, margem esquerda da pista rumo à Vila de Balbina, Cachoeira da Porteira, Município de Presidente Figueiredo. Coordenadas: 02°02'268" S e 59°55'187" W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL -

Descrito e coletado em fundo de vale, margem esquerda do igarapé, período seco, ondulado, campinarana arbórea, declividade de 0 a 3%.

ALTITUDE – 101 metros.

LITOLOGIA – Arenito.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Grupo Trombetas.

PERÍODO – Ordoviciano-Devoniano.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE - Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano a suave ondulado.

EROSÃO - Não aparente.

DRENAGEM – Mal drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Campinarana.

USO ATUAL – Área de Proteção Ambiental.

CLIMA – Af, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO – Hedinaldo Narciso Lima, Wildson Benedito Mendes Brito, Felipe Maciel Sales, João Paulo de Oliveira Rodrigues.

B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

O (-3-0): Camada orgânica com liteira na superfície. A liteira consiste de material orgânico pouco decomposto com muitas raízes.

A1 (0–5/13 cm): bruno-acinzentado (2,5Y 5/2, seca) e preto (2,5Y 2,5/1, úmida); areia; grãos simples; fraca pequena e média blocos subangulares; macia, friável; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.

A2 (5/13–13/27 cm): cinzento-escuro (2,5Y 4/1, seca) e preto (5Y 2,5/1, úmida); areia; grãos simples; fraca pequena, média e grande blocos subangulares; solta, friável; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e clara.

E1 (17/27-32 cm): branco (5Y 8/1, seca) e cinzento (2,5Y 6/1, úmida); areia; grãos simples; fraca muito pequena a pequena blocos subangulares; solta macia, solta friável; não plástica, não pegajosa, transição plana e difusa.

E2 (32-63 cm): branco (1G 8/N, seca) e cinzento-claro (2,5Y 7/1, úmida); areia; pouco cascalhenta; grãos simples; fraca pequena a média blocos subangulares; solta, macia, solta, friável; não plástica, não pegajosa, transição plana e clara.

Bhg (63-69 cm): bruno (10YR 5/3, seca) e bruno-acinzentado muito escuro (2,5Y 3/2, úmida); areia; fraca pequena, média e grande blocos subangulares; macia, friável; não plástica, não pegajosa, transição plana e abrupta.

RAÍZES – Horizonte A1 – as raízes muito grandes são raras, grandes são raras, médias são comuns, e finas são abundantes;

A2 – raízes médias são raras e finas são poucas;

E1 – raízes finas e muito finas são raras;

E2 – raízes muito finas são raras;

Bhg – ausência de raízes do Bh/E em diante.

POROS – Horizonte A1 – poros médios e pequenos são muitos;

A2 – poros muito pequenos são muitos;

E1 – poros muito pequenos são muitos;

E2 – poros muito pequenos são muitos;

Bhg – poros muito pequenos são muitos;



VIII. PERFIL 8: RDS – RIO NEGRO

DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 30/08/2024.

CLASSIFICAÇÃO: ESPODOSSOLO HIDROMÓRFICO Espesso dúrico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Rodovia AM 352, Km 26, Ramal Uga Uga, chácara do Sr. Jânio, RDS Rio Negro, município de Iranduba. Coordenadas: 03°03'546" S e 60°45'148" W.

SITUAÇÃO, DECLIVIDADE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL -

Descrito e coletado em fundo de vale, período seco, plano, campinarana arbórea com demasiada ocorrência de buritiranas e bromeliáceas, declividade de 0 a 3%.

ALTITUDE – 99 metros.

LITOLOGIA – Arenitos.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Alter do Chão.

PERÍODO – Cretáceo.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Alteração dos arenitos.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE - Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Suave ondulado a ondulado.

EROSÃO - Não aparente.

DRENAGEM – Mal drenado a bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Campinarana.

USO ATUAL – Reserva de Desenvolvimento Sustentável Rio Negro.

CLIMA – Af, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO – Hedinaldo Narciso Lima, Wildson Benedito Mendes Brito, Felipe Maciel Sales.

B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Liteira (-5-0): Camada de liteira na superfície composta por folhas e raízes.

A (0–16/19 cm): cinzento-escuro (2,5Y 4/1, seca) e cinzento-escuro (10YR 4/1, úmida); areia; grãos simples, fraca média granular; solta, solta; não plástica, não pegajosa; transição ondulada e difusa.

E1 (16/19-62/72 cm): branco (2,5Y 8/1, seca) e cinzento-claro (2,5Y 7/1, úmida); areia; grãos simples, fraca média blocos subangulares; solta, friável; não plástica, não pegajosa, transição ondulada e clara.

E2 (62/72-85/93 cm): cinzento (2,5Y 6/1, seca) e branco (2,5Y 8/1, úmida) com variegado ... de cor bruno-escuro (10YR 3/3, úmida); areia; muito cascalhenta; grãos simples, fraca média a grande blocos subangulares; solta, friável; não plástica, não pegajosa, transição ondulada e clara.

E3 (85/93-110 cm): cinzento-claro (5Y 7/1, seca) e branco (2,5Y 8/1, úmida) com variegado ... de cores preto (10YR 2/1, úmida) e bruno-escuro (10YR 3/3, úmida); areia; pouco cascalhenta; grãos simples, fraca média a grande blocos subangulares; solta, friável; não plástica, não pegajosa, transição plana e abrupta.

Bhm1 (110-120/128 cm): bruno-escuro (10YR 3/3, seca) com variegado pouco, médio e difuso de cores preto (10YR 2/1, seca) e cinza (10YR 5/1, seca); preto (10YR 2/1, úmida); areia; pouco cascalhenta; maciça; extremamente dura, muito firme; não plástica, não pegajosa, transição irregular e abrupta.

Bhm2 (120/128-125/128 cm): bruno-amarelado-escuro (10YR 3/4, seca) com variegado pouco, médio e difuso de cor preto (10YR 2/1, seca); preto-avermelhado (2,5YR 2,5/1, úmida); areia; maciça; extremamente dura, extremamente firme; não plástica, não pegajosa, transição irregular e abrupta.

Bhm3 (128+ cm): amarelo-claro-acinzentado (2,5Y 7/4, seca) e bruno-muito-escuro (7,5YR 2,5/2 e 10YR 2/2, úmida); areia; maciça, extremamente dura, extremamente firme; não plástica e não pegajosa.

RAÍZES – Horizonte A – raízes muito grossas são comuns, médias são comuns e muito finas são muitas;

E1 – raízes muito grossas são raras, grossas são comuns, finas são comuns e muito finas são muitas;

E2 – raízes médias são raras, finas são raras;

E3 – raízes muito finas são comuns, médias são poucas e finas são poucas;

Bhm1 – raízes finas e muito finas são poucas.

POROS – Horizonte A – poros muito finos são muitos, finos são poucos;

E1 – poros muito finos são muitos, médios são raros;

E2 – poros muito finos são muitos;

E3 – poros muito finos são muitos.

OBSERVAÇÃO – Há acúmulo de raízes vivas e em decomposição não visíveis, de tamanhos variados, localizadas nas transições dos horizontes espódicos do perfil. Estas raízes foram verificadas somente ao coletar o material. Durante o destorroamento do solo percebeu-se que as raízes em decomposição ocupam um volume considerável do material coletado.



APÊNDICE 2

Picos observados nos espectros FTIR-ATR dos Espodossolos sob diferentes tipos de vegetação na Amazônia Central e suas atribuições químicas.

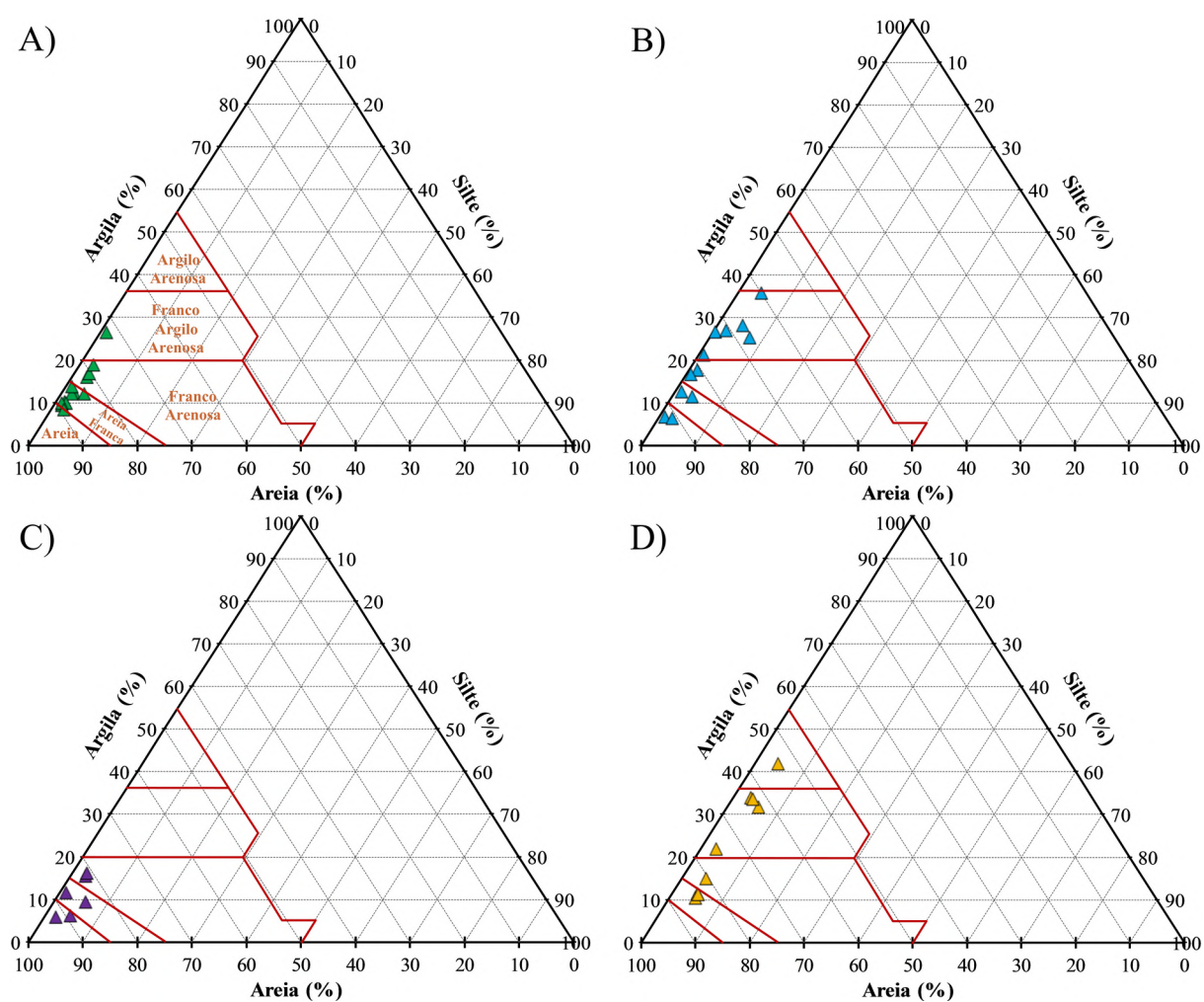
Vegetação	Picos (cm ⁻¹)	Atribuição química	Grupo funcional ou composto
Perfil 1 – Campinarana Gramíneo-Lenhosa	3841	Alongamento O-H	Água ou grupos OH minerais
	3744	Alongamento O-H	Grupos OH livres
	3738	Alongamento O-H	Grupos OH livres
	3617	Alongamento O-H	Caulinita ou outros argilominerais
	3591	Alongamento O-H	Água adsorvida
	3535	Alongamento O-H	Água de hidratação
	2111	–C≡C– ou –C≡N	Compostos orgânicos minoritários
	1699	Alongamento C=O	Ácidos carboxílicos, grupos amida
	1688	Alongamento C=O	Carbonilas conjugadas
	1620	Deformação N-H; Alongamento C=C	Amidas; lignina, alquenos
	1538	Deformação N-H; Alongamento C=N	Proteínas (amida II)
	1542	Deformação N-H; Alongamento C=N	Proteínas (amida II)
	1514	Alongamento C=C aromático	Lignina
	1458	Deformação C-H	Grupos metileno e metil
	1080	Alongamento C-O	Polissacarídeos, álcoois
	1055	Alongamento Si-O	Quartzo, argilominerais
	776	Deformação O-H	Água
	691	Deformação O-H out-of-plane	Água
	454	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
Perfil 2 – Campinarana Arbustiva	3901	Alongamento O-H	Água ou grupos OH minerais
	3838	Alongamento O-H	Grupos OH livres
	3738	Alongamento O-H	Grupos OH livres
	3683	Alongamento O-H	Caulinita
	3616	Alongamento O-H	Caulinita
	3567	Alongamento O-H	Água de hidratação
	1773	Alongamento C=O	Ésteres, lactonas
	1747	Alongamento C=O	Ésteres
	1699	Alongamento C=O	Ácidos carboxílicos
	1651	Alongamento C=O; Alongamento C=C	Amida I; alquenos
	1542	Deformação N-H; Alongamento C=N	Proteínas (amida II)
	1510	Alongamento C=C aromático	Lignina
	1420	Deformação C-H	Grupos metileno e metil
	1154	Alongamento C-O	Polissacarídeos
	1034	Alongamento Si-O	Quartzo, argilominerais
	776	Deformação O-H	Água
	691	Deformação O-H out-of-plane	Água
	520	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
	448	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
Perfil 3 – Floresta Ombrófila densa alterada	3855	Alongamento O-H	Água ou grupos OH minerais
	3749	Alongamento O-H	Grupos OH livres
	3614	Alongamento O-H	Caulinita
	3589	Alongamento O-H	Água adsorvida

	3525	Alongamento O-H	Água de hidratação
	3445	Alongamento O-H	Água, grupos OH
	1740	Alongamento C=O	Ésteres
	1699	Alongamento C=O	Ácidos carboxílicos
	1684	Alongamento C=O	Carbonilas conjugadas
	1651	Alongamento C=O; Alongamento C=C	Amida I; alquenos
	1557	Deformação N-H; Alongamento C=N	Proteínas (amida II)
	1521	Alongamento C=C aromático	Lignina
	1457	Deformação C-H	Grupos metileno e metil
	1161	Alongamento C-O	Polissacarídeos
	1078	Alongamento C-O	Polissacarídeos, C-O-C
	1032	Alongamento Si-O	Quartzo, argilominerais
	776	Deformação O-H	Água
	691	Deformação O-H out-of-plane	Água
	519	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
	448	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
Perfil 4 – Floresta Ombrófila densa alterada	3840	Alongamento O-H	Água ou grupos OH minerais
	3736	Alongamento O-H	Grupos OH livres
	3629	Alongamento O-H	Caulinita
	1699	Alongamento C=O	Ácidos carboxílicos
	1620	Deformação N-H; Alongamento C=C	Amidas; lignina, alquenos
	1521	Alongamento C=C aromático	Lignina
	1161	Alongamento C-O	Polissacarídeos
	1039	Alongamento Si-O	Quartzo, argilominerais
	776	Deformação O-H	Água
	692	Deformação O-H out-of-plane	Água
	517	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
	447	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
Perfil 5 – Campinarana Arbórea	3749	Alongamento O-H	Grupos OH livres
	3675	Alongamento O-H	Caulinita
	3623	Alongamento O-H	Caulinita
	3567	Alongamento O-H	Água de hidratação
	1773	Alongamento C=O	Ésteres, lactonas
	1748	Alongamento C=O	Ésteres
	1684	Alongamento C=O	Carbonilas conjugadas
	1651	Alongamento C=O; Alongamento C=C	Amida I; alquenos
	1542	Deformação N-H; Alongamento C=N	Proteínas (amida II)
	1509	Alongamento C=C aromático	Lignina
	1420	Deformação C-H	Grupos metileno e metil
	1163	Alongamento C-O	Polissacarídeos
	1071	Alongamento C-O	Polissacarídeos, C-O-C
	1057	Alongamento Si-O	Quartzo, argilominerais
	790	Deformação O-H	Água
	777	Deformação O-H	Água
	692	Deformação O-H out-of-plane	Água
	517	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
	453	Deformação Si-O-Si	Argilominerais

Perfil 6 – Campinarana Arbórea	3735	Alongamento O-H	Grupos OH livres
	3650	Alongamento O-H	Caulinita
	3445	Alongamento O-H	Água, grupos OH
	1699	Alongamento C=O	Ácidos carboxílicos
	1542	Deformação N-H; Alongamento C=N	Proteínas (amida II)
	1513	Alongamento C=C aromático	Lignina
	1161	Alongamento C-O	Polissacarídeos
	1038	Alongamento Si-O	Quartzo, argilominerais
	776	Deformação O-H	Água
	691	Deformação O-H out-of-plane	Água
	519	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
	448	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
Perfil 7 – Campinarana Arbórea	3868	Alongamento O-H	Água ou grupos OH minerais
	3840	Alongamento O-H	Água ou grupos OH minerais
	3736	Alongamento O-H	Grupos OH livres
	3649	Alongamento O-H	Caulinita
	3614	Alongamento O-H	Caulinita
	3567	Alongamento O-H	Água de hidratação
	1747	Alongamento C=O	Ésteres
	1699	Alongamento C=O	Ácidos carboxílicos
	1684	Alongamento C=O	Carbonilas conjugadas
	1509	Alongamento C=C aromático	Lignina
	1154	Alongamento C-O	Polissacarídeos
	1072	Alongamento C-O	Polissacarídeos, C-O-C
	1037	Alongamento Si-O	Quartzo, argilominerais
	776	Deformação O-H	Água
	692	Deformação O-H out-of-plane	Água
	517	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
	450	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
Perfil 8 – Campinarana Arbórea	3749	Alongamento O-H	Grupos OH livres
	3649	Alongamento O-H	Caulinita
	3567	Alongamento O-H	Água de hidratação
	3395	Alongamento O-H	Água, grupos OH
	2930	Alongamento C-H	Grupos metil e metileno
	1989	-C≡C- ou -C≡N	Compostos orgânicos minoritários
	1741	Alongamento C=O	Ésteres
	1709	Alongamento C=O	Ácidos carboxílicos
	1620	Deformação N-H; Alongamento C=C	Amidas; lignina, alquenos
	1550	Deformação N-H; Alongamento C=N	Proteínas (amida II)
	1509	Alongamento C=C aromático	Lignina
	1154	Alongamento C-O	Polissacarídeos
	1044	Alongamento Si-O	Quartzo, argilominerais
	776	Deformação O-H	Água
	692	Deformação O-H out-of-plane	Água
	517	Deformação Si-O-Si	Argilominerais
	450	Deformação Si-O-Si	Argilominerais

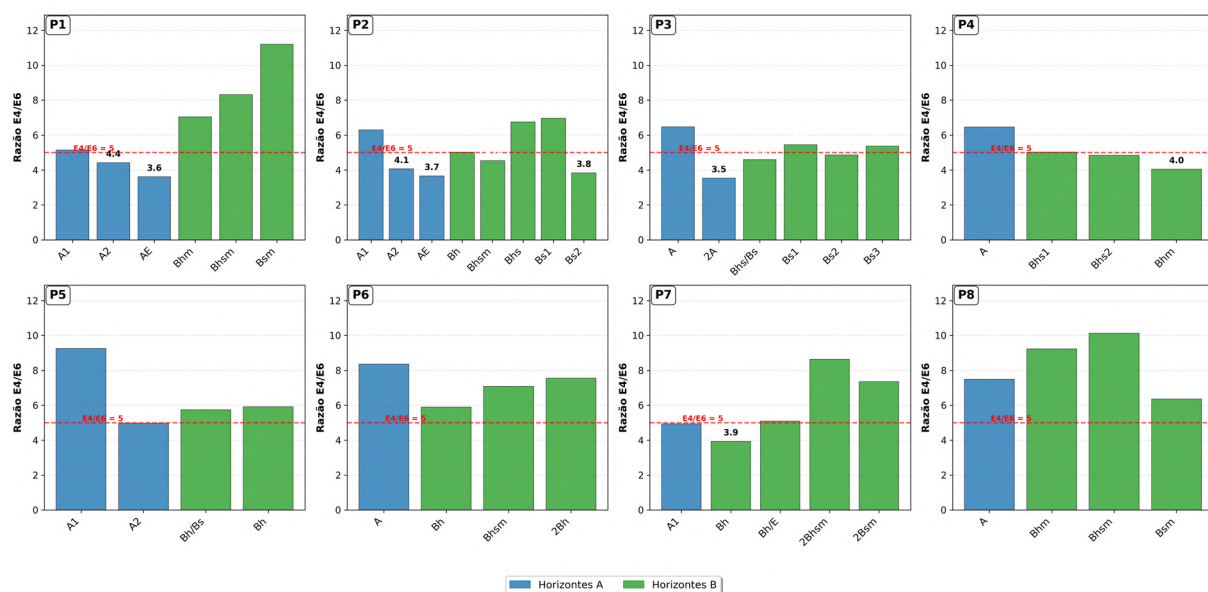
Abreviaturas: O-H (hidroxila), C=O (carbonila), C-O (carboidratos e álcoois), C-H (vibração de hidrocarbonetos), N-H (amidas e grupos aminados), Si-O (silicatos), C=C (ligações duplas aromáticas ou alquênicas). Picos na região de $\sim 3600\text{--}3700\text{ cm}^{-1}$ são típicos de argilominerais como caulinita; picos de $\sim 1700\text{ cm}^{-1}$ indicam grupos carboxílicos ou carbonílicos; picos de $\sim 1500\text{--}1600\text{ cm}^{-1}$ podem estar associados a lignina ou proteínas.

APÊNDICE 3



Classes texturais dos perfis de Espodossolos em função do material de origem. A) Triângulo textural dos perfis derivados de sedimentos das Coberturas Cenozoicas; B) Triângulo textural dos perfis derivados da Formação Alter do Chão; C) Triângulo textural dos perfis derivados de sedimentos do Grupo Uatumã; D) Triângulo textural dos perfis derivados do Grupo Trombetas.

APÊNDICE 4



Razão E4/E6 como indicador do grau de humificação da matéria orgânica de Espodosolos, na Amazônia Central.