

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
FACULDADE DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

**GÊNESE DE SOLOS EM TOPOSSEQUÊNCIAS NO SUDOESTE DE MATO
GROSSO - BRASIL**

**Ana Paula Barbosa Lima
(Tese de Doutorado)**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
FACULDADE DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

**GÊNESE DE SOLOS EM TOPOSSEQUÊNCIAS NO SUDOESTE DE MATO
GROSSO - BRASIL**

ANA PAULA BARBOSA LIMA
Engenheira-Agrônoma (UNEMAT)

Tese apresentada como um dos
requisitos à obtenção do Grau de
Doutora em Ciência do Solo

Porto Alegre (RS) Brasil
Março de 2020

CIP - Catalogação na Publicação

Lima, Ana Paula Barbosa
Gênese de solos em topossequências no sudoeste do
Mato Grosso - Brasil / Ana Paula Barbosa Lima. --
2020.
149 f.
Orientador: Paulo César do Nascimento.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Faculdade de Agronomia, Programa de
Pós-Graduação em Ciência do Solo, Porto Alegre, BR-RS,
2020.

1. Fatores de formação do solo. 2. Intemperismo. 3.
Ferralitização. 4. Dessilicação. 5. Argiluviação. I.
Nascimento, Paulo César do, orient. II. Título.

ANA PAULA BARBOSA LIMA
Engenheira Agrônoma - UNEMAT
Especialista em Docência do Ensino Superior (FIAVEC)
Mestre em Agricultura Tropical - UFMT

TESE

Submetida como parte dos requisitos
para obtenção do Grau de

DOCTORA EM CIÊNCIA DO SOLO

Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo
Faculdade de Agronomia
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Porto Alegre (RS), Brasil

Aprovado em: 03/03/2020
Pela Banca Examinadora

Homologado em: 23/09/2020
Por

PAULO CESAR DO NASCIMENTO
Orientador-PPG Ciência do Solo



ALBERTO VASCONCELLOS INDA JUNIOR
Coordenador do
Programa de Pós-Graduação em
Ciência do Solo



ALBERTO VASCONCELLOS INDA JUNIOR
PPG Ciência do Solo
UFRGS

EDUARDO GUIMARÃES COUTO
UFMT

JESSÉ RODRIGO FINK
Instituto Federal do Paraná



CARLOS ALBERTO BISSANI
Diretor da Faculdade
de Agronomia

*" Quantas são as tuas obras, ó Jeová!
Fizeste todas elas em sabedoria.
A terra está cheia dos teus trabalhos."
Salmo 104:24*

Dedico a Heloísa e Harthur.

Por eles e para eles!

AGRADECIMENTOS

A Jeová Deus, o Criador dos solos, pela dádiva da vida e por me permitir estudar essa Sua importante criação, me dando força e sabedoria pra isso.

Aos meus filhos, Heloísa e Harthur, por estarem sempre ao meu lado me motivando a me superar. São meus presentes de Jeová e os melhores companheiros que eu tenho! Aos meus pais, especialmente ao meu pai, Cicero, por tanto apoio e por tantas idas e vindas a Porto Alegre, pra me visitar ou pra cuidar das minhas crias. Aos meus irmãos, José Paulo, Ana Maria e Josimar, por tanto apoio e cuidado sempre que precisei. Minha eterna gratidão!

Ao meu orientador, Paulo César do Nascimento, por tantas horas de dedicação a esse projeto. Por abraçar a minha ideia, por me permitir trabalhar com o que eu queria, pelas idas ao campo no MT, pelas análises, pela amizade – muito obrigada! Eu fiz uma boa escolha de orientador e tive um ótimo parceiro de campo!

Aos professores do PPGCS da UFRGS, especialmente aos professores Gustavo Tornquist e Alberto Vasconcelos Inda, pelas contribuições e apoio à execução do projeto, e aos demais que proporcionaram o meu crescimento acadêmico. Aos professores Eduardo Guimarães Couto (UFMT) e Jessé Rodrigo Fink (IFPR) pelas contribuições como membros da banca. Aos servidores do Departamento de Solos e Geociências, que contribuíram nos processos necessários para a conclusão deste trabalho e do curso.

Ao reitor da UFLA que proporcionou a minha estadia na instituição para a realização das análises micromorfológicas. Super agradecimento ao professor Yuri Lopes Zinn pela acolhida e pela sua doação na realização dessas análises. Muita gratidão!

Aos colegas e amigos que fiz neste Programa, pela ajuda, parceria e alegria que me proporcionaram. Especialmente às oncinhas: Adriana, Andressa, Júlia e Juscilaine, pessoas maravilhosas que estão no meu coração.

Ao Departamento de Solos, em nome da Faculdade de Agronomia e da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela estrutura e recursos que possibilitaram o desenvolvimento deste trabalho e da realização do curso.

À Capes e ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos.

GÊNESE DE SOLOS EM TOPOSSEQUÊNCIAS NO SUDOESTE DE MATO GROSSO- BRASIL¹

Autora: Ana Paula Barbosa Lima

Orientador: Prof. Paulo César do Nascimento

RESUMO

Os solos são resultado da interação dos fatores clima, organismos, relevo, material de origem e tempo e, a partir destes, os processos são mais ou menos favorecidos, contribuindo para a formação de solos mais ou menos desenvolvidos. As topossequências são formações geomorfológicas que permitem a observação dessas interações e os solos distintos resultantes dos diferentes processos. O objetivo desse trabalho foi caracterizar e classificar solos em duas topossequências no sudoeste do Mato Grosso e identificar os processos dominantes na sua formação. A área de estudo está localizada em Tangará da Serra, cidade que fica entre duas topossequências conhecidas como Serra dos Parecis (T1), formada de arenito e coberturas lateríticas, e Serra Tapirapuã (T2), formada de basalto e sedimentos no sopé. Foram abertas trincheiras em três pontos (P1-P3) da T1 e quatro pontos (P4-P7) da T2 para coleta de amostras deformadas e indeformadas para análises, sendo que a altitude do primeiro ao último ponto variou entre 680 e 248 metros. Em campo, analisou-se a morfologia do solo (textura, estrutura, cor, espessura de horizontes). Em laboratório procedeu-se às análises química (bases trocáveis, P, C, N, CTC, pH, composição total por FRX, ataque sulfúrico, dissoluções seletivas por DCB e oxalato ácido de amônio), física (granulometria, fracionamento da areia e argila, densidade, umidade residual), mineralógica (difração de raio-X) e micromorfológica (observação de seção fina em microscópio petrográfico). Amostras de rocha de três perfis também foram analisadas por FRX e DRX para comparação de perdas e ganhos com o solo residual (balanço de massa) nos perfis 1, 5 e 6. Os solos estudados pertencem às classes: Latossolo (P1-LVw; P4-LVe; P5-LVwf), Argissolo (P3-PVAvd), Luvisolo (P6-TCo), Cambissolo (P7-CXbd) e Neossolo (P2-RQo). Os solos menos desenvolvidos, Neossolo e Cambissolo, são arenosos, característica herdada do material de origem sedimentar. O Luvisolo apresenta grau de desenvolvimento intermediário, com vestígios de material de origem no perfil, textura argilosa e menores índices de intemperismo. Os demais se mostraram bem intemperizados e desenvolvidos, com matriz argilosa. Não houve identificação de minerais primários ou 2:1 por DRX, reforçando a intensidade de processos intempéricos na formação dos solos. O balanço de massa indicou perda expressiva de Si com concentração de Fe e Al nos perfis. A análise de diâmetro de argilas permitiu a observação do processo de lessivagem no Argissolo e Luvisolo, processo que também foi observado na análise micromorfológica nestes dois solos e no Cambissolo. Os processos predominantes na formação dos solos são a dessilicação, ferralitização e lessivagem.

Palavras-chave: fatores de formação, intemperismo, ferralitização, dessilicação, argiluviação.

¹ Tese de Doutorado em Ciência do Solo. Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. (151 p.) Março, 2020.

SOIL GENESIS IN TOPOSEQUENCES IN SOUTHWEST MATO GROSSO - BRAZIL²

Author: Ana Paula Barbosa Lima

Adviser: Prof. Paulo César do Nascimento

ABSTRACT

Soils are the result of the interaction of formation factors: climate, organisms, relief, parent material and time. Depending on the performance of these factors, processes are more or less favored, contributing to the formation of more or less developed soils. Toposequences are geomorphological formations that allow these interactions observation and the different soils resulting from these processes. The objective of this work was to characterize and classify soils in two toposequences in southwestern Mato Grosso - Brazil and to identify the dominant processes in their formation. The study area is located in Tangará da Serra, city located between two toposequences known as Serra dos Parecis (T1) and Serra Tapirapuã (T2). T1 is formed from sandstone and lateritic ferruginous sediments and T2 is formed from basalt with sedimentary material in the lower slope position. Trenches were opened at three points (P1-P3) from T1 and four points (P4-P7) from T2 to collect disturbed and undisturbed samples for analysis, and the altitude from the first to the last point ranged from 680 to 248 meters. In the field, the soil morphology (texture, structure, color, thickness of horizons) was analyzed. Chemistry (exchangeable bases, P, C, N, CEC, pH, total composition by FRX, sulfuric attack, selective dissolution by DCB and ammonium oxalate), physical (granulometry, sand and clay fractionation, density, residual moisture), mineralogical (X-ray diffraction) and micromorphological (thin section observation under petrographic microscope). Rock samples from three profiles were also analyzed by FRX and DRX to compare residual soil losses and gains (mass balance) in profiles 1, 5 and 6. The soils studied belong to the following classes: Ferrasol (P1-LVw; P4 -LVe; P5-LVwf), Alisol (P3-PVAvd), Luvisol (P6-TCo), Cambisol (P7-CXbd) and Arenosol (P2-RQo). Less developed soils such as Arenosol and Cambisol are sandier, inherited from sedimentary material. Luvisol presents intermediate degree of development, with traces of material of origin in the profile, clay texture and lower weathering indices. The others were well weathered and developed, with clay matrix. There was no identification primary or 2:1 minerals by XRD, reinforcing weathering processes intensity in soil formation. The mass balance indicated significant loss of Si with Fe and Al concentration in the profiles. The clay diameter analysis allowed lessivage process observation in Alisol and Luvisol, process also observed in the micromorphological analysis in these two soils and in Cambisol. The soil formation predominant processes are desilication, ferralitization and lessivage.

Keywords: formation factor, weathering, ferralitization, desilication, argiluviation.

²Doctoral thesis in Soil Science. Graduate Program in Soil Science, Faculty of Agronomy, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. (151p.) March, 2020.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	1
2. REFERENCIAL TEÓRICO	3
2.1. Geologia, geomorfologia e pedologia da área de estudo	3
2.1.1. Geologia	3
2.1.2. Geomorfologia	6
2.1.3. Pedologia	12
2.2. Principais processos envolvidos na formação dos solos do MT	14
2.3. Levantamento de solos em topossequências	24
3. HIPÓTESES	27
4. OBJETIVOS	28
4.1. Objetivo Geral	28
4.2. Objetivos Específicos	28
5. MATERIAL E MÉTODOS	29
5.1. Caracterização da área de estudo e amostragem	29
5.2. Análises laboratoriais	32
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	40
6.1. Caracterização morfológica dos solos	40
6.2. Características físicas e sedimentológicas	47
6.3. Características químicas e balanço de massa (geoquímico)	57
6.4. Características mineralógicas	78
6.5. Características micromorfológicas	93
6.6. Classificação dos solos	110
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	113
8. REFERÊNCIAS	114
9. APÊNDICES	122
Apêndice 1. Descrição geral dos solos estudados	122
Apêndice 2. Descrição micromorfológica simples de solos em topossequência 1.	131
Apêndice 3. Descrição micromorfológica simples de solos em topossequência 2.	132
10. RESUMO BIOGRÁFICO	133

RELAÇÃO DE TABELAS

Tabela 1. Série de Goldich (1938) com ordem de estabilidade dos minerais sob ação de agentes de intemperismo químico.....	15
Tabela 2. Ocorrência esquemática de gibbsita [Al(OH ₃)] e caulinita em solos fortemente intemperizados com várias condições de drenagem.....	17
Tabela 3. Descrição morfológica de solos da topossequência 1.....	41
Tabela 4. Descrição morfológica de solos da topossequência 2.....	42
Tabela 5. Características físicas de solos da topossequência 1.....	49
Tabela 6. Características físicas de solos da topossequência 2.....	50
Tabela 7. Comparação dos dados de argila fina (AF), argila total (AT), relação AF/AT, área superficial específica (ASE) de solos nas topossequências 1 e 2 (T1 e T2). Tangará da Serra-MT.....	53
Tabela 8. Parâmetros granulométricos da areia de solos da topossequência 1.....	55
Tabela 9. Parâmetros granulométricos da areia de solos da topossequência 2.....	56
Tabela 10. Características químicas de solos da topossequência 1....	60
Tabela 11. Características químicas de solos da topossequência 2....	61
Tabela 12. Composição química da topossequência 1.....	64
Tabela 13. Composição química da topossequência 2.....	65
Tabela 14. Composição química da topossequência 1 (FRX).....	69
Tabela 15. Composição química da topossequência 2 (FRX).....	70
Tabela 16. Índices de intemperismo de solos da topossequência 1 e de rocha detrito-laterítica.....	71
Tabela 17. Índices de intemperismo de solos da topossequência 2 e de rocha basalto.....	72
Tabela 18. Composição química de rocha detrito-laterítica da topossequência 1 (R1) e basalto (R2) da topossequência 2 (FRX).....	73

Tabela 19. Fator de enriquecimento de elementos em relação ao material de origem: topossequência 1.....	77
Tabela 20. Fator de enriquecimento de elementos em relação ao material de origem: topossequência 2.....	77
Tabela 21. Suscetibilidade magnética (SM) e suscetibilidade magnética frequência-dependente (SMfd) de terra fina seca ao ar (TFSA) e fração argila de solos em duas topossequências (T1 e T2)..	92

RELAÇÃO DE FIGURAS

Figura 1. Mapa geológico de Tangará da Serra, com detalhe da região de estudo.....	4
Figura 2. Mapa geológico da Bacia dos Parecis.....	4
Figura 3. Unidades morfo-esculturais do Brasil.....	8
Figura 4. Mapa geomorfológico do estado de Mato Grosso com detalhe mostrando as unidades morfológicas correspondentes à área de estudo.....	10
Figura 5. Aerofotografia da articulação entre Planalto dos Parecis e de Tapirapuã com a Depressão do Alto Paraguai.....	11
Figura 6. Mapa de solos de Tangará da Serra, com detalhe evidenciando as principais classes de solo ocorrentes na área em estudo.....	14
Figura 7. Representação esquemática dos processos de lessivagem, ferralitização e dessilicação na formação de horizontes do solo.....	19
Figura 8. Composição mineralógica de amostras de efluentes	20
Figura 9. Localização geográfica e litologia da área de estudo.....	30
Figura 10. Imagem das áreas de estudo: Serra dos Parecis (a) e Serra Tapirapuã (b).....	31
Figura 11. Perfil 1- LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico.....	43
Figura 12. Perfil 2 – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico....	44
Figura 13. Perfil 3 – ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abrupto.....	44
Figura 14. Perfil 4 – LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico.....	45
Figura 15. Perfil 5 – LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico.....	45
Figura 16. Perfil 6 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico.....	46
Figura 17. Perfil 7 – CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico.....	46

Figura 18. Relação entre argila fina/argila total e área superficial específica (ASE) dos solos das topossequências 1 e 2 (T1 e T2).....	52
Figura 19. Curvas de frequência acumulada (%) da distribuição de partículas da fração areia em solos das topossequências 1 e 2 (T1 e T2).....	58
Figura 20. Frequência (%) da distribuição de partículas da fração areia em solos das topossequências 1 e 2 (T1 e T2).....	59
Figura 21. Proporção de elementos totais na forma de óxidos presentes no solo em comparação com a rocha tida como seu material de origem.....	75
Figura 22. Difração de raio-x da fração TFSA de solos da topossequência 1.	80
Figura 23. Difração de raio-X da fração argila em pó de solos da topossequência 1.....	81
Figura 24. Difração de raio-X de rocha detrito-laterítica tida como material de origem de Latossolo Vermelho ácrico no topo da serra dos Parecis, Tangará da Serra-MT.....	82
Figura 25. Difração de raio-X da fração TFSA de solos da topossequência 2.	84
Figura 26. Difração de raio-X da fração argila em pó de solos da topossequência 2.....	85
Figura 27. Difração de raio-X de basalto tido como material de origem de Latossolo Vermelho distróférico e Luvisolo Crômico órtico no topo e encosta da serra Tapirapuã, Tangará da Serra-MT....	86
Figura 28. Difração de raio-X das frações areia e silte de solos da topossequência 1.....	87
Figura 29. Difração de raio-X das frações areia e silte de solos da topossequência 2.....	88
Figura 30. Difração de raio-X da fração argila desferrificada de solos das topossequências 1 e 2 (T1 e T2).....	90

Figura 31. Relação entre hematita e goethita nos solos das topossequências 1 e 2 (T1 e T2).....	90
Figura 32. Difração de raio-X dos óxidos de ferro de solos das topossequências 1 e 2 (T1 e T2).....	91
Figura 33. Microfotografias de rocha detrito-laterítica e LVw.....	95
Figura 34. Microfotografia de rocha detrito-laterítica.....	96
Figura 35. Microfotografias de RQo.....	97
Figura 36. Microfotografias de PVAvd.....	98
Figura 37. Feições de argiluviação em superfície de quartzo (a, b, e, f) e em poros (c, d, e, f, g, h) em PVAvd.....	99
Figura 38. Fotomicrografias de LVe.....	102
Figura 39. Microfotografia em luz refletida (a) e transmitida (b) de nódulo ferri-magnético de LVe em processo de dissolução (seta), provavelmente para goethita.....	103
Figura 40. Microfotografia de LVwf.....	104
Figura 41. Microfotografia de basalto.....	105
Figura 42. Microfotografias de TCo.....	107
Figura 43. Microfotografias em luz refletida (a) e transmitida (b) de nódulo ferruginoso em TCo com material magnético no seu interior (brilho metálico).	108
Figura 44. Microfotografias de CXbd.....	109
Figura 45. Microfotografias de CXbd.....	110

RELAÇÃO DE ABREVIATURAS

- ADA – argila dispersa em água
- Ald – alumínio extraído por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio
- Alo – alumínio extraído por oxalato de amônio
- Als – alumínio extraído por ataque sulfúrico
- ASE – área superficial específica
- CIA – chemical index of alteration
- CIW – chemical index of weathering
- CTC – capacidade de troca de cátions
- DCB – ditionito-citrato-bicarbonato de sódio
- EAA – espectrômetro de absorção atômica
- FAO – Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura
- Fed – ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio
- Feo – ferro extraído por oxalato de amônio
- Fes – ferro extraído por ataque sulfúrico
- GF – grau de floculação
- hor - horizonte
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- ID – índice de dessilicação
- MIA – mineralogical index of alteration
- SM – suscetibilidade magnética
- SMfd – suscetibilidade magnética frequência dependente
- SMhf – suscetibilidade magnética alta frequência
- SMlf – suscetibilidade magnética baixa frequência
- TFSA – terra fina seca ao ar
- UR – umidade relativa
- VU – valor de uniformidade
- PVAvd- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (Ta) Distrófico
- LVw – LATOSSOLO VERMELHO Ácrico
- RQo – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico
- LVe – LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico
- LVwf – LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico
- TCo – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico

CXbd – CAMBISSOLO HÁPLICO (Tb) Distrófico

1. INTRODUÇÃO

O estudo das características dos solos é fundamental e indispensável às recomendações de uso do ambiente. Além do estudo do solo propriamente dito, as relações dele com relevo, rocha parental e clima, dão melhor ideia dos processos que levaram à sua formação e justificam características presentes no solo.

Os solos são formados a partir da interação desses fatores: material de origem, relevo, clima e organismos atuando ou interagindo ao longo do tempo geológico (Jenny, 1941). O resultado disso é o solo como visto no momento da observação. Entretanto, por se tratar de um corpo dinâmico, o solo continua sob a ação desses fatores e está em constante evolução. Por isso os solos adquiriram diferentes características ao longo das eras geológicas, conforme os grandes fenômenos climáticos que as marcaram.

Aliado aos fatores de formação, os processos de formação dos solos contribuem para as diferentes características presentes em cada solo. Ou seja, os fatores contribuem para que processos ocorram em diferentes intensidades e resultem em solos com características distintas. Isso é facilmente observado ao se comparar solos com material de origem similar, mas em regiões de climas diferentes – o solo resultante apresentará características distintas. Da mesma forma, solos diferentes são produzidos em áreas com o mesmo clima e até com mesmo material de origem, mas em posições diferentes da paisagem – o que acontece em topossequências.

Por se tratar de características expressas em pontos muito específicos da paisagem, a ocorrência de ambientes diferentes em uma mesma região fisiográfica tende a ficar oculta nos mapas descritivos desses ambientes. Isso se dá, principalmente, pelo fato de que a maioria desses

mapas é confeccionada em escala pequena, o que não contribui para o detalhamento.

O Brasil tem como produto principal de mapeamento de solos, geomorfologia e geologia os mapas do Radambrasil, projeto desenvolvido pelo IBGE nas décadas de 70 e 80 do século XX. O nível de detalhe dos produtos é baixo, sendo que os documentos apresentam mapas de, no máximo, escala 1:250.000. Por isso, muitas informações que ocorrem no ambiente não são apresentadas. Menos de 6% do território nacional foi contemplado com levantamentos de alta intensidade, semidetalhado ou detalhado, com escalas entre 1:100.000 a 1:25.000 (Santos et al., 2013). Mesmo assim, esses produtos, com escala pequena, são uma das principais referências ao estudo dos ambientes, tanto para quem estuda especificamente os solos, como para quem estuda relevo e geologia.

O estado de Mato Grosso, situado na região central do Brasil, destaca-se no cenário nacional pelas altas produções agrícolas, provenientes do uso intensivo do solo. As regiões agrícolas são caracterizadas pelos relevos planos de chapada e planalto que predominam na região, o que favorece muito o uso de máquinas agrícolas. Entretanto, o contato entre as diferentes estruturas de relevo se dá pela ocorrência de regiões de serras e escarpas, com declividade considerável. Essas regiões são chamadas neste trabalho de topossequência.

Justamente nessas regiões, por influência dos fatores acima citados, ocorrem diferenciações nos solos formados. Mas por se tratar de formação que apresenta as características de solos localizados ao seu redor, tanto acima quanto abaixo, são áreas importantes quando se trata do estudo dos fatores de formação desses solos. Exemplo disso ocorre na região de Tangará da Serra, município cercado de áreas em topossequências. Duas se destacam, as chamadas Serra dos Parecis e Serra Tapirapuã, onde se observa diferentes materiais parentais em cotas diferentes do relevo contribuindo para formação de distintos solos na região. Por essa diferenciação no material de origem, essas formações podem ser consideradas como topolitossequências.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1. Geologia, geomorfologia e pedologia da área de estudo

Para esta revisão utilizou-se dados coletados no projeto Radambrasil (Brasil, 1982) e na apresentação de memórias técnicas e mapas do Zoneamento Socioeconômico-Ecológico do Estado de Mato Grosso (Mato Grosso, 2001). As convenções utilizadas para nomear as formações foram extraídas do mapa geológico, geomorfológico e pedológico do IBGE (2009 a, b, c). Os mapas em recorte do município de Tangará da Serra foram extraídos do banco de dados de informações ambientais, o BDIA, também do IBGE, consultando-se os temas geologia, geomorfologia e pedologia (<https://bdiaweb.ibge.gov.br>).

2.1.1. Geologia

O estado de Mato Grosso possui uma ampla diversidade geológica, tanto de origem sedimentar quanto magmática. O município de Tangará da Serra está localizado entre áreas geologicamente distintas (Figura 1). Para fins didáticos, Miranda (2016) divide o estado de Mato Grosso em sete estruturas geológicas, sendo que o município de Tangará da Serra está sobre a estrutura sedimentar Parecis ou Bacia dos Parecis, em contato com a estrutura magmática, Paraguai, exatamente na região de contato entre essas duas estruturas.

A Bacia dos Parecis é uma das maiores bacias intracratônicas do Brasil. Ocupa uma extensa área nos estados de Mato Grosso e Rondônia, sendo formada por sedimentos de diferentes períodos geológicos. Resumindo os eventos que levaram a formação dessa Bacia, Bahia et al. (2007) apresentam o embasamento cristalino da região originado de derrames

basálticos no Mesozoico. Logo após esse evento, em tempo muito próximo, houve a cobertura por arenitos eólicos da Formação Rio Ávila. E no Cretáceo ocorreu a deposição do Grupo Parecis em ambientes fluvial e eólico, composto por conglomerados e arenitos. Após essa grande deposição, poucas mudanças ocorreram no desenvolvimento desta Bacia, a não ser pelo desenvolvimento de crosta laterítica no Cenozoico, formando as coberturas mais recentes (Figura 2).

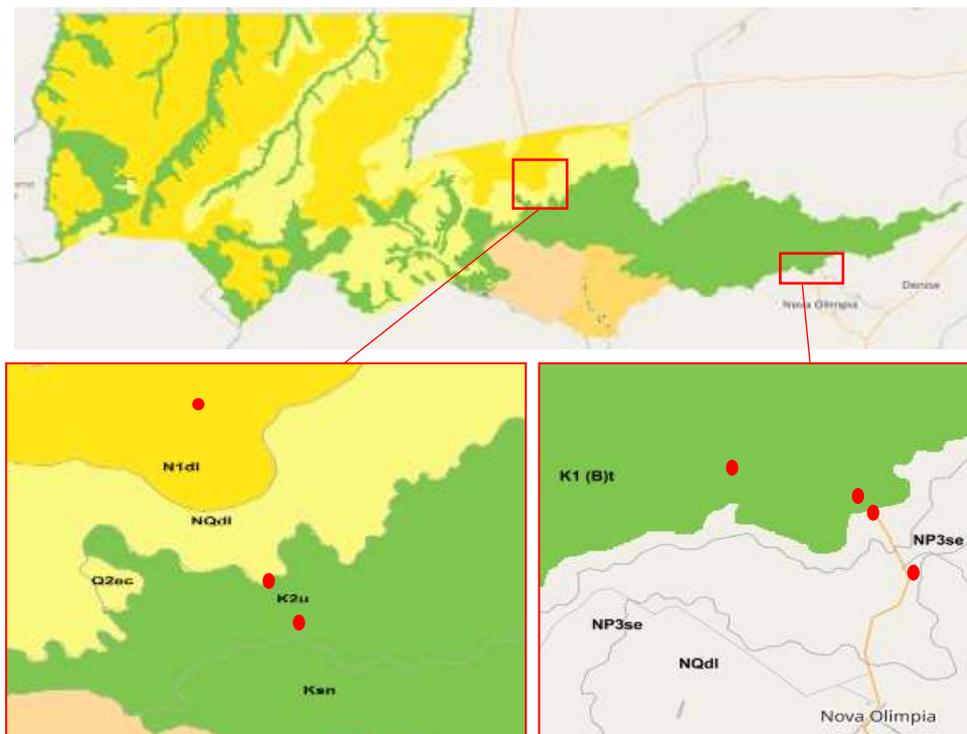


Figura 1. Mapa geológico de Tangará da Serra, com detalhe da região de estudo. N1dl = Cobertura detrito-laterítica neogênica; NQdl = Cobertura detrito-laterítica neo-pleistocênica; K2u = Utiariti; Ksn = Salto das Nuvens; K1 (B)t = Tapirapuã; NP3se = Sepotuba. (IBGE, 2020)

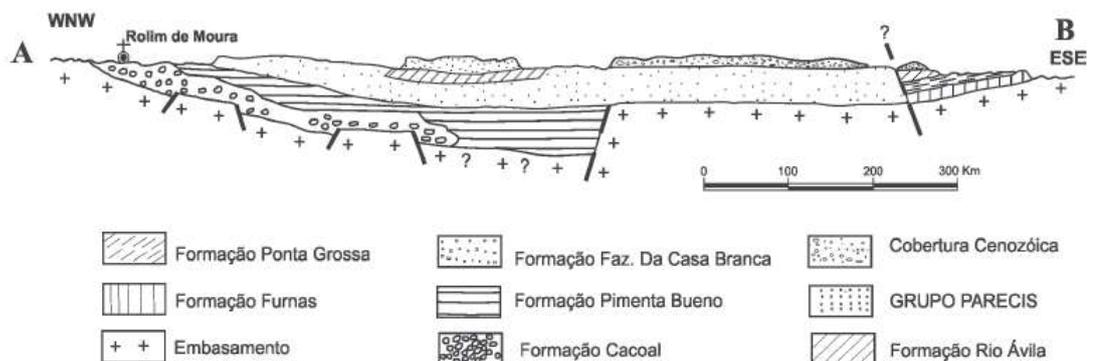


Figura 2. Mapa geológico da Bacia dos Parecis (Bahia et al., 2006).

Podem-se encontrar essas formações ao norte do município de Tangará da Serra, tanto as coberturas detrítico-lateríticas quanto as formações do Grupo Parecis. Na chapada dos Parecis e em direção ao município de Campo Novo do Parecis, observam-se formações recentes na forma de coberturas cenozoicas (N1dl) depositadas entre 23 e 33 Ma. Trata-se de coberturas ferruginosas, originadas em superfícies de pediplanação pela combinação de altas temperaturas e alternância entre estação seca e chuvosa que concentra os óxidos de ferro em concreções. A Chapada dos Parecis abriga a deposição mais alta e espessa desses materiais, em cotas altimétricas que variam de 500 a 750 m. São materiais predominantemente argilosos de coloração vermelha, sendo possível visualizar blocos mais arenosos e esbranquiçados pelo contato com formações areníticas.

A seguir, o Grupo Parecis é subdividido nas formações Salto das Nuvens (K2sn) e Utiariti (K2u). As formações K2u e K2sn também são consideradas recentes, da era mesozoica, com idade estimada entre 65 e 99 milhões de anos (Ma). São predominantemente arenosas, por terem como material de origem arenitos, apesar de facilmente se encontrar pacotes argilosos e fragmentos de basalto alterado devido ao contato com a formação Tapirapuã. A formação K2sn, principalmente, apresenta grande quantidade de fragmentos rochosos de origem diferente dos arenitos tidos como material de origem. Possui granulometria fina a conglomerática, compostos por quartzo e feldspato alterado (arcóseo), ilmenita e magnetita (minerais pesados) e minerais de baixa estabilidade (epidoto, hornblenda) (Mato Grosso, 2001). A espessura dos depósitos sedimentares pode chegar aos 210 m na formação K2u e 330 m na formação K2sn. Apesar de diferentes descrições dadas a essa área, é consenso entre a maioria dos pesquisadores deste grupo que ele repousa sobre basalto da formação Tapirapuã, sendo, portanto, uma formação mais jovem (Brasil, 1982).

Ao sul do município as formações dominantes são de rochas ígneas. A cidade de Tangará da Serra, até a serra Tapirapuã, está situada sobre a formação Tapirapuã (J1βt), de formação mais antiga, no mesozoico jurássico, entre 175 a 199 Ma. Tal formação, caracterizada como um grande derrame basáltico originou-se do que se acredita ser o último grande evento vulcânico ocorrido na região. Tal conclusão é apoiada pela formação K2sn, a primeira na

coluna estratigráfica, estar depositada sobre esses basaltos. A extensão desta formação é estimada em 115 km com largura entre 10 e 20 km, com espessura que pode chegar a 310 m (Almeida, 1964; Vieira, 1965). A serra Tapirapuã é uma formação rochosa resultante desse derrame, sendo que a espessura da rocha estimada nessa área é de 55 m, conforme estudos conduzidos por Barros et al. (2006). O mesmo estudo apresenta composição básica para o basalto constituinte, com teores de Si entre 49,5% e 50,7%. Macroscopicamente são rochas escuras com estrutura amigdaloidal no topo, constituídas principalmente por minerais máficos e plagioclásio.

Ao sopé da serra Tapirapuã ocorre a formação Sepotuba (Np3se), sendo a formação mais antiga com idade estimada entre 542-630 Ma. Em sua constituição litológica predominam folhelhos e siltitos micáceos, finamente laminados, com intercalações de arenitos finos e camadas delgadas de calcário. E por fim, em direção ao município de Nova Olímpia, encontra-se a formação Pantanal, também de coberturas cenozoicas recentes, do quaternário com 0,01 a 1,8 Ma. Os depósitos são areno-argilosos ou silto-argilosos, de granulometria fina a muito fina com espessura de até 70 m (Figueiredo e Olivatti, 1974).

Os dados e mapas resultantes dos principais estudos de levantamento geológico, geomorfológico e pedológico diferem um pouco entre si, apesar de, na maioria das vezes, serem concordantes. O quadro 1 apresenta uma síntese dos principais resultados para a área em estudo a partir de três referências principais: o relatório do Radambrasil (Brasil, 1982), do Zoneamento Sócio-Econômico e Ecológico (Mato Grosso, 2001) e do IBGE (2009a) que atualiza alguns dados do Radambrasil.

2.1.2. Geomorfologia

O estudo da Geomorfologia de um ambiente compreende, principalmente, o estudo dos processos atuantes no relevo para sua evolução ao longo do tempo geológico, resultando nas formações atuais (Florenzano, 2008; Christofolletti, 1980). Para sistematizar tal estudo, Ross (1992) propõe o estudo geomorfológico pela compartimentação do ambiente em seis níveis taxonômicos, do maior para o menor: 1º - morfoestrutura, 2º - morfoescultura,

QUADRO 1. Descrição das unidades litoestratigráficas ocorrentes na região de estudo, Tangará da Serra-MT.

Nome da formação			Descrição da unidade litoestratigráfica
IBGE (2009a)	ZSEE-MT (2001)	RADAM BRASIL (1982)	
N1dl	Tpspl	TQdl	Cobertura detrito-laterítica neogênica: zona basal com rochas subjacentes alteradas, areias, argilas e níveis conglomeráticos, parcialmente laterizados; uma zona média concrecionária de lateritos ferruginosos compactos, uma zona superior com solos argilosos.
K2u	Kut	Ku	Formação Utiariti: sedimentos arenosos, em cores variegadas, maciços, localmente com estratificações cruzadas de pequeno porte, composicionalmente quartzosa e feldspática.
K2sn	Ksn	Ksn	Formação Salto das Nuvens: na base conglomerado petromítico, matriz argilo-arenosa, conglomerática, arcossiana, coloração avermelhada, com seixos, calhaus e blocos variegados; no topo arenitos vermelhos finos intercalados e intertrapeados com basaltos.
J1βt	Kt	Kβt	Formação Tapirapuã: basaltos toleíticos, finos a grosseiros amigdaloidais, intercalados com arenitos no topo.
Np3se	PSs	Pes	Formação Sepotuba: folhelhos e siltitos de cores vermelha, marrom chocolate e verde; calcíferos, micáceos, finamente estratificados, às vezes maciços, partindo-se em placas. Intercalações subordinadas de arcósio fino a muito fino.
N3dl	Qp	Qp	Cobertura detrito-laterítica pleistocênica (formação Pantanal): sedimentos argilo-arenosos, caulíníticos, alóctones e autóctones, pedogeneizados, gerados por processos alúvio-coluviais.

3º - unidades morfológicas, 4º - tipos de formas de relevo, 5º - vertentes e, por último, o 6º - formas de processos atuais. Neste sentido, os estudos disponíveis apresentam dados que permitem a nomeação dos táxons até o segundo ou terceiro nível, sendo necessários os estudos mais detalhados em

campo para se observar e descrever as formas atuais nos demais níveis taxonômicos.

Miranda (2016) coloca a região em estudo na divisa entre as estruturas Planalto em Bacia Sedimentar e Depressão (1º táxon). As unidades morfoesculturais (2º táxon) presentes na área são planalto e chapada dos Parecis na parte sedimentar e depressão do Alto Paraguai-Guaporé na parte cristalina (Ross, 1985. Figura 3).



Figura 3. Unidades morfo-esculturais do Brasil. Em destaque as unidades 5 e 17, correspondentes à área em estudo. (Ross, 1985)

Pelo mapa do IBGE (2009b), as unidades morfológicas (3º táxon) são cinco, descritas no quadro 2, do alto da chapada dos Parecis ao sopé da serra Tapirapuã (Figura 4). O quadro reúne também características do 4º táxon, referente a formas de relevo (colinoso ou tabular) e níveis de dissecação do terreno. Vale ressaltar que na transição entre as unidades 299 e 025 há a escarpa erosiva chamada serra dos Parecis, representada na figura 4 pela forma |||| e na transição entre as unidades 025 e 320 encontra-se uma borda de patamar estrutural, a serra Tapirapuã, representada pela forma TTTT .

Quadro 2. Descrição das unidades morfológicas encontradas na área de estudo e das formas gerais de relevo encontradas na região. O número refere-se à unidade em si e as siglas e números que o seguem indicam as formas e níveis de dissecação do terreno. (IBGE, 2009b)

Unidade morfológica	Descrição
299 Pgi	Chapada dos Parecis. Pediplano degradado inumado. Superfície de aplainamento parcialmente conservada, tendo perdido a continuidade em consequência de mudança do sistema morfogenético; em geral conservada ou levemente dissecada e separada por escarpas ou ressaltos de outros modelados de aplainamento e de dissecação correspondentes aos sistemas morfogenéticos subsequentes. Aparece inumada por coberturas detríticas e/ou alteração, constituídas de couraças e/ou latossolos.
025 Dt11	Planalto dos Parecis. Dissecação diferencial, marcada por controle estrutural evidente, controlada pela tectônica e litologia. Topos tabulares com feições de rampas suavemente inclinadas e lombadas, esculpidas em rochas sedimentares. Vales rasos com vertentes de baixa a média declividade, resultantes da dissecação sobre superfície de aplainamento. Drenagem muito grosseira com aprofundamento muito fraco de incisões.
025 Dc22	Planalto dos Parecis. Dissecação diferencial com topos colinosos. Drenagem grosseira com aprofundamento fraco de incisões.
025 Pgi	Planalto dos Parecis. Pediplano degradado inumado.
320 Dt11	Depressão do Alto Paraguai. Dissecação diferencial com topos tabulares. Drenagem muito grosseira com aprofundamento de incisões muito fraco.

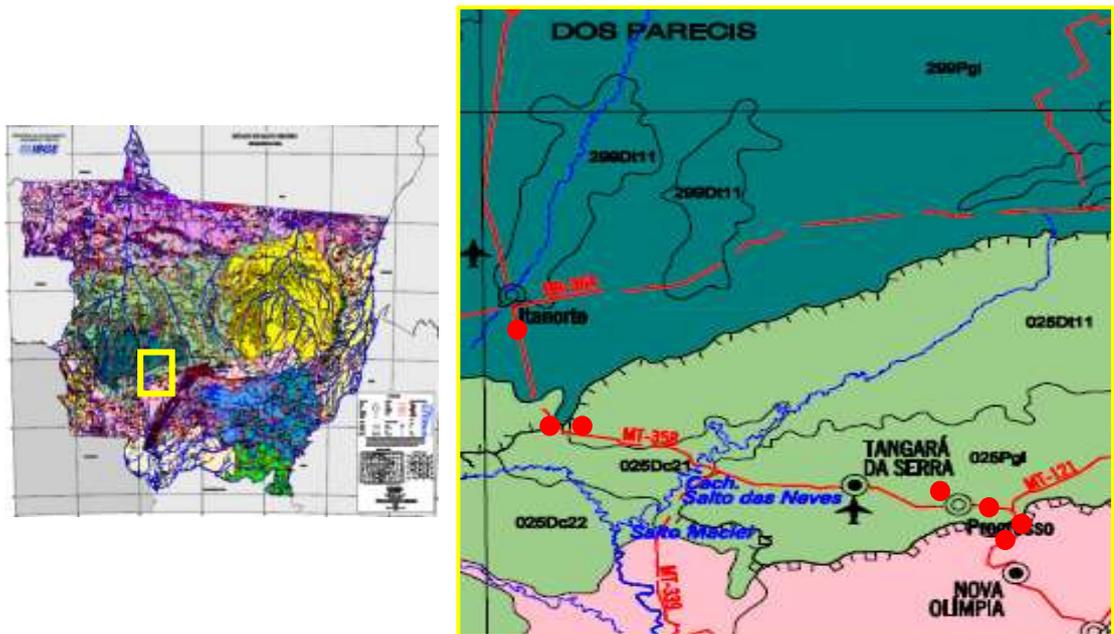


Figura 4. Mapa geomorfológico do estado de Mato Grosso com detalhe mostrando as unidades morfológicas correspondentes à área de estudo. (IBGE, 2009b)

Ainda segundo o mapa do ZSEE (Mato Grosso, 2001), que, em geral, apresenta classificação semelhante, todos os sistemas presentes na área de estudo são denudacionais, ou seja, são regiões erosivas. Isso se dá, principalmente, por estarem em altitudes mais elevadas em relação às planícies que as sucedem e recebem estes materiais (sistema agradacional).

A figura 5 mostra a articulação entre as estruturas, evidenciando bem a posição escarpada da serra dos Parecis, dividindo o planalto dos Parecis e de Tapirapuã, e a posição de borda estrutural da serra Tapirapuã, entre o planalto de Tapirapuã e a depressão do Alto Paraguai. Outro mapa geomorfológico com recorte do município feito no BDIA (IBGE) é apresentado na figura 6.



Figura 5. Aerofotografia da articulação entre Planalto dos Parecis e de Tapirapuã com a Depressão do Alto Paraguai. (Adaptado de Brasil, 1982)

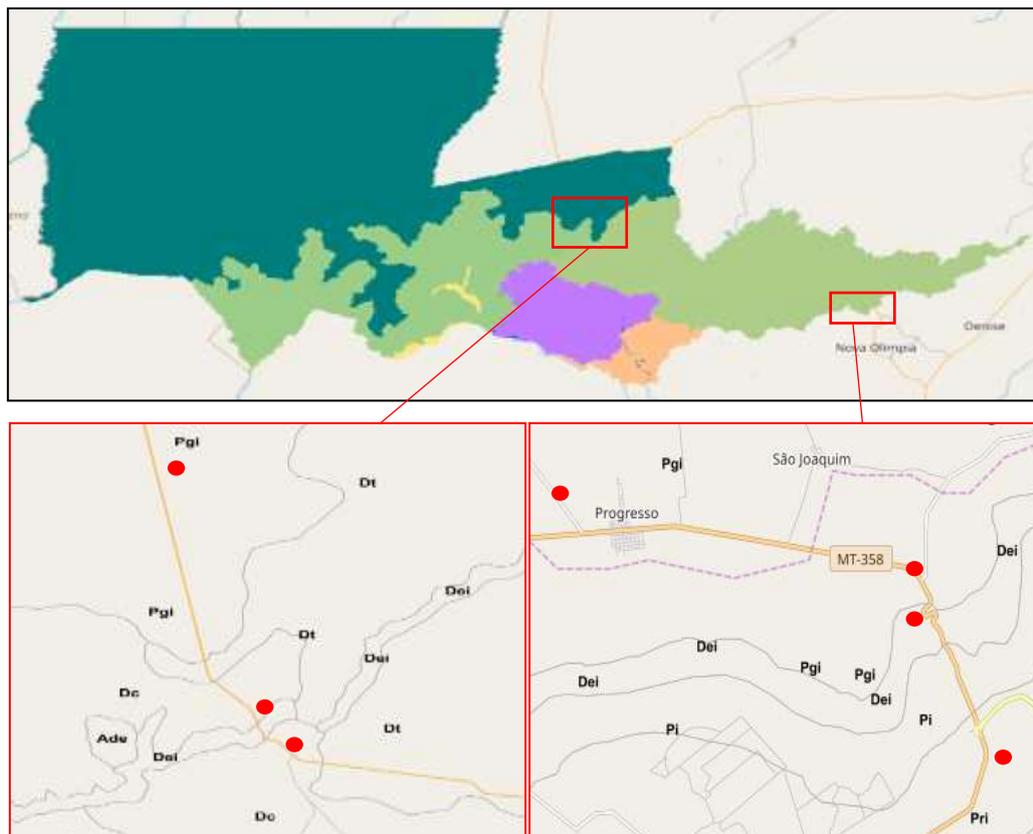


Figura 6. Mapa geomorfológico do município de Tangará da Serra com detalhes da área de estudo. Pgi = Pediplano degradado inumado; Dt = Encosta homogênea tabular; Dei = Encosta íngreme de erosão; Dc = Encosta homogênea convexa; Ade = duna; Pri = Pediplano retocado inumado; Pi = Plano de gênese indiferenciad. (IBGE, 2020)

2.1.3. Pedologia

No Mato Grosso, a exemplo do que acontece na maior parte do território nacional, predominam os Latossolos, Argissolos e Neossolos. Por se tratar de uma região de clima tropical úmido, com temperaturas elevadas ao longo de todo o ano, estações seca e chuvosa bem definidas, boas condições de drenagem e precipitação pluviométrica concentrada em poucos meses, as condições são favoráveis ao desgaste intenso do material de origem, o que resulta na formação de solos mais profundos, bem intemperizados e com baixa fertilidade natural.

Os solos apresentam maior ou menor fertilidade natural e classe textural em função do material de origem e da posição no relevo. Miranda (2016) coloca a cidade de Tangará da Serra em uma região com as melhores condições ao uso agrícola. A região em torno do município apresenta solos eutróficos, com alta fertilidade natural e características morfológicas que a deixam praticamente sem restrições às práticas agrícolas. Um pouco mais distante, ao norte e ao sul do município, em direção às duas serras, os solos não apresentam restrições à mecanização por apresentarem boas condições morfológicas e, na maioria das vezes, topografia plana. Entretanto a principal restrição se dá pela baixa disponibilidade de nutrientes, mostrando-se distróficos, sendo necessário maior investimento em correção e adubação para o cultivo nessas áreas. Apesar das condições de baixa fertilidade, por estarem inseridos em regiões que favorecem o tráfego de máquinas, esses solos são explorados intensivamente nos cultivos agropecuários, com aplicação de tecnologias de manejo disponíveis no mercado para melhoria da fertilidade e alcance de altas produtividades.

O quadro 3 apresenta a descrição dos solos apresentados no mapa do IBGE (2009c), feito em escala 1:1.000.000. Vale ressaltar que, em escala tão pequena, solos que ocorrem em associação não são apresentados, apesar de serem citados na descrição. A Figura 7 mostra o mapa de solos em um recorte do município de Tangará da Serra, feito no BDIA (IBGE, 2020).

Em regiões de alteração no relevo, como serras e vales, há a inserção de outras classes de solos pela alteração nos fatores de formação. Mesmo o manejo, ou a ausência de interferência antrópica em áreas de proteção, por exemplo, podem contribuir para a manutenção da matéria orgâni-

Quadro 3. Principais classes de solos encontrados na área em estudo, com a descrição morfológica e possíveis associações com outras classes. (IBGE, 2009c)

Classe	Descrição
LVd8	Latossolo Vermelho distrófico. Argiloso e muito argiloso, plano, + LVAd típico
RQo16	Neossolo Quartzarênico órtico típico. Suave ondulado, + PVAd típico
RLd61 (serra)	Neossolo Litólico distrófico típico. Indiscriminado, montanhoso, CXbd típico + FFc típico
PVAd1	Argissolo Vermelho Amarelo distrófico abrupto. Arenoso/médio, suave ondulado e ondulado
PVAd93	Argissolo Vermelho Amarelo distrófico. Médio e arenoso/médio, suave ondulado, + LVd típico + LVAd típico
LVdf4	Latossolo Vermelho distroférrico. Argiloso, plano/suave ondulado, + NVdf latossólico + NVdf organossólico
LVdf3	
RLe5	Neossolo Litólico eutrófico. Indiscriminado, cascalho, forte ondulado e montanhoso, + PVAe típico + CXve típico
PVAe47	Argissolo Vermelho Amarelo eutrófico. Arenoso/médio e médio/argiloso, suave ondulado, + RQo típico
PVAe24	Argissolo Vermelho Amarelo eutrófico. Médio/argiloso, plano a suave ondulado, + LVAd típico

ca no solo e formação de possíveis horizontes com maior teor de matéria orgânica ou com maior fertilidade, condição essa que caracterizaria classes de solo não apresentadas nos mapas.

E a ocorrência de classes diferentes de solos, mesmo que em pequena proporção, pode afetar o potencial de uso de uma região, tendo em vista que níveis de fertilidade mais elevados de algumas classes, aliado ao clima e condições topográficas, podem tornar o ambiente mais indicado ao uso agrícola. Da mesma maneira, podem ocorrer situações que tornam o ambiente solo mais vulnerável à degradação, como baixa fertilidade química, estrutura

fraca, drenagem insuficiente, entre outras. Isso demonstra a importância do conhecimento detalhado do ambiente.

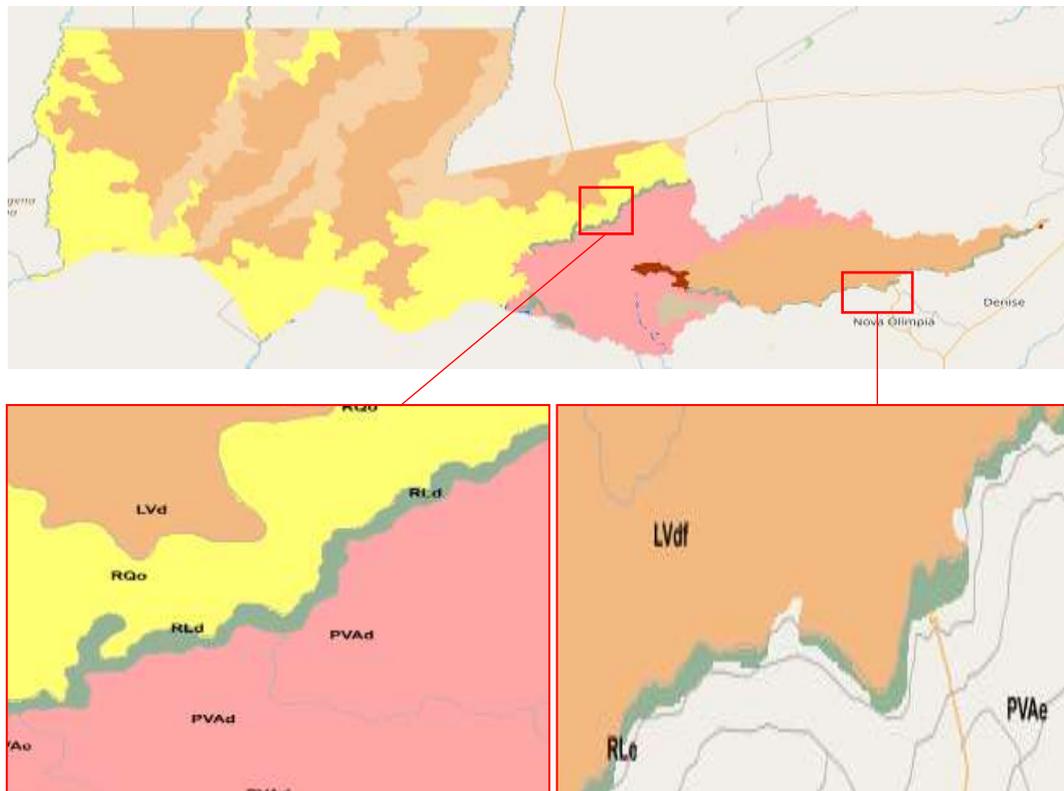


Figura 7. Mapa de solos de Tangará da Serra, com detalhe evidenciando as principais classes de solo ocorrentes na área em estudo. LVd = LATOSSOLO VERMELHO Distrófico; RQo = NEOSSOLO QUARTZARÊNCIO Órtico; RLd = NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico; PVAd = ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico; LVdf = LATOSSOLO VERMELHO Distroférico; RLe = NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico; PVAe = ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Eutrófico. (IBGE, 2020)

2.2. Principais processos envolvidos na formação dos solos do MT

A formação dos solos a partir de um determinado material de origem está condicionada, basicamente, a quatro processos gerais: adição, remoção, translocação e transformação, segundo o modelo de Simonsen (1959). Estes podem ocorrer isolada ou simultaneamente, influenciando diretamente no tipo de solo que será formado. Como exemplos desses processos pode-se citar a adição de matéria orgânica pela decomposição de material vegetal sobre o

solo, a remoção de sílica do perfil por lixiviação, a translocação de argilas entre horizontes e a transformação de minerais primários em minerais secundários.

Além desses processos gerais, processos pedogenéticos específicos ocorrem para a formação dos diversos solos. Como citado anteriormente, a intensidade desses processos se dá a partir de fatores como o clima, organismos, posição na paisagem e ação humana ao longo do tempo. A ação do clima e dos organismos no material de origem, que pode estar em diferentes posições da paisagem e ter diferentes níveis de resistência aos agentes intempéricos, leva à formação do solo. Neste sentido, é importante saber da estabilidade ou vulnerabilidade dos diferentes minerais constituintes de rocha ao intemperismo e isso é apresentado na série de Goldich (1938; Tabela 1).

Tabela 1. Série de Goldich (1938) com ordem de estabilidade dos minerais sob ação de agentes de intemperismo químico

Estabilidade dos minerais	Velocidade de intemperismo
Mais estável	Menor
Óxidos de Fe (hematita)	↓
Hidróxidos de Al (gibbsita)	
Quartzo	
Argilominerais	
Muscovita	
Ortoclásio	
Biotita	
Albita	
Anfibólios	
Piroxênios	
Anortita	
Olivina	
Calcita	
Halita	
Menos estável	

Os minerais mais resistentes ao intemperismo químico são os que apresentam maior teor de sílica, como o quartzo, e os óxidos de Fe e Al, por serem produtos do intemperismo de minerais primários constituídos por elementos de baixa mobilidade. As ligações químicas que formam esses minerais são, predominantemente, covalentes, outro fator que confere maior resistência. Por outro lado, os minerais menos resistentes são constituídos por cátions como Ca, K e Mg e possuem ligações iônicas, tornando-os mais suscetíveis aos processos intempéricos, sendo facilmente alterados. Essas características mineralógicas são importantes na ocorrência dos processos específicos de formação do solo (Kämpf et al., 2009).

Os processos específicos de formação conferem aos solos características muito particulares, como alterações na cor, estrutura, textura, porosidade e outras. No caso de Latossolos e Argissolos, que são os solos que predominam no Mato Grosso, os processos pedogenéticos de maior importância são dessilicação, ferralitização e lessivagem ou argiluviação. E dependendo das condições existentes, a laterização pode ser um processo também expressivo.

A **dessilicação** é a remoção parcial ou total do silício (Si) do sistema pela intemperização de minerais presentes no solo. De acordo com o grau de intemperismo atuante e níveis de drenagem, acidez e temperatura do ambiente, a remoção de Si pelo intemperismo de minerais primários libera alumínio (Al) que pode se combinar com minerais 2:1, formando argilominerais com hidróxi-entrecamadas (HE), ou formar minerais 1:1. Quando o mineral primário é alterado para um mineral 2:1, ocorre a **bissialitização**. Ao se alterar formando um mineral 1:1, ocorre a **monossialitização**. Em estágios mais avançados de intemperismo, onde a maior parte do Si é retirada do sistema, há a formação de gibssita [Al (OH₃)], além de óxidos de ferro, processos conhecidos como **alitização** ou **ferralitização** (Kämpf e Curi, 2015). A influência do material de origem, com mais ou menos Si, e da drenagem na dessilicação, transformação e formação de minerais é colocada em sequência na tabela 2.

Tabela 2. Ocorrência esquemática de gibbsita [Al(OH₃)] e caulinita em solos fortemente intemperizados com várias condições de drenagem

Material de origem	Drenagem			
	Muito boa	Boa	Moderada	Fraca
Rocha máfica (básica: - Si)	Gibssita	Gibssita	Caulinita	2:1
Rocha félsica (ácida: + Si)	Gibssita	Caulinita	Caulinita	Caulinita

Adaptado de FAO (2001)

Esse processo começa, no entanto, com reações de hidratação e hidrólise dos minerais primários, no início da formação do solo. Após a absorção de água pelas partículas, os íons H⁺ da água reagem com o oxigênio dos minerais primários, como os feldspatos, por exemplo, desestabilizando-o e desintegrando-o. Com isso, ocorre a liberação de bases (Ca, Mg, K, Na) e Si para o sistema. Dessa maneira, em estágios iniciais de remoção do silício, minerais que anteriormente tinham estrutura primária ou 2:1 passam a ter estrutura 1:1. Isso é representado genericamente pela equação abaixo:

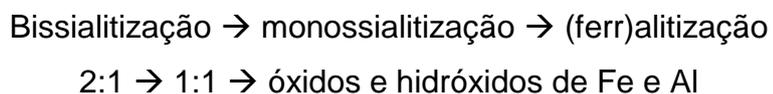


Feldspato + água → caulinita + sílica dissolvida + potássio dissolvido

Um dos fatores que contribuem para a mobilidade do Si no ambiente solo é a solubilidade relativa do mineral que contém esse elemento. Esta solubilidade, por sua vez, está diretamente relacionada ao pH, teor de matéria orgânica e condutividade elétrica do solo. Em solos com maior conteúdo de ácidos orgânicos, os minerais silicatados ricos em Fe ou Al tem sua solubilidade aumentada pela formação de complexos orgânicos que são relativamente solúveis. Isso contribui para a alteração do mineral e liberação do Si. Por outro lado, o quartzo, por ser um mineral mais estável que não forma associações com outros elementos ou com a matéria orgânica, sofre pouco efeito do processo dessilicação. Mesmo em solos sob intemperismo intenso, o Si é mantido no sistema pela sua estabilidade no mineral quartzo (Van Breemen e Buurman, 1998). É o que ocorre com Neossolos Quartzarênicos, solos que apresentam baixo desenvolvimento estrutural mesmo em condições de clima tropical úmido que promoveria a saída do Si do sistema.

Outro fator que contribui para a dissolução de minerais silicatados é o pH do ambiente. Em faixas de pH ácido, o incremento de íons H^+ acelera o processo de dessilicação. Isso ocorre naturalmente com a formação de ácido carbônico no ambiente, formado a partir da combinação de dióxido de carbono com água da chuva. Mesmo em baixas concentrações, a presença desse ácido é suficiente para o intemperismo de feldspatos (Van Breemen e Buurman, 1998).

Em resultado da dessilicação, há acúmulo de óxidos de Fe e Al, além de caulinita no sistema. A esse processo dá-se o nome de **ferralitização**, que ocorre em altas temperaturas e precipitação maior que evapotranspiração. Nessas condições, os ácidos compostos solúveis, formados principalmente no horizonte A, são decompostos rapidamente e substituídos por um ácido fraco, o ácido carbônico, já citado. Este ácido não é capaz de baixar o pH do solo abaixo de 5,0. Com o pH do solo acima de 5, a sílica é mais solúvel que compostos de Fe e Al (Van Breemen e Buurman, 1998). Assim, ocorre a remoção do Si e acúmulo de Al e Fe no perfil. A dessilicação e a ferralitização são processos principais na formação de Latossolos. A sequência simples dessas reações é dada a seguir:



Esses processos têm sido chamados também de **latolização** ou **latossolização**, visto que, via de regra, ocorrem conjuntamente ou em sucessão, formando os Latossolos. E, pela intensa precipitação e coalescência de óxidos de Fe, em alguns casos pode-se observar a formação de nódulos ferruginosos, que podem ser classificados como plintita ou petroplintita, dependendo da intensidade da precipitação e cimentação deste material. A este processo dá-se o nome de **laterização**, processo responsável pela formação de horizontes plínticos, petroplínticos, Plintossolos e coberturas detrito-lateríticas tidas como material de origem de solos em ambiente tropical.

Esses processos podem ser inferidos com base nos resultados de análises químicas totais e seletivas, como pelas feitas com extração por

solução de ditionito-citrato-bicarbonato (DCB), oxalato ácido de amônio e ataque sulfúrico para determinação dos teores de Fe e Si.

Quanto à **lessivagem**, ou **argiluviação**, é o processo de translocação de argilas ao longo do perfil, originando horizontes superficiais menos argilosos que os horizontes subsuperficiais (Kämpf e Curi, 2015). Tal processo é apontado por Quénard et al. (2011) como sendo o principal ou secundário na formação de grande parte dos solos em diferentes regiões do mundo, tanto de clima tropical quanto de clima temperado. Bockheim e Gennadiyev (2000) colocam a argiluviação como processo principal da formação de Argissolos, Planossolos e Luvisolos. Esses processos são ilustrados na figura 8.

A ocorrência argiluviação pode ser inferida com base na quantificação de argila fina nos horizontes, que aumenta em profundidade conforme movimentação das partículas. A determinação da área superficial específica (ASE) também pode ser utilizada nessa avaliação, visto que, o aumento da ASE indica predominância de partículas menores que possuem maior área. E a suscetibilidade magnética (SM) é o outro parâmetro que também pode ser utilizado, visto que, quanto maiores os teores de argila, maiores tendem a ser os teores de materiais magnéticos oriundos principalmente do Fe e, assim, maiores serão os valores de SM.

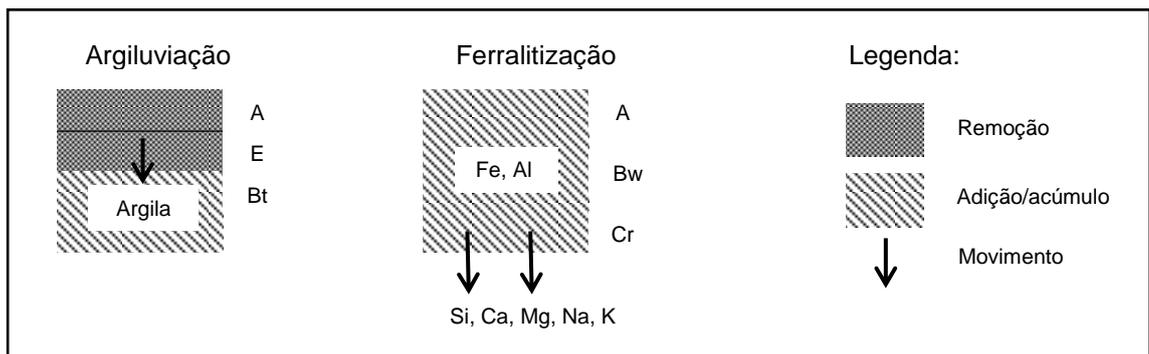


Figura 8. Representação esquemática dos processos de argiluviação, ferralitização e dessilicificação na formação de horizontes do solo. A dessilicificação é representada junto à ferralitização, pela movimentação e saída do Si do perfil. Adaptado de Bockheim e Gennadiyev (2000).

As etapas da argiluviação – mobilização (eluviação), transporte e deposição (iluviação) de partículas – dependem de condições específicas do solo. A composição física e estrutural do solo deve ser favorável ao fluxo de água, de forma que esta possa agir no transporte das partículas. Além disso, as características químicas como pH e CTC do solo são fatores importantes no processo eluviação/iluviação. Faixas de pH entre 4,5 e 6,0 favorecem a dispersão e eluviação dos colóides, ao passo que valores abaixo ou acima dessa faixa, promovem a floculação e deposição das partículas.

Os cátions presentes no solo também atuam nesses processos. Ao passo que Na^+ e K^+ atuam como dispersantes, Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} atuam como floculantes. Esses cátions floculantes estão, geralmente, presentes nas faixas de pH citadas anteriormente, abaixo de 4,5 e acima de 6,0. Por isso há o favorecimento da floculação nesses casos (Quénard et al., 2011).

Associada a essas condições, os minerais contribuem para maior ou menor transporte de partículas. Rousseau et al. (2004), observaram maior presença de esmectita no material proveniente de eluviação, ao passo que argilominerais com menor CTC que a esmectita, como a illita, ou com cargas pH dependentes como caulinita e clorita tendem a ser menos móveis no perfil do solo (Figura 9). Isso se deu pela maior sensibilidade da esmectita à força iônica da solução, que consegue mobilizá-la preferencialmente em relação às outras partículas observadas.

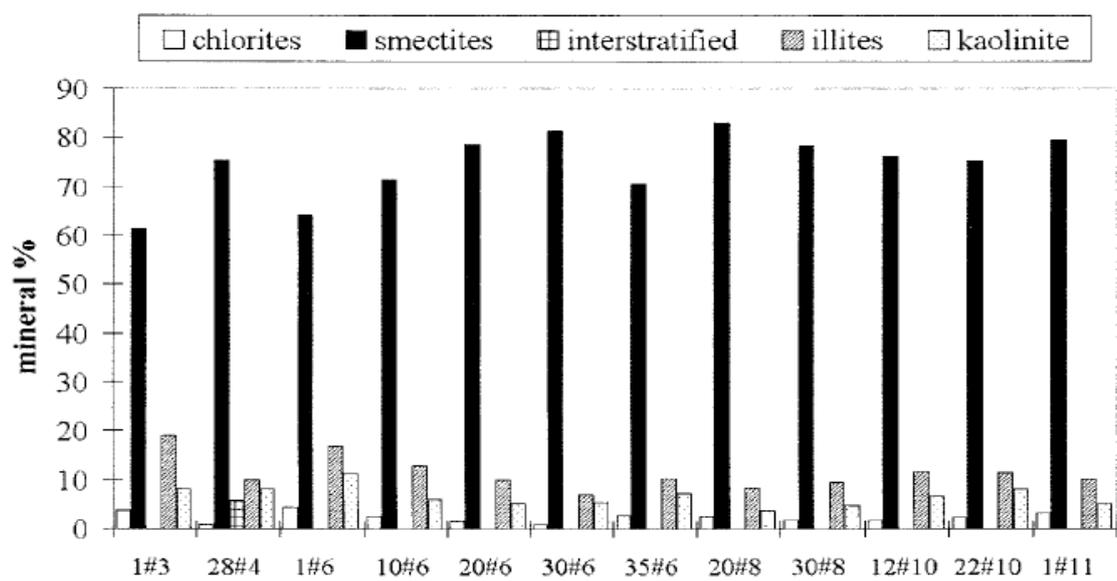


Figura 9. Composição mineralógica de amostras de efluentes (Rousseau et al., 2004)

Ao passo que a ferralitização gera horizontes homogêneos, sem alterações texturais significativas no perfil, como nos Latossolos, a argiluviação promove diferenças texturais entre os horizontes, como ocorre nos Argissolos e Luvisolos.

Outro processo importante na formação de solos é a **pedoturbação**. Esta tem sido definida por Hole (1961) como uma ação de movimentação do solo, ocorrendo de forma cíclica em um determinado local. Ainda segundo o autor, a pedoturbação pode ser dividida em classes de acordo com seu agente causal, seja ele biótico, como animais e raízes, ou abióticos, como gelo ou minerais expansivos. Essa movimentação causaria a destruição da estrutura original do solo, facilitando os processos erosivos ou possibilitando a ação de outros processos formativos. Por isso, Hartemink et al. (2020) colocam a pedoturbação como exemplo de processo que contribui para a pedogênese regressiva, por estar associada à ocorrência de 'perdas' ou translocação de materiais no perfil do solo.

A **bioturbação**, ou pedoturbação causada por agentes bióticos, produz alterações na estrutura original de sedimentos ou da rocha intemperizada. A ação mecânica de humanos, de raízes de plantas e de animais escavadores do solo podem criar canais que facilitam o transporte de água e partículas finas no perfil do solo. Ao mesmo tempo, a fauna do solo pode contribuir de forma significativa para a sua agregação. Os canais criados podem ser preenchidos novamente pelo próprio solo, por lâminas de argila durante o processo de argiluviação ou por material orgânico. Exemplos de indivíduos que são muito ativos nesse processo são minhocas, besouros, cupins e formigas (Van Breemen e Buurman, 1998).

Além dos processos de formação autóctone dos horizontes, ou seja, a formação de um perfil a partir de um mesmo material de origem, pode haver a formação alóctone de horizontes, via transporte de materiais que se sobrepõem a um solo já formado. Isso contribui para diferenciação entre horizontes pelo processo de descontinuidade litológica ou formação errática de horizontes.

A descontinuidade litológica pode ser avaliada por diferentes parâmetros, todos, geralmente, relacionados à distribuição das frações sólidas do solo (areia, silte e argila). Para isso, essas frações são sub-fracionadas em

classes de tamanho de partículas. A areia é fracionada, na maioria dos casos em cinco classes: muito grossa (2,00 – 1,00 mm), grossa (1,00 - 0,5mm), média (0,5 - 0,250mm), fina (0,250 - 0,125mm) e muito fina (0,125 - 0,062mm). A partir daí são avaliados parâmetros como: diâmetro médio, para classificação do tamanho predominante; desvio padrão das amostras, para indicação do grau de seleção das partículas; assimetria da distribuição, que indica predominância de material mais fino ou mais grosseiro na amostra; e curtose, indicadora da intensidade de distribuição das partículas. O valor de uniformidade também é calculado e, juntamente com os demais parâmetros, auxilia na inferência de haver ou não descontinuidade litológica.

Apesar de muitos estudiosos determinarem diferentes limites e métodos de cálculo para cada um desses atributos, uma metodologia que se tornou a principal referência é a de Folk e Ward (1957), que estabeleceram os limites para cada atributo, ou critério de avaliação, apresentados no quadro 4.

Convém lembrar que, os parâmetros granulométricos são muito usados para inferir sobre energia e padrões de movimentos de sedimentos costeiros, por ação eólica e marinha. Como no presente estudo os solos são continentais, sem ação de movimentos do mar, essas classificações devem ser vistas com maior cuidado. Conforme colocado por Miller et al. (1993), a avaliação da descontinuidade litológica por padrões de distribuição de tamanhos de areia em solos com teor baixo de areia pode levar a conclusões erradas sobre isso, ou seja, pode-se julgar haver descontinuidade sem que ela de fato exista. O autor recomenda o uso da avaliação por esses parâmetros para solos com teor de areia superior a 25%. Entretanto, os parâmetros podem dar uma boa ideia dos processos de movimentação que levaram a formação do solo estudado.

O valor de uniformidade é calculado com base no conteúdo de areia total, areia fina e silte pela seguinte expressão (Schaetzl, 1998):

$$VU = \left(\frac{\frac{\text{silte+areia fina do horizonte superficial}}{\text{areia total-areia fina do horizonte superficial}}}{\frac{\text{silte+areia fina do horizonte subjacente}}{\text{areia total-areia fina do horizonte subjacente}}} \right) - 1,0$$

Quadro 4. Critérios de avaliação e classificação de areias em sedimentologia.

Critério	Valores	Classificação
Desvio-padrão (σ em unidades phi ϕ)	<0,35	Muito bem selecionado
	0,35 a 0,50	Bem selecionado
	0,50 a 0,71	Moderadamente bem selecionado
	0,71 a 1,0	Moderadamente selecionado
	1,0 a 2,0	Mal selecionado
	2,0 a 4,0	Muito mal selecionado
	> 4,0	Extremamente mal selecionado
Assimetria (S_k - adimensional)	+1,00 a +0,30	Positiva - Extremamente assimétrica no sentido dos finos
	+0,30 a +0,10	Positiva - Assimétrica no sentido dos finos
	+0,10 a -0,10	Aproximadamente simétrica
	-0,10 a -0,30	Negativa - Assimétrica no sentido dos grosseiros
	-0,30 a -1,00	Negativa - Extremamente assimétrica no sentido dos grosseiros
Curtose (K_g - adimensional)	<0,67	Muito platicúrtico
	0,67 a 0,90	Platicúrtico
	0,90 a 1,11	Mesocúrtico
	1,11 a 1,50	Leptocúrtico
	1,50 a 3,00	Muito leptocúrtico
> 3,00	Extremamente leptocúrtico	

Fonte: Folk e Ward (1957)

Quando o resultado é superior a $|0,6|$ há o indicativo de descontinuidade litológica. Porém, esse valor não deve ser analisado de forma isolada. A diferença da relação areia fina/areia total entre os horizontes é um parâmetro que deve ser levado em conta. Assim, o valor de uniformidade maior

que $|0,6|$ associado a diferença maior que 0,20 na relação areia fina/areia total reforça a existência de formação alóctone do horizonte. E esses números devem ser associados aos indicadores estatísticos colocados acima para interpretação correta de descontinuidade litológica (Schaetzl, 1998).

2.3. Levantamento de solos em topossequências

Em termos simples, uma topossequência é uma feição geográfica onde se encontra um conjunto de solos cuja diferença principal está na sua posição no relevo. Essa diferença de posição, por sua vez, produz outras diferenças nos solos, devido à própria ação do relevo associada aos outros fatores de formação dos solos. Assim, os solos presentes em cada posição da topossequência apresentarão características particulares. Ruhe (1960) relacionou processos e solos às posições na paisagem, dividindo-a em cinco elementos:

- interflúvio ou topo: região onde predomina o movimento vertical da água no solo, resultando em solos drenados e profundos;

- ombro: região inclinada entre o interflúvio e a encosta onde a água se movimenta superficialmente provocando erosão. Por isso o teor de matéria orgânica e a espessura do solo tende a ser menor;

- encosta: também é uma região erosional pelo movimento da água que transporta material sólido da superfície. Por isso os horizontes também tendem a ser menos espessos e podem ocorrer afloramentos de rochas;

- sopé ou sopé coluvial: por estar ao final da encosta e apresentar menor declividade, é uma região erosional-deposicional. Sua posição favorece o acúmulo de água, originando solos hidromórficos;

- sopé colúvio-aluvial: região plana, deposicional, que facilita a infiltração de água e formação de solos drenados e mais profundos. Entretanto, pela característica deposicional, que pode contribuir para acúmulo de água, é possível que ocorram solos hidromórficos nessa região (Kämpf e Curi, 2015).

Essas relações solo-paisagem já foram estudadas em várias topossequências, sendo que o efeito da atividade da água e transporte de materiais nas características dos solos formados é exemplificado nos estudos resumidos a seguir.

Medeiros et al. (2013), estudando uma topossequência de solos graníticos no sul do Brasil, observaram a formação de Argissolos em regiões mais planas e Neossolos na encosta inferior, onde o relevo é ondulado a forte ondulado. Além disso, observaram a ocorrência da lessivagem na formação dos solos encontrados, bem como presença de argilominerais 2:1, originando gradiente textural característico da lessivagem e solos com grau de alteração intermediário.

Analisando duas topossequências na região central do Brasil, Barbosa et al. (2009), puderam constatar que os Latossolos encontrados nos dois ambientes eram muito semelhantes, com exceção da cor dos solos, sendo um mais amarelo e outro mais vermelho. Isso se deu pela posição de uma das topossequências que apresentava o lençol freático mais elevado e menor drenagem, proporcionando a formação preferencial do óxido de ferro goethita, responsável pela pigmentação amarelada dos solos. Assim, onde as condições de drenagem eram melhores, a hematita tinha formação preferencial e originou Latossolos Vermelhos, ao passo que em condições de drenagem deficiente a goethita se mantinha mais estável, originando Latossolos Vermelho-Amarelos. Nesse mesmo estudo, Cambissolos encontrados nas topossequências eram quimicamente similares aos Latossolos, devido ao mesmo material de origem.

Essa similaridade em regiões diferentes devido ao mesmo material de origem não foi encontrada por Meireles et al. (2012). Em topossequência de origem basáltica no estado de São Paulo, os autores identificaram três unidades geomórficas distintas química, física e mineralogicamente. Destaca-se a mudança nos teores de argilas e matéria orgânica com o aumento no nível de intemperismo nas regiões da topossequência, confirmando a influência do relevo na atividade da fração sólida e hidrologia presentes ali.

A composição mineralógica é um atributo fortemente influenciado pelos fatores de formação. Em posições distintas do relevo a formação e a cristalinidade dos minerais podem ser favorecidas ou prejudicadas. Ghidin et al. (2006) encontraram teores maiores de silício e de caulinita em profundidade e nos perfis mais baixos de uma topossequência originada de basalto no Paraná. Neste caso o material parental também interferia diretamente nos minerais predominantes nos solos, que se constituíam principalmente por óxidos de

ferro e alumínio, sendo que nas cotas superiores da paisagem, em horizontes mais intemperizados, estes minerais eram mais cristalinos.

Da mesma maneira, Campos et al. (2012), estudando solos de topossequência em uma planície sedimentar do Amazonas, encontraram maiores teores de silício em solos localizados em regiões de menor altitude. E analisando a cristalinidade dos óxidos de ferro, obtiveram resultados que indicavam minerais menos cristalinos nas regiões mais baixas da paisagem. Essa diferenciação na estrutura dos minerais é atribuída pelos autores às diferentes condições de drenagem entre as posições do relevo, sendo que onde o acúmulo de água era favorecido os óxidos eram menos cristalinos. Provavelmente, o maior teor de matéria orgânica nessas condições também contribuiu para que isso acontecesse. E, conseqüentemente, os solos nessas diferentes posições adquirem características de mais ou menos intemperizados em função disso.

Esses são apenas alguns dos vários exemplos de estudos que demonstram a relação entre os atributos característicos dos solos e o relevo. Dentre outros autores que observaram essa relação pode-se citar Campos et al. (2010), que estudaram solos da Amazônia, Clemente et al. (2009) no Espírito Santo, Santos et al. (2010) no Rio de Janeiro, Gonçalves et al. (2013) no Paraná e Vasconcelos et al. (2010) em Minas Gerais. Apesar dos estudos citados serem em regiões diferentes do país, os autores concluíram que o relevo e o material de origem são os fatores que mais influenciam a formação dos solos em topossequências.

3. HIPÓTESES

A diversidade de solos ao longo de toplotossequências no sudoeste do MT é condicionada pela posição dos mesmos na paisagem e do material de origem, com forte influência do clima.

A intensidade da temperatura e da precipitação aceleram os processos intempéricos no solo, o qual representará isso por características químicas, mineralógicas e morfológicas.

4. OBJETIVOS

4.1. Objetivo Geral

Caracterizar e classificar solos em topossequências na região sudoeste do Mato Grosso, observando e definindo a influência do ambiente na sua formação.

4.2. Objetivos Específicos

Avaliar características morfológicas, químicas, físicas e mineralógicas de solos das Serras do Parecis e Tapirapuã, no município de Tangará da Serra – MT.

Classificar os solos das topossequências.

Identificar processos ocorrentes na formação dos solos das topossequências.

5. MATERIAL E MÉTODOS

5.1. Caracterização da área de estudo e amostragem

Os solos estudados estão em duas topossequências, ou topolitossequências, conhecidas regionalmente por Serra dos Parecis e Serra Tapirapuã, localizadas no município de Tangará da Serra – MT. O município está localizado a 240 km a NW da capital do estado, Cuiabá, possui altitude de 423 m e, de acordo com a classificação de Köppen, o clima é Aw (tropical úmido). A temperatura média no município é de 24,9 °C com pluviosidade média anual de 1.830 mm concentrados nos meses de outubro a abril (Dallacort et al., 2011).

O relevo na região é, predominantemente, de um planalto suavemente dissecado, com algumas serras de baixa altitude. A serra dos Parecis limita Tangará da Serra com o município de Campo Novo do Parecis, cuja altitude é de 572 m. E a serra Tapirapuã limita Tangará da Serra com o município de Nova Olímpia, cuja altitude é de 228 m.

A vegetação varia ao longo da área estudada. Em alguns pontos de coleta havia cultivo de soja, milho, cana de açúcar e pasto. Em outros, a área era coberta por vegetação nativa característica de cerrado, com plantas herbáceas, arbustivas e arbóreas. Toda a área estudada apresentava boas condições de drenagem, não sendo observado nenhum ponto de alagamento nos locais de coleta.

A litologia da região também é variável na área de estudo. Há o predomínio de rochas sedimentares, com destaque para o arenito e rochas detrítico-lateríticas na Bacia dos Parecis. Áreas mais jovens, como a Chapada e Planalto dos Parecis, se formam a partir das rochas detrítico-lateríticas ferruginosas. A Planície dos Parecis, abrangendo as formações Utiariti e Salto

das Nuvens, é formada principalmente a partir de arenitos. Em áreas de formação mais antiga, como é o caso da depressão do Alto Paraguai, na região de Tangará da Serra e Serra Tapirapuã, predominam rochas ígneas extrusivas, principalmente as oriundas de derrames basálticos.

A localização dos perfis nos diferentes domínios litológicos é demonstrada na figura 10. As topossequências em estudo estão na divisa das regiões hidrográficas Amazônica e do Paraguai (CNRH, 2013).

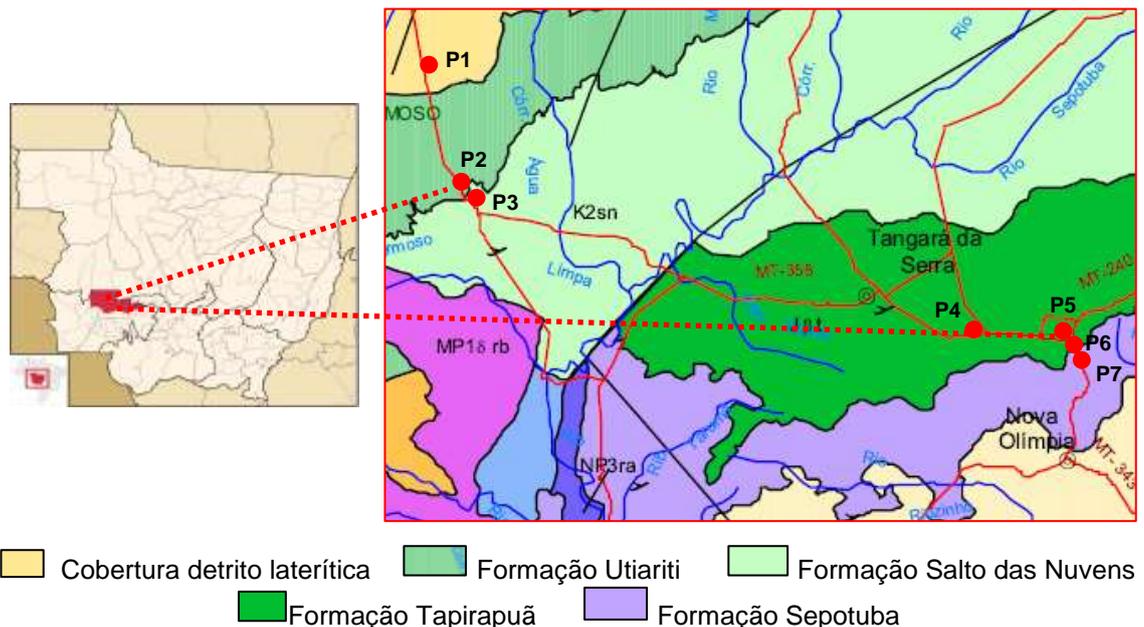


Figura 10. Localização geográfica e litologia da área de estudo. Fonte: Lacerda Filho et al., 2004.

Para definir os pontos para a abertura de trincheiras e classificação dos solos fez-se prospecção inicial por tradagem em 13 pontos. Os locais foram definidos após estudo prévio das cartas geológicas e pedológicas disponíveis e observações em campo do que poderia ser considerado representativo dos solos em cada região. Para isso, levaram-se em conta as mudanças no relevo (Figura 11) e nas características morfológicas dos solos (cor e textura).

Com os dados da prospecção inicial, decidiu-se pela abertura de sete trincheiras para descrição morfológica de dos perfis de solo e coleta de amostras para análises, sendo que três perfis foram descritos na primeira topossequência (Parecis) e quatro na segunda (Tapirapuã). Essas trincheiras

foram abertas próximo à rodovia MT 358, visando à facilidade de acesso aos locais de estudo (Figura 11).

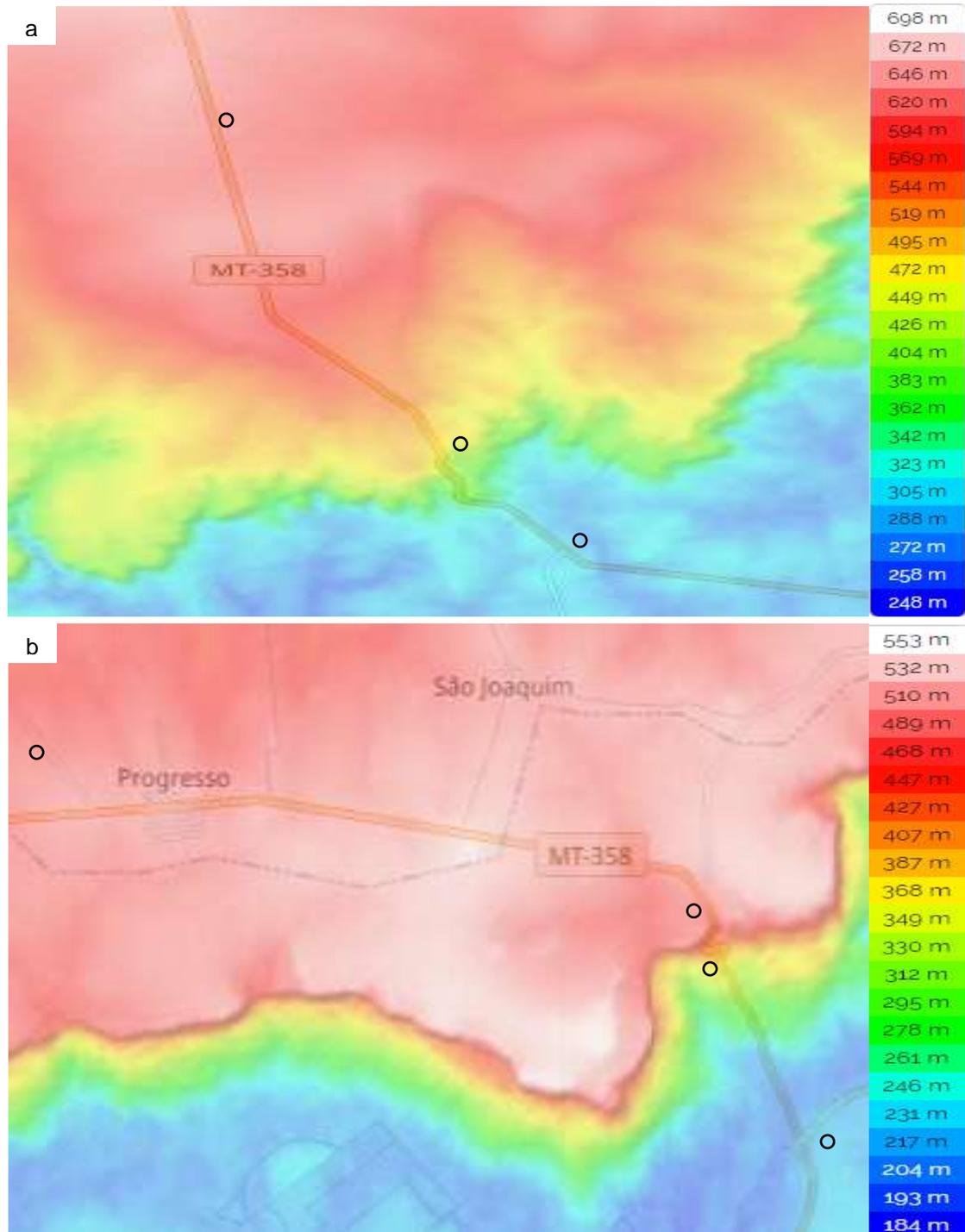


Figura 11. Imagem das áreas de estudo: Serra dos Parecis (a) e Serra Tapirapuã (b) com as localizações de cada perfil ao longo do relevo. Fonte: <https://pt-br.topographic-map.com/maps/g2nt/Tangar%C3%A1-da-Serra/>, acessado em 03 de abril de 2020.

A descrição morfológica dos perfis de solo foi realizada de acordo com Santos et al. (2015), com observações de espessura, cor úmida pela cartela de Munsell, textura, estrutura e consistência de cada horizonte, bem como a transição entre os horizontes. Além disso, observou-se a presença ou ausência de cerosidade, mosqueados, concreções e superfícies de fricção (*slickensides*). Coletaram-se amostras deformadas de cada horizonte para análises químicas, físicas e mineralógicas. As amostras foram secas ao ar e sombra à temperatura ambiente, destorroadas e peneiradas em peneira com malha de 2,00 mm para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA).

Amostras indeformadas de dois horizontes por perfil foram coletadas em anéis volumétricos para determinação da densidade do solo e de partículas, bem como em caixas plásticas de Kubiena para confecção de lâminas delgadas para análises micromorfológicas. Estas últimas foram secas inicialmente ao ar e depois em estufa a 40 °C para retirada completa da umidade, condição necessária para impregnação da resina e confecção das lâminas. Além disso, coletaram-se amostras de rochas aflorantes nas duas topossequências, sendo rocha detrito-laterítica, tida como material de origem do primeiro perfil, e basalto, considerado material de origem dos perfis 5 e 6. Estas foram moídas e laminadas para análise de composição química e micromorfologia, respectivamente.

5.2. Análises laboratoriais

Nos laboratórios de Análise de Solo da UFRGS foram realizadas as extrações e determinações de íons trocáveis (Na e K por Mehlich -1, Ca, Mg e Al por KCl 1 mol L⁻¹), P disponível (Mehlich -1) acidez (pH em água e em KCl e acidez potencial H+Al em acetato de cálcio pH 7,0), carbono orgânico (digestão úmida de Walkley Black) e nitrogênio total (destilação a vapor Kjeldahl), bem como os cálculos de saturação por bases, capacidade de troca catiônica, saturação por alumínio e relação C/N.

A umidade residual das amostras foi determinada pela diferença de massa entre a amostra antes e depois da secagem em estufa a 105 °C. Com esse dado foi calculado o fator f utilizado para correção da massa de solo nas demais análises físicas (Viana et al., 2017a).

A densidade do solo foi obtida pela metodologia do anel volumétrico (Almeida et al., 2017) e para densidade de partículas utilizou-se o método do balão volumétrico (Viana et al., 2017b). Determinou-se a granulometria do solo pelo método da pipeta com dispersão do solo em solução de NaOH 1 mol L⁻¹, descrito por Donagemma et al. (2017), com adaptação da quantidade de solo e, proporcionalmente, de reagente dispersivo, tendo em vista a necessidade de coleta das frações para análise mineralógica. Para isso, 50 g de solo foram colocados em frasco contendo 100 mL de água destilada e 25 mL de solução de NaOH 1 mol L⁻¹ e agitados em agitador horizontal por 16 h. A fração areia (2,00 – 0,05 mm) foi separada em peneira de malha 0,053 mm e seca em estufa a 105 °C por 24 h. Após a separação da areia a suspensão contendo silte e argila foi colocada em proveta de 1 L, agitada por 1 minuto e coletou-se 50 mL dos primeiros 5 cm da suspensão com pipeta. A suspensão foi deixada em repouso durante tempo determinado pela lei de Stokes, com base na temperatura e, após esse tempo, coletou-se mais 50 mL dos primeiros 5 cm. As duas alíquotas foram levadas a estufa a 105 °C por 24 h. As três frações (areia, argila e silte+argila) foram pesadas após a secagem e o teor de silte foi determinado pela diferença de massa entre as duas alíquotas coletadas da solução argila+silte e argila.

A fração areia obtida na análise granulométrica foi separada por peneiramento em 5 sub-frações: areia muito grossa (2,00 – 1,00 mm), areia grossa (1,00 - 0,5 mm), areia média (0,5 - 0,250 mm), areia fina (0,250 - 0,125 mm) e areia muito fina (0,125 - 0,062 mm). Os dados foram inseridos no software SYSGRAN 3.0® para obtenção da frequência acumulada e classificação, grau de seleção, assimetria e curtose, baseados na classificação de Folk e Ward (1957). Calculou-se também o valor de uniformidade para inferência de descontinuidade litológica pela fórmula de Schaetzl (1998). Esta análise não foi feita no solo do perfil 6 devido ao seu baixo teor de areia.

Parte da solução de argila dispersa em NaOH foi utilizada para determinação de argila fina e grossa nos solos argilosos, muito argilosos e com B textural. Os tubos com a solução foram colocados em centrífuga a 2.500 rpm por 30 minutos (Jackson, 1985). O sobrenadante foi transferido para vidraria própria e o procedimento repetido até que o sobrenadante estivesse límpido (nestas análises, no máximo por três vezes). O sobrenadante seco em estufa a

105 °C por 24 h constituía-se na fração argila fina. O material restante no tubo de centrífuga também foi seco e, assim, determinou-se a fração argila grossa. A soma das frações resulta na argila total. A relação argila fina/argila total foi feita para se detectar possível translocação de argila entre os horizontes.

Nestes mesmos solos a determinação da área superficial específica (ASE) foi feita utilizando-se o método de Quirk (1955), com obtenção da diferença da massa da amostra seca e úmida. Amostras de aproximadamente 1,0000 g de TFSA foram colocadas em recipientes do tipo pesa filtro de vidro com massa conhecida, submetidos a atmosfera com umidade relativa (UR) = 0% por 12 dias em dessecadores com pentóxido de fósforo e pesadas ao final deste período. Em seguida, as amostras foram colocadas em atmosfera com UR = 20% por mais 12 dias, em dessecadores contendo pasta saturada de acetato de potássio e novamente pesadas ao final deste período. Considerando que uma molécula de água cobre uma área de 0,108 nm² ou 10,8 Å², a ASE foi calculada pela equação:

$$ASE \text{ (m}^2 \text{ g}^{-1}\text{)} = \left(\frac{6,02214 \cdot 10^{23} \text{ moléculas de água}}{18 \text{ g de água}} \right) * \left(\frac{0,108 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2}{\text{molécula de água}} \right) * \left(\frac{\text{g de água}}{\text{g de amostra}} \right)$$

A suscetibilidade magnética (SM) das frações TFSA e argila dos solos de textura argilosa ou muito argilosa (Perfis 1, 4, 5 e 6) foram medidos em susceptímetro Bartington acoplado a um sensor de laboratório MS2B em baixa (0,47 kHz; SMlf) e alta (4,7 kHz; SMhf) frequência. Para isso, utilizou-se 2 g de amostra, com o objetivo de se determinar a presença de materiais magnéticos nas amostras. A porcentagem de frequência dependente na suscetibilidade magnética (SMfd) foi calculada pela equação (Dearing, 1999):

$$SMfd \text{ (\%)} = 100 * \left(\frac{SMlf - SMhf}{SMlf} \right)$$

Suspensão de argila foi coletada por sifonamento conforme tempo determinado pela lei de Stokes, floculada com solução de HCl 0,1 N e lavada duas vezes com álcool 50%. O sobrenadante foi cuidadosamente descartado e a solução restante foi seca em estufa a 50 °C e moída em almofariz de ágata para análise mineralógica. O silte foi coletado após sucessivas agitações e

lavagens para eliminação da argila restante na proveta de análise granulométrica. Após cada agitação, esperava-se cerca de 5 minutos para sedimentação do silte, o sobrenadante era descartado, a proveta era preenchida com água e o processo se repetia até que a solução ficasse limpa. O silte também foi seco em estufa a 50 °C.

Procedeu-se a análise primária por difratometria de raio-X da fração TFSA de todos os horizontes (35 amostras no total) para escolha dos horizontes que teriam as frações argila, silte e areia analisadas em separado. Com base nos difratogramas resultantes, escolheram-se os horizontes mais representativos dos perfis, sendo, geralmente, os horizontes superficial e subsuperficial diagnósticos. Em alguns casos, mais de um horizonte subsuperficial foi analisado. Nestes se fez a análise de todas as frações em pó, exceto em alguns perfis onde as frações obtidas não foram suficientes para análise. O difratômetro (Bruker D2 Phaser) operou com radiação $\text{Cu}\alpha$ ($\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$) gerada a 30 kV e 10 mA. As amostras de TFSA foram lidas na amplitude de 4 a 50 °2 θ com intervalo de varredura de 0,02 °2 θ por 0,5 s. As lâminas de silte e areia foram lidas em intervalos de 4 a 40 °2 θ e as de argila foram lidas de 2 a 70 °2 θ . Os resultados, porém, foram apresentados até 50 °2 θ pois daí em diante os gráficos apresentam picos secundários. Os minerais foram identificados de acordo com Brindley e Brown (1980).

Para cálculo dos índices de intemperismo, amostras de cada horizonte foram submetidas ao ataque sulfúrico (Teixeira et al., 2017). No extrato foram determinados os teores de Fe e Al total em espectrofotômetro de absorção atômica (EAA) e o resíduo foi utilizado para determinação dos teores de Si por colorimetria e leitura em espectrofotômetro UV-Vis com absorbância de 695 nm. Com os resultados foram calculados os seguintes índices:

$$K_i = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} * 1,70$$

$$K_r = \frac{\frac{\text{SiO}_2}{0,60}}{\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{1,02} + \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{1,60}}$$

Pelo resultado dos índices K_i e K_r os solos poderão ser classificados em:

- caulínico – não sesquioxídico: $K_i > 0,75$ e $K_r > 0,75$;
- caulínico - sesquioxídico: $K_i > 0,75$ e $K_r \leq 0,75$;
- gibbsítico - sesquioxídico: $K_i \leq 0,75$ e $K_r \leq 0,75$ (Resende e Santana, 1988).

Além disso, dissoluções seletivas em soluções de oxalato ácido de amônio e ditionito-citrato-bicarbonato de sódio com duas extrações sucessivas foram feitas para determinação das relações entre formas amorfas e cristalinas de Fe e Al em TFSA (Mehra e Jackson, 1960; Schwertmann, 1964). As leituras foram feitas em EAA, os resultados dos elementos foram convertidos para óxidos e determinou-se a relação entre Fe extraído por ditionito e por ataque sulfúrico (F_{ed}/F_{es}) e entre Fe extraído por oxalato e ditionito (F_{eo}/F_{ed}). Essas relações permitem inferir quão cristalinos são os óxidos presentes no solo.

A substituição isomórfica por alumínio na estrutura dos óxidos de ferro foi inferida pela relação $Ald/(Ald+F_{ed})$, utilizando-se os resultados das extrações de ferro e alumínio por DCB (Inda Junior, 2002). O mesmo tratamento com DCB foi feito na fração argila dos solos argilosos ou muito argilosos para obtenção da fração argila desferrificada. O resíduo dessa extração permite a análise por difração de raios-X sem que a fração óxidos de ferro interfira nos espectros, o que pode ocorrer, principalmente, quando a leitura é feita com alvo de cobre, como é o caso do equipamento utilizado neste estudo. Além disso, nestes mesmos solos, realizou-se a concentração dos óxidos de ferro por meio de solução de NaOH 5 mol L⁻¹ a quente para sua caracterização (Inda e Fink, 2017). Usando a relação hematita/(hematita+goethita) ($Hm/(Hm+Gt)$) obtida na caracterização dos óxidos, os solos foram classificados em:

- goethítico: $Hm/(Hm+Gt) = 0-25\%$;
- goethítico-hematítico: $Hm/(Hm+Gt) = 26-50\%$;
- hematítico-goethítico: $Hm/(Hm+Gt) = 51-75\%$;
- hematítico: $Hm/(Hm+Gt) = 76-100\%$ (Ramos, 2019).

Fez-se a determinação semi-quantitativa da composição química elementar dos solos e das rochas por fluorescência de raios-X (FRX). Amostras foram finamente moídas, misturadas com cera para confecção de pastilhas e

analisadas semi-quantitativamente em aparelho WDXFR_-S8 Tiger (Bruker), trabalhando a 4 kW, 60 kV e 170 mA. Os resultados, expressos em óxidos, foram utilizados para o cálculo de outros índices de intemperismo, bem como do fator de enriquecimento em relação ao material de origem nos perfis 1, 5 e 6. Como o teor de argila do perfil 2 foi muito baixo, excluiu-se o perfil destes cálculos. Os índices calculados foram os seguintes:

- Índice de dessilicação (Birkeland, 1999)

$$ID = \frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2}$$

- Chemical Index Alteration (Nesbitt e Young, 1982):

$$CIA = 100 * \left[\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O} \right]$$

- Chemical Index Weathering (Harnois, 1988):

$$CIW = 100 * \left[\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O} \right]$$

- Mineralogical Index Alteration (Voicu et al., 1997):

$$MIA = 2 * (CIA - 50)$$

O nível de intemperismo dos solos a partir desses cálculos é dado pelos elementos que eles colocam em evidência. Assim, como no índice de dessilicação a relação dos elementos é feita com o silício, elemento presente em maior quantidade nos solos menos intemperizados, quanto maior for o valor, menos intemperizado será o solo. Pelo contrário, os demais índices relacionam os elementos com o alumínio, elemento tido como produto residual do intemperismo no solo. Desta maneira, quanto maior for o valor desses índices, mais intemperizado será o solo. Outro índice calculado foi o seguinte:

- Fator de enriquecimento (Chester e Stoner, 1973):

$$fe = \frac{es}{is} * \frac{ir}{er}$$

Onde: es = elemento analisado no solo
 er = elemento analisado na rocha
 is = elemento imóvel no solo
 ir = elemento imóvel na rocha

Para o cálculo do fator de enriquecimento utilizou-se o titânio (Ti) como elemento imóvel. Os resultados do fator de enriquecimento permitem dizer se houve perda ou ganho do elemento, dentro dos seguintes limites:

< 0,9 = perda ou empobrecimento
 0,9 – 1,1 = imobilidade ou inalteração
 >1,1 = ganho ou enriquecimento

Além do cálculo do fator de enriquecimento, os valores foram equalizados à concentração do titânio do horizonte e da rocha para demonstração proporcional dos elementos em comparação ao material de origem. A equação de equalização é dada por:

$$M_{hor} = \frac{(M * Ti_{rocha})}{Ti_{hor}}$$

onde M_{hor} é a proporção isotitânio de um elemento qualquer no horizonte, M é a massa desse elemento no horizonte, Ti_{rocha} é a massa do titânio na rocha e Ti_{hor} é a massa do titânio no horizonte analisado. Com esse dado, foi calculada a proporção do elemento em relação à rocha, utilizando-se a equação:

$$M_p = \frac{M_{hor}}{M_{Rocha}} * 100$$

em que M_p é o percentual do elemento no horizonte em relação à rocha e M_{Rocha} é a concentração isotitânio (massa) desse elemento na rocha (Bortoluzzi et al., 2008).

As amostras indeformadas de horizontes subsuperficial diagnóstico (B ou C), bem como de amostras de rochas tidas como material de origem foram impregnadas com resina e laminadas para análise micromorfológica em microscópio petrográfico (Stoops, 2003; Castro et al., 2003; Martins et al., 2002). As lâminas foram confeccionadas no laboratório de preparação de amostras do departamento de Geociências da UFRGS e as fotos foram feitas e interpretadas no laboratório de micromorfologia do departamento de Solos da Universidade Federal de Lavras – MG. Para isso, as lâminas foram observadas em microscópio petrográfico com luz polarizada planar (PPL) e cruzada (XPL), acoplado a uma câmera fotográfica digital. Para confirmação de feições específicas, algumas amostras ainda foram visualizadas em luz transmitida e refletida. As imagens foram feitas em aumento pequeno e médio, de 40 e 100 vezes.

Na análise micromorfológica, buscou-se observar a microestrutura do material, sua composição granulométrica, feições pedológicas que indicassem algum processo formador do solo e aspectos mineralógicos relacionados ao seu desenvolvimento pedogenético.

Os dados obtidos em campo e por meio de análises laboratoriais permitiram a classificação dos solos estudados no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS; Santos et al., 2018) e no sistema internacional da FAO (2014), o World Reference Base (WRB).

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. Caracterização morfológica dos solos

Os solos apresentaram características morfológicas bem contrastantes entre si. A classificação e descrição morfológica dos solos são apresentadas nas tabelas 3 e 4. De maneira geral, os solos eram profundos, bem desenvolvidos e bem estruturados. Entretanto, foi possível observar a ocorrência de solos com pouco desenvolvimento pedogenético. O material de origem aliado à posição dos solos no relevo parece ser determinante nestas características. A posição mais elevada e plana na topossequência favoreceu a formação de Latossolos com textura mais fina, como ocorreu nos perfis 1, 4 e 5. Já os ambientes mais deposicionais como os dos perfis 3 e 7 favoreceram a formação de solos com textura mais grossa, como o Argissolo e o Cambissolo encontrados nessa região.

As áreas de encosta apresentaram solos com características do material de origem: arenito que deu origem ao Neossolo do perfil 2 e basalto que originou o Luvisolo do perfil 6. Entretanto, nessas áreas não foi observado contato lítico nos perfis analisados, somente solo saprolítico no Luvisolo e afloramentos rochosos ao seu redor.

Os solos de textura mais fina, argilosa e muito argilosa, como os Latossolos, o Luvisolo e os horizontes subsuperficiais do Argissolo, apresentaram coloração em tons de vermelho-amarelo e vermelho, característica marcante dos óxidos de ferro. Já nos de textura arenosa, como o Neossolo, o Cambissolo e os horizontes superficiais do Argissolo, as cores do solo eram em tons menos cromáticos, característica de materiais ricos em quartzo. O Neossolo apresentou estrutura em grãos simples, ao passo que os demais, em geral, apresentaram estrutura em blocos.

Tabela 3. Descrição morfológica de solos da topossequência 1

hor ¹	Profundidade (cm); cor úmida (Munsell); textura; estrutura, consistência seca, molhada; transição
LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico	
A	0-23; 5YR 3/4; argila; maciça que se desfaz em pequena moderada blocos subangulares; ligeiramente dura, plástica e pegajosa; transição clara.
BA	23-48; 2,5YR 4/4; argila; moderada média blocos subangulares; ligeiramente dura, plástica e pegajosa; transição gradual.
Bw1	48-86; 2,5YR 4/6; argila; fraca média blocos subangulares que se desfaz em granular; ligeiramente dura, plástica e pegajosa; transição difusa.
Bw2	86-160+; 2,5YR 4/8; fraca média blocos subangulares que se desfaz em granular; ligeiramente dura, plástica e pegajosa.
NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico	
A	0-13; 7,5YR 3/1; areia; fraca pequena granular que se desfaz em grãos simples; macia, não plástica e não pegajosa.
CA	13-58/60; 7,5YR 3/2; areia; fraca média blocos subangulares que se desfaz em grãos simples; macia, não plástica e não pegajosa
C1	58/60-75; 7,5YR 3/2; areia; maciça que se desfaz em grãos simples; macia, não plástica e não pegajosa.
C2	75-100; Matriz 7,5YR 3/3, mosqueado muito pouco e pequeno 2,5YR 5/8; areia; maciça que se desfaz em grãos simples; macia, não plástica e não pegajosa.
C3	100-120; Matriz 7,5YR 3/3, mosqueado pouco e médio 2,5YR 5/8; areia; maciça que se desfaz em grãos simples; macia, não plástica e não pegajosa.
C4	120-200+; 7,5YR 3/3; areia; maciça que se desfaz em grãos simples; macia, não plástica e não pegajosa.
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abruptico	
A	0-5; 7,5YR 4/3; areia; moderada média blocos subangulares; macia, não plástica e não pegajosa; transição gradual.
E1	5-19/23; 7,5YR 5/3; areia; moderada média blocos subangulares; ligeiramente dura, não plástica e não pegajosa; transição abrupta.
Lamela	19/23-25/30; 7,5YR 3/3; areia; moderada média blocos subangulares; ligeiramente dura, não plástica e não pegajosa; transição abrupta.
E2	25/30-35/63; 5YR 5/4; areia; fraca média blocos subangulares que se desfaz em grãos simples; ligeiramente dura, não plástica e não pegajosa; transição abrupta.
Bt1	35/63-72/80; 5YR 5/4; francoarenosa; moderada média blocos subangulares; ligeiramente dura, não plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual.
Bt2	72/80-140+; 5YR 4/6; francoarenosa; moderada média blocos subangulares; ligeiramente dura, não plástica e ligeiramente pegajosa.

1 – Horizonte

Tabela 4. Descrição morfológica de solos da topossequência 2

hor ¹	Profundidade; cor úmida (Munsell); textura; estrutura, cerosidade, consistência seca, molhada; transição.
LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico	
A	0-20 cm; 7,5YR 4/4; francoargilosa; fraca média laminar; ligeiramente dura, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual.
BA	20-36 cm; 2,5YR 4/6; francoargilosa; fraca média blocos subangulares que se desfaz em moderada média granular; ligeiramente dura, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição difusa.
Bw1	36-67 cm; 2,5YR 4/6; francoargilosa; fraca média blocos subangulares que se desfaz em moderada média granular; macia, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição difusa.
Bw2	67-110 cm; 2,5YR 4/6; argila; fraca média blocos subangulares composta com moderada média granular; macia, ligeiramente plástica e pegajosa.
Bw3	110-180+ cm; 10R 4/6; argila; fraca média blocos subangulares composta com moderada média granular; macia, plástica e pegajosa.
LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico	
A	0-14 cm; 5YR 3/4; francoargilosa; moderada média granular; ligeiramente dura, não plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual.
BA	14-40 cm; 2,5YR 3/4; francoargilosa; fraca média blocos subangulares composta com fraca média granular; macia, não plástica e não pegajosa; transição difusa.
Bw1	40-74 cm; 2,5YR 3/6; francoargilosa; fraca média blocos subangulares composta com fraca média granular; macia, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição difusa.
Bw2	74-130 cm; 2,5YR 3/6; argila; moderada média blocos subangulares composta com moderada média granular; macia, ligeiramente plástica e pegajosa.
Bw3	130-170+ cm; 10R 3/6; argila; moderada média blocos subangulares composta com moderada média granular; ligeiramente dura, ligeiramente plástica e pegajosa.
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico	
A	0-10 cm; 2,5YR 2,5/3; argila; moderada média blocos subangulares composta com média forte granular; muito dura, ligeiramente plástica e pegajosa; transição difusa.
AB	10-25 cm; 2,5YR 3/4; muito argilosa; moderada média blocos subangulares; muito dura, plástica e pegajosa; transição difusa.
Bt	25-63 cm; 2,5YR 3/4; muito argilosa; moderada média blocos subangulares; cerosidade pouco e moderada; muito dura, plástica e pegajosa; transição difusa.
BC	63-100+ cm; 2,5YR 3/4; muito argilosa; moderada média blocos subangulares; cerosidade comum e moderada; muito dura, plástica e pegajosa.

Continua...

Tabela 4. Características morfológicas de solos da topossequência 2 (...continuação)

CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico	
A	0-10/17 cm; 7,5YR 3/3; areia, moderada média blocos subangulares; ligeiramente dura, não plástico e não pegajosa, transição gradual.
BA	10/17-52 cm; 5YR 4/6; francoarenosa; fraca média blocos subangulares; macia, não plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual.
Bi1	52-79 cm; 2,5YR 4/4; francoarenosa; fraca média blocos subangulares; macia, não plástica e ligeiramente pegajosa; transição difusa.
Bi2	79-150 cm; 2,5YR 4/6; francoarenosa; fraca média blocos subangulares; macia, não plástica e ligeiramente pegajosa; transição difusa.
Bi3	150-180+; 2,5YR 5/8; francoarenosa; fraca média blocos subangulares; macia, não plástica e ligeiramente pegajosa.

1- Horizonte

Outras observações características dos solos encontrados são a profundidade e espessura dos horizontes, consideráveis principalmente nos Latossolos, a transição entre horizontes e a presença de cerosidade no Luvissoleto (Figuras 12 a 18; descrição geral no apêndice).

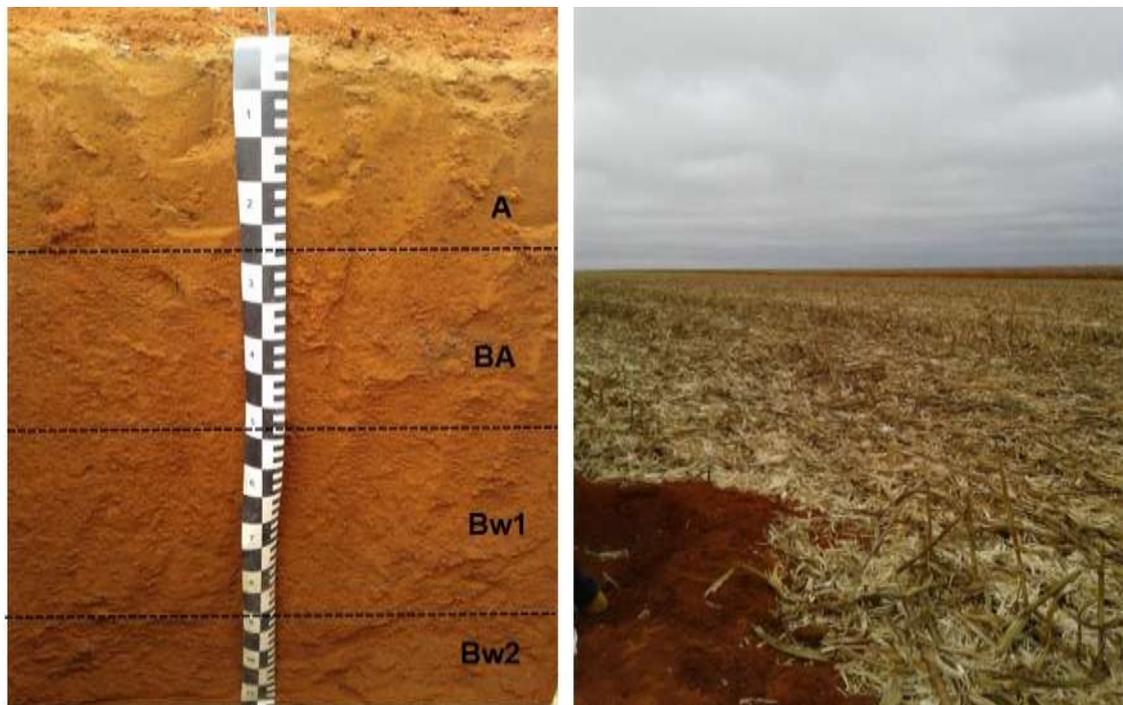


Figura 12. Perfil 1- LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico (Substrato: conglomerados ferruginosos; Formação: Cobertura detrito-laterítica neogênica N1dl (IBGE, 2009a)) e área de ocorrência.



Figura 13. Perfil 2 – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico (Substrato: sedimentos areníticos; Formação: Utatiiri K2u (IBGE, 2009a)) e área de ocorrência, com planície sedimentar da Bacia dos Parecis no horizonte.

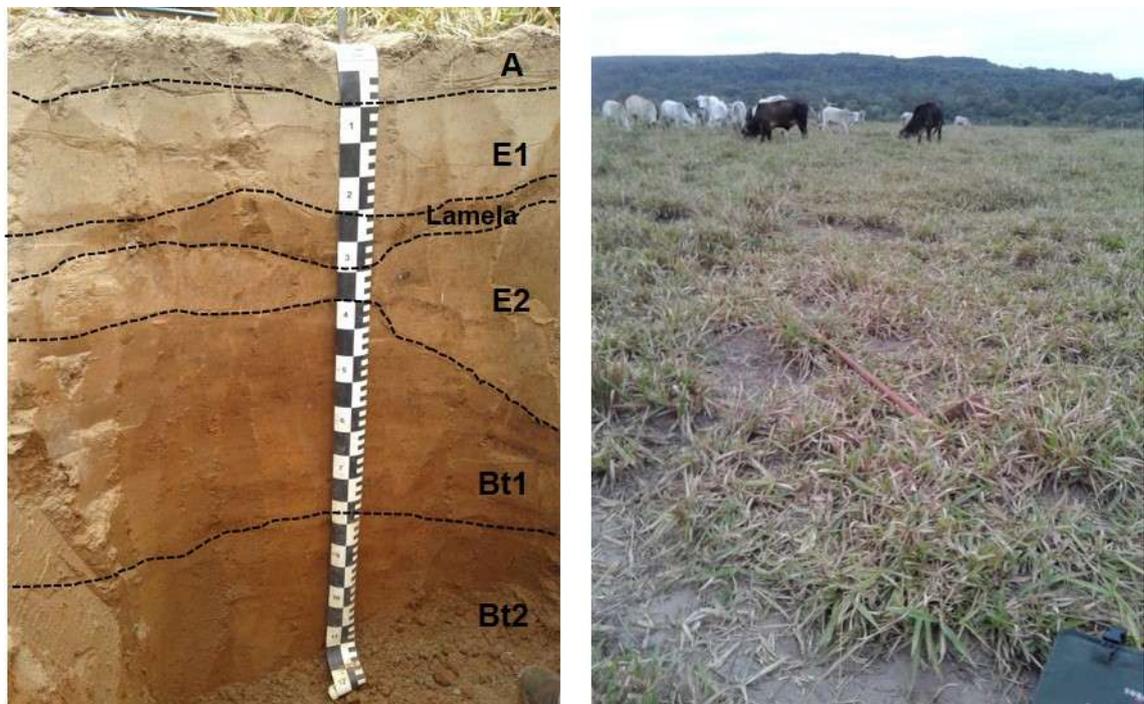


Figura 14. Perfil 3 – ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abruptico (Substrato: sedimentos areníticos; Formação: Salto das Nuvens K2sn (IBGE, 2009a)) e área de ocorrência com Serra dos Parecis ao fundo.

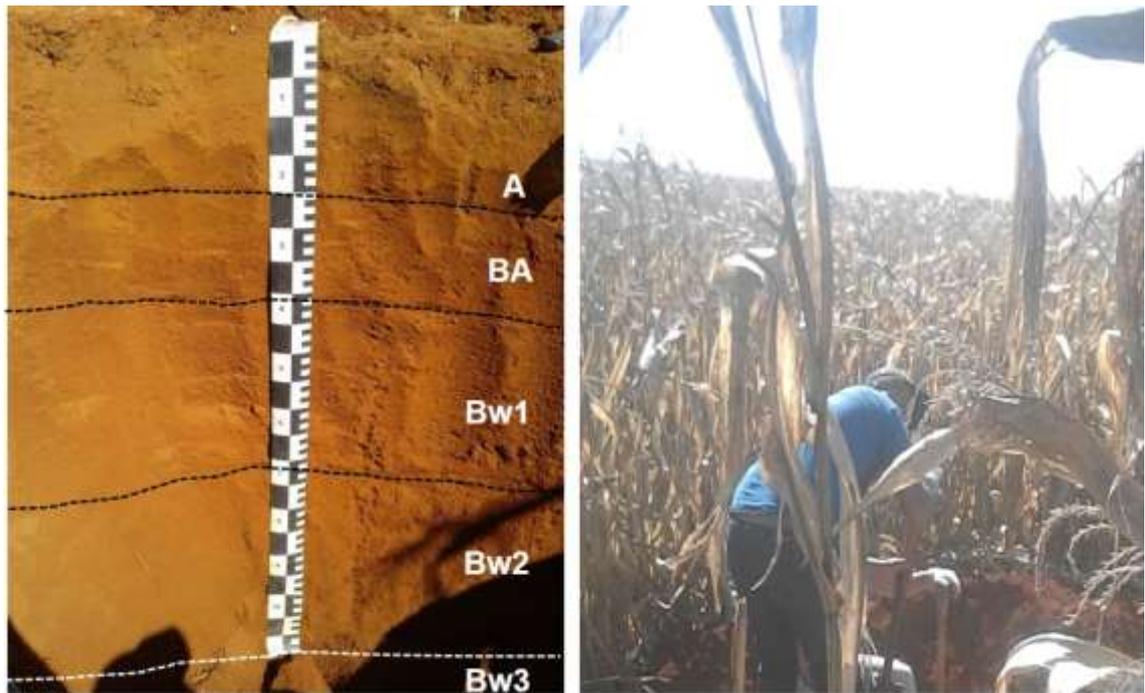


Figura 15. Perfil 4 – LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico (Substrato: basalto com intercalação de arenito; Formação: Tapirapuã J1βt (IBGE, 2009a)) e área de ocorrência com cultivo de milho.



Figura 16. Perfil 5 – LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico (Substrato: basalto; Formação: Tapirapuã J1βt (IBGE, 2009a)) e área de ocorrência ao topo da Serra Tapirapuã.

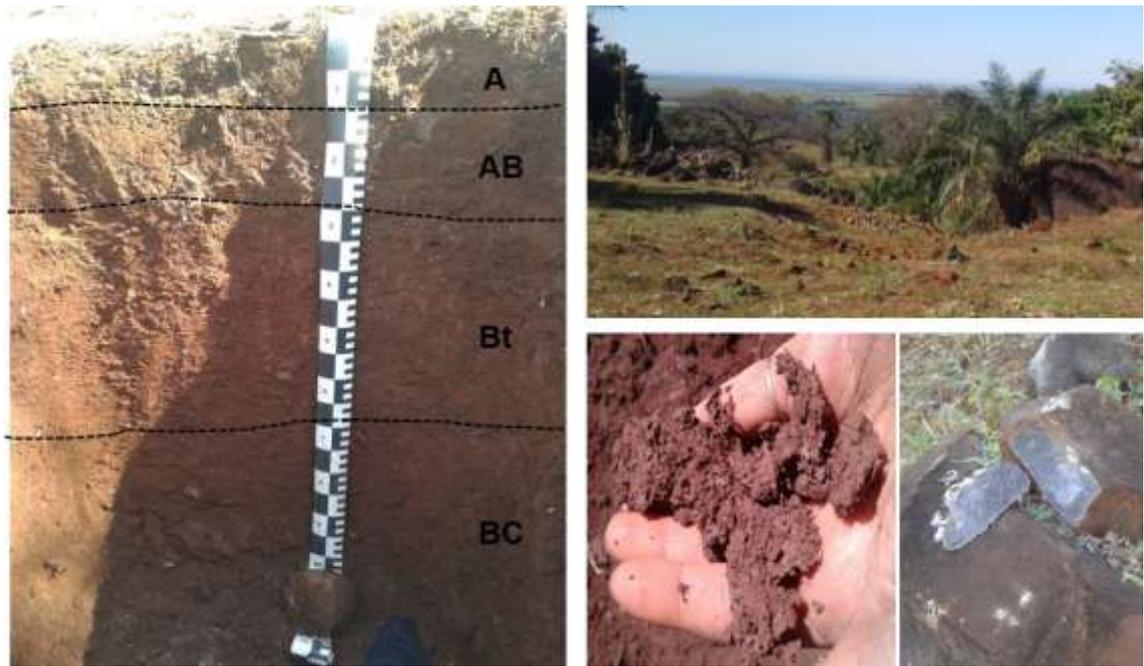


Figura 17. Perfil 6 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico (Substrato: basalto; Formação: Tapirapuã J1βt (IBGE, 2009a)) e área de ocorrência na encosta da Serra Tapirapuã. No detalhe, superfícies com cerosidade e fragmentos do material de origem (basalto).

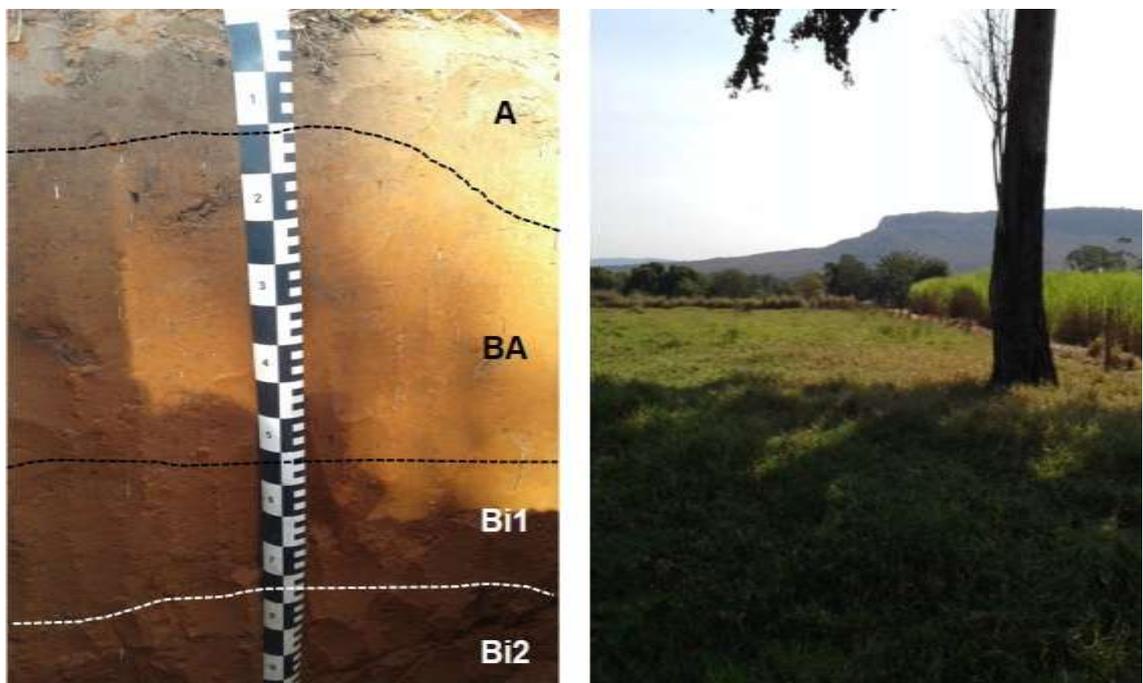


Figura 18. Perfil 7 – CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico (Substrato: sedimentos argilo-arenosos e caulíníticos; Formação: Sepotuba em contato com Pantanal (IBGE, 2009a)) e área de ocorrência com a Serra Tapirapuã ao fundo.

6.2. Características físicas e sedimentológicas

A composição granulométrica e algumas características físicas são apresentadas nas tabelas 5 e 6. Observaram-se maiores teores de argila no Luvissole, nos Latossolos e nos horizontes subsuperficiais do Argissolo. Isso evidencia a intensidade dos fatores intempéricos atuando no material de origem menos resistente, formando partículas de tamanho argila. No caso do Argissolo, o transporte de argilas para os horizontes mais profundos foi favorecido por fatores químicos e físicos citados na revisão bibliográfica, principalmente pH e composição granulométrica mais arenosa do horizonte superficial que favoreceu o transporte.

Ao contrário disso, em solos formados de material sedimentar, rico em quartzo, como é o arenito, o perfil apresentou-se arenoso em quase toda a sua extensão, devido à resistência natural desse material aos agentes intempéricos. Como consequência disso, apesar de serem mais resistentes ao intemperismo, os solos resultantes desse material mostraram estrutura mais fraca pela ausência de materiais cimentantes de partículas, como óxidos de ferro e matéria orgânica, retida, principalmente, em partículas menores.

A densidade dos solos também sofreu influência notável do material de origem. Solos mais arenosos, derivados de sedimentos areníticos ou argilo-arenosos (Neossolo, Argissolo e Cambissolo), apresentaram as maiores densidades ($1,40 - 1,58 \text{ kg dm}^{-3}$), ao passo que menores valores de densidade ($0,87 - 1,18 \text{ kg dm}^{-3}$) foram observados em solos de textura fina, originados de basalto ou de sedimentos ferruginosos (Latossolos e Luvissole).

Os solos de textura mais fina, como os Latossolos e o Luvissole, além dos horizontes mais argilosos no Argissolo, apresentaram maior grau de floculação (GF), como é próprio de solos com essa textura. Menores valores de GF indicaram maior quantidade de argilas dispersas na solução do solo (ADA), facilitando seu transporte às camadas subsuperficiais do solo. É o que ocorreu no Argissolo, por exemplo. Os horizontes A e E apresentaram maior proporção de argila em suspensão e essas tenderam a descer, formando o horizonte B textural (Bt), onde o GF passou a ser maior. No Luvissole, o GF foi menor no horizonte Bt e BC, indicando um transporte ativo das argilas nesses horizontes que, por sua vez, concentraram os maiores teores de argila. Esse transporte foi evidenciado também pela presença de cerosidade.

Nos perfis arenosos, do Neossolo e do Cambissolo, o GF foi menor, com maior proporção de ADA. Porém, visto que o teor de argila era baixo, houve incremento de argila nos horizontes subsuperficiais, mas não o suficiente para formação de um horizonte Bt no Cambissolo. Já nos Latossolos, observou-se que com o GF alto ao longo de todo o perfil, o teor de argila se manteve estável, conferindo característica de homogeneidade ao perfil.

A relação silte/argila é um indicativo de intensidade de intemperismo do solo. Valores abaixo de 0,6 na maior parte do horizonte B de solos com textura argilosa ou muito argilosa, ou abaixo de 0,7 em solos de com textura média, indicaram alto grau de intemperismo (Santos et al., 2018). E isso foi observado em quase todos os solos, indicando que as condições climáticas nessa região de clima tropical atuaram intensamente no material de origem destes solos.

A relação argila fina/argila total, apresentada na figura 18, é também indicadora de processos pedogenéticos. Observou-se no Argissolo (P3) e no Luvisolo (P6) o aumento no teor de argila fina em profundidade, indicativo do processo de lessivagem. O menor teor de argila em superfície, aliado à presença de um horizonte eluvial (horizonte E) como ocorreu no Argissolo, indicaram que esse material pode se transportar e ocupar lugares em profundidade, formando o horizonte Bt. O mesmo processo de transporte ocorreu no Luvisolo, porém com teores maiores de argila no perfil, os horizontes passaram de argiloso a muito argiloso em profundidade.

Neste caso, o alto teor de argila em todo o perfil proporcionou, durante o processo de transporte das argilas, o desenvolvimento de feições de cerosidade. Durante o seu transporte, as argilas preencheram poros e/ou revestiram agregados ou frações grosseiras, produzindo superfícies lisas e brilhantes como observado na descrição morfológica (Santos et al., 2018; Figura 17).

Tabela 5. Características físicas de solos da topossequência 1

hor	Prof cm	Areia Total	Areia Fina	Silte	Argila	ADA ¹	GF ²	S/A ³	AF/AT ⁴	VU ⁵	Densidade Solo	Part. kg dm ⁻³
		-----g kg ⁻¹ -----					---%---					
LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico												
A	0-23	281	171	69	650	205	68	0,11	0,61	-0,23	1,10	2,35
BA	23-48	223	145	77	700	163	77	0,11	0,65	0,24	-	-
Bw1	48-86	229	140	64	707	6	99	0,09	0,61	-0,48	1,07	2,38
Bw2	86-160+	224	166	91	686	6	99	0,13	0,74	-	-	-
NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico												
A	0-13	956	459	27	16	14	17	1,67	0,48	0,23	1,46	2,53
CA	13-58/60	947	398	39	14	6	62	2,68	0,42	-0,14	-	-
C1	58/60-75	937	431	40	23	6	74	1,73	0,46	0,24	-	-
C2	75-100	942	386	33	24	12	49	1,37	0,41	-0,29	1,40	2,49
C3	100-120	934	467	29	37	12	68	0,77	0,50	0,03	-	-
C4	120-200+	932	457	31	37	18	50	0,84	0,49	-	-	-
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abrupto												
A	0-5	918	789	69	13	12	8	5,31	0,86	-0,25	1,58	2,43
E1	5-19/23	899	800	78	22	16	29	3,52	0,89	0,00	-	-
Lamela	19/23-25/30	873	777	73	54	44	20	1,34	0,89	-0,10	-	-
E2	25/30-35/63	900	810	75	25	21	13	3,06	0,90	0,10	-	-
Bt1	35/63-72/80	798	710	75	127	99	22	0,59	0,89	-0,11	1,57	2,43
Bt2	72/80-140+	778	700	82	140	11	92	0,58	0,90	-	-	-

1- Argila dispersa em água. 2 - Grau de floculação. 3 – Relação silte/argila. 4 – Relação areia fina/areia total. 5 – Valor de uniformidade.

Tabela 6. Características físicas de solos da topossequência 2

hor	Prof cm	Areia Total	Areia Fina	Silte	Argila	ADA ¹	GF ²	S/A ³	AF/AT ⁴	VU ⁵	Densidade	
											Solo	Part.
-----g kg ⁻¹ -----												
-----%-----												
-----kg dm ⁻³ -----												
LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico												
A	0-20	326	81	248	426	15	96	0,58	0,25	0,42	1,18	2,58
BA	20-36	296	71	142	562	22	96	0,25	0,24	-0,45	-	-
Bw1	36-67	258	81	224	518	1	100	0,43	0,31	-0,22	-	-
Bw2	67-110	229	86	228	543	1	100	0,42	0,37	-0,05	1,11	2,66
Bw3	110-180+	216	88	209	575	1	100	0,36	0,41	-	-	-
LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico												
A	0-14	191	179	323	486	18	96	0,66	0,94	1,58	1,08	2,48
BA	14-40	146	124	233	621	17	97	0,38	0,85	0,76	-	-
Bw1	40-74	131	98	206	663	17	97	0,31	0,75	-0,69	0,87	2,57
Bw2	74-130	122	110	244	634	1	100	0,39	0,90	-0,24	-	-
Bw3	130-170+	114	104	285	601	36	94	0,47	0,91	-	-	-
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico												
A	0-10	37	nd	531	432	20	95	1,23	nd	nd	1,16	2,48
AB	10-25	22	nd	411	567	36	94	0,72	nd	nd	-	-
Bt	25-63	14	nd	240	746	404	46	0,32	nd	nd	1,04	2,54
BC	63-130+	9	nd	222	769	389	49	0,29	nd	-	-	-
CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico												
A	0-10/17	744	685	125	131	6	73	0,95	0,92	0,07	1,55	2,46
BA	10/17-52	758	697	85	157	85	46	0,54	0,92	-0,18	-	-
Bi1	52-79	717	667	116	167	113	32	0,70	0,93	-0,12	1,53	2,45
Bi2	79-150	713	670	96	192	133	31	0,50	0,94	-0,17	-	-
Bi3	150-180+	713	677	98	189	8	96	0,52	0,95	-	-	-

1- Argila dispersa em água. 2 - Grau de floculação. 3 – Relação silte/argila. 4 – Relação areia fina/areia total. 5 – Valor de uniformidade. nd = não determinado.

Observou-se um incremento discreto no teor de argila fina em profundidade no Cambissolo. O teor de argila total também foi maior no horizonte B, porém, como dito anteriormente, insuficiente para caracterizá-lo como horizonte textural. E nos Latossolos, os teores de argila eram homogêneos, sem grandes alterações ao longo do perfil.

O incremento no teor de argila, característico em horizonte B textural, se dá por razões físicas e químicas citadas anteriormente. Na maioria dos casos este incremento está diretamente relacionado ao aumento da área superficial específica (ASE) com a formação do horizonte Bt. O aumento no teor de argila por si só já confere maior valor de ASE ao horizonte e, quando há o aumento na quantidade de argila fina, esse valor tende a ser ainda maior que os encontrados em horizontes sobrejacentes. Isso pode ser claramente visto no perfil que possui transição abrupta entre os horizontes, como no Argissolo, onde o aumento no teor de argila contribuiu expressivamente para o aumento na ASE (Figura 19). Os dados numéricos da ASE são apresentados na tabela 7.

O fracionamento da areia, utilizado para inferir a ocorrência de horizonte errático ou descontinuidade litológica, indicou, em alguns perfis, prováveis descontinuidades (Tabelas 5 e 6). O valor de uniformidade (VU), quando maior que $0,6$ é um indicativo de formação de horizonte alóctone, ou seja, em ambiente diferente. É o que foi observado no perfil LVwf da segunda topossequência, na Serra Tapirapuã. Analisando somente este parâmetro, poderia se concluir que tal região pode ter recebido materiais diferentes do basalto tido como material de origem da região, formando horizontes erráticos.

Entretanto, como colocado no referencial teórico, esse parâmetro deve ser associado com outros presentes na tabela, como a amplitude da diferença na relação entre areia fina e areia total nos horizontes. Se, além do VU, houver diferença maior ou igual a $0,20$ na relação areia fina/areia total de um horizonte para outro, há forte indício de descontinuidade litológica.

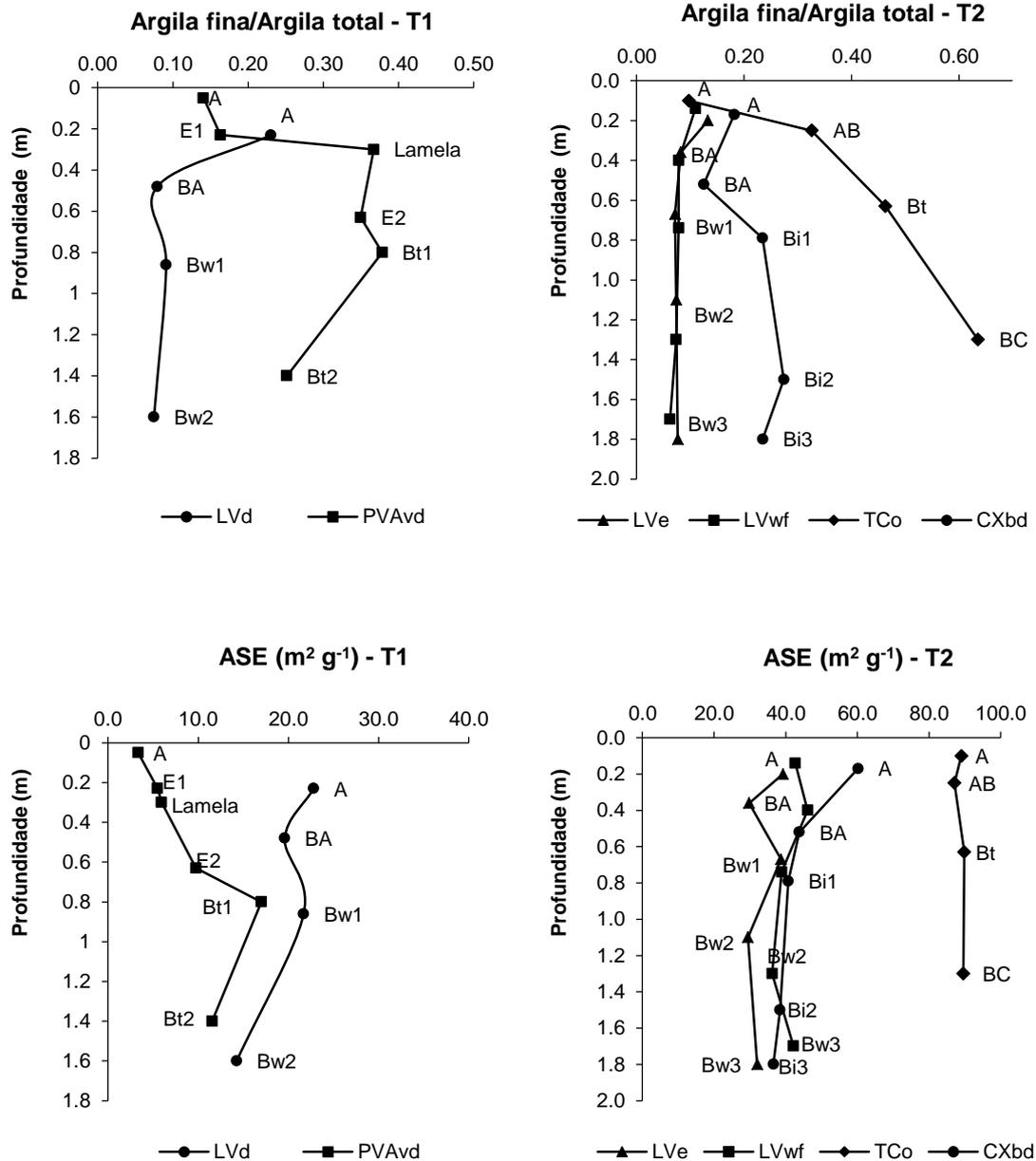


Figura 19. Relação entre argila fina/argila total e área superficial específica (ASE) dos solos das topossequências 1 e 2 (T1 e T2), com indicação dos horizontes dos solos com indicativo de ocorrência de lessivagem. (LVw: Latossolo Vermelho ácrico; PVAvd: Argissolo Vermelho-Amarelo ta distrófico; LVe: Latossolo Vermelho eutrófico; LVwf: Latossolo Vermelho acriférrico; TCo: Luvissoilo Crômico órtico; CXbd: Cambissolo Háplico Tb distrófico)

Tabela 7. Comparação dos dados de argila fina (AF), argila total (AT), relação AF/AT, área superficial específica (ASE) de solos nas topossequências 1 e 2 (T1 e T2). Tangará da Serra-MT.

hor	Prof. (cm)	Argila fina g kg ⁻¹	Argila total	Argila fina/ Argila total	ASE m ² g ⁻¹
LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico (T1)					
A	0-23	149,5	650	0,23	22,8
Ba	23-48	55,3	700	0,08	36,5
Bw1	48-86	64,3	707	0,09	21,7
Bw2	86-160+	51,5	686	0,07	14,3
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abrupto (T1)					
A	0-5	1,8	13	0,14	3,4
E1	5-19/23	3,6	22	0,16	5,5
Lamela	19/23-25/30	19,8	54	0,37	6,0
E2	25/30-35/63	8,7	25	0,35	9,8
Bt1	35/63-72/80	48,0	127	0,38	17,0
Bt2	72/80-140+	35,3	140	0,25	11,6
LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico (T2)					
A	0-20	56,7	426	0,13	39,2
BA	20-36	46,1	562	0,08	29,8
Bw1	36-67	37,3	518	0,07	38,7
Bw2	67-110	39,6	543	0,07	29,5
Bw3	110-180+	44,3	575	0,08	32,1
LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico (T2)					
A	0-14	53,5	486	0,11	42,7
AB	14-40	48,4	621	0,08	46,1
Bw1	40-74	51,7	663	0,08	38,9
Bw2	74-130	46,3	634	0,07	36,2
Bw3	130-170+	37,3	601	0,06	42,2
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico (T2)					
A	0-10	41,9	432	0,10	89,0
AB	10-25	184,8	567	0,33	87,1
Bt	25-63	345,4	746	0,46	89,8
BC	63-130+	488,3	769	0,63	89,6
CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico (T2)					
A	0-10/17	23,8	131	0,18	60,2
BA	10/17-52	19,6	157	0,12	43,8
Bi1	52-79	39,2	167	0,23	40,7
Bi2	79-150	52,6	192	0,27	38,4
Bi3	150-180+	44,4	189	0,23	36,6

Essa diferença não ocorreu, ou seja, a distribuição das frações ocorreu de forma relativamente homogênea, sem mudanças que indiquem material de origem diferente. Observou-se que a maior amplitude de diferença na relação entre areia fina e areia total no LVe foi de 0,16. No LVwf a maior amplitude na diferença dessa relação entre os horizontes foi de 0,19. Valores semelhantes encontrados por Bortoluzzi et al. (2008), Mafra et al. (2001) e Almeida et al. (1997) também indicaram a ausência de descontinuidade litológica na formação dos solos estudados, apesar de VU maiores que $[0,6]$. O cálculo do VU leva em conta o teor de silte e isso deve ter contribuído para o aumento do seu valor.

Os parâmetros de classificação da areia indicaram relativa homogeneidade entre a fração grosseira (Tabelas 8 e 9). De maneira geral, a classificação da fração grosseira seguiu um padrão de distribuição e classificação que não remete à discordância. O tamanho dos grãos predominante ficou entre fino e muito fino, o que é esperado em solos com material de origem como basalto ou rocha detrito-laterítica com pouco quartzo. Rochas com maior teor de quartzo, como o arenito, por exemplo, podem dar origem a solos com grãos maiores, como ocorreu no Neossolo.

O Neossolo, originado de arenito e localizado na encosta da Serra dos Parecis, apresentou os maiores tamanhos de grãos de areia, classificado como areia média. Além do material de origem contribuir para isso, a posição no relevo também colaborou no sentido de facilitar a saída dos grãos mais finos pela ação de ventos e chuvas. Assim, na região do sopé, onde se localiza o Argissolo, houve deposição de areia fina.

A seleção desse material foi moderada, com exceção dos horizontes de transporte de argilas no Argissolo, que apresentaram areias bem selecionadas. Com isso, pode-se inferir que o nível de energia para deposição desse material onde estão hoje foi intermediário, sem grandes distâncias de rolamento que possibilitariam maior nível de seleção e de arredondamento dos grãos.

Tabela 8. Parâmetros granulométricos da areia de solos da topossequência 1

hor	Prof (cm)	Diâmetro Médio (ϕ)	Classe	Grau de Seleção σ (ϕ)	Classe	-	Assimetria Classe	-	Curtose Classe
LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico									
A	0-23	2,17	Areia fina	0,77	Mod. Selecionado ¹	-0,01	Aprox. simétrica ²	0,92	Mesocúrtica
BA	23-48	2,21	Areia fina	0,79	Mod. selecionado	-0,06	Aprox. simétrica	0,97	Mesocúrtica
Bw1	48-86	2,17	Areia fina	0,79	Mod. selecionado	-0,02	Aprox. simétrica	0,92	Mesocúrtica
Bw2	86-160+	2,31	Areia fina	0,75	Mod. selecionado	-0,12	Negativa	1,22	Leptocúrtica
NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico									
A	0-13	1,98	Areia média	0,70	Mod. selecionado	0,10	Positiva	0,79	Platicúrtica
CA	13-58/60	1,93	Areia média	0,66	Mod. selecionado	0,15	Positiva	0,76	Platicúrtica
C1	58/60-75	1,97	Areia média	0,68	Mod. selecionado	0,14	Positiva	0,78	Platicúrtica
C2	75-100	1,92	Areia média	0,66	Mod. selecionado	0,19	Positiva	0,77	Platicúrtica
C3	100-120	2,01	Areia fina	0,66	Mod. selecionado	0,03	Aprox. simétrica	0,74	Platicúrtica
C4	120-200+	2,00	Areia fina	0,67	Mod. selecionado	0,08	Aprox. simétrica	0,76	Platicúrtica
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abrupto									
A	0-5	2,45	Areia fina	0,50	Mod. selecionado	-0,11	Negativa	1,26	Leptocúrtica
E1	5-19/23	2,47	Areia fina	0,49	Bem selecionado	-0,10	Negativa	1,24	Leptocúrtica
Lam ³	19/23-25/30	2,47	Areia fina	0,47	Bem selecionado	-0,14	Negativa	1,18	Leptocúrtica
E2	25/30-35/63	2,48	Areia fina	0,50	Mod. selecionado	-0,05	Aprox. simétrica	1,30	Leptocúrtica
Bt1	35/63-72/80	2,49	Areia fina	0,53	Mod. selecionado	-0,04	Aprox. simétrica	1,36	Leptocúrtica
Bt2	72/80-140+	2,49	Areia fina	0,51	Mod. selecionado	-0,03	Aprox. simétrica	1,33	Leptocúrtica

1- Moderadamente selecionado. 2- Aproximadamente simétrica. 3- Lamela

Tabela 9. Parâmetros granulométricos da areia de solos da topossequência 2

hor	Prof (cm)	Diâmetro Médio		Grau de Seleção		Assimetria		Curtose	
		(ϕ)	Classe	σ (ϕ)	Classe	-	Classe	-	Classe
LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico									
A	0-20	2,65	Areia fina	0,78	Mod. selecionado ¹	0,02	Aprox. simétrica ²	1,09	Mesocúrtica
BA	20-36	2,62	Areia fina	0,88	Mod. selecionado	-0,08	Aprox. simétrica	1,00	Mesocúrtica
Bw1	36-67	2,92	Areia fina	0,74	Mod. selecionado	-0,11	Negativa	0,91	Mesocúrtica
Bw2	67-110	3,00	Areia muito fina	0,66	Mod. selecionado	-0,12	Negativa	0,76	Platicúrtica
Bw3	110-180+	3,00	Areia muito fina	0,68	Mod. selecionado	-0,15	Negativa	0,80	Platicúrtica
LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico									
A	0-14	3,10	Areia muito fina	0,63	Mod. selecionado	-0,22	Negativa	0,79	Platicúrtica
AB	14-40	3,08	Areia muito fina	0,70	Mod. selecionado	-0,30	Negativa	0,91	Mesocúrtica
Bw1	40-74	2,67	Areia fina	0,81	Mod. selecionado	-0,02	Aprox. simétrica	0,97	Mesocúrtica
Bw2	74-130	3,18	Areia muito fina	0,61	Mod. selecionado	-0,30	Negativa	0,96	Mesocúrtica
Bw3	130-170+	3,19	Areia muito fina	0,60	Mod. selecionado	-0,29	Negativa	0,96	Mesocúrtica
CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico									
A	0-10/17	2,77	Areia fina	0,68	Mod. selecionado	0,09	Aprox. simétrica	1,01	Mesocúrtica
BA	10/17-52	2,72	Areia fina	0,66	Mod. selecionado	0,11	Positiva	1,16	Leptocúrtica
Bi1	52-79	2,76	Areia fina	0,66	Mod. selecionado	0,13	Positiva	1,01	Mesocúrtica
Bi2	79-150	2,80	Areia fina	0,65	Mod. selecionado	0,13	Positiva	0,92	Mesocúrtica
Bi3	150-180+	2,80	Areia fina	0,61	Mod. selecionado	0,21	Positiva	0,84	Platicúrtica

1- Moderadamente selecionado. 2- Aproximadamente simétrica

As curvas de frequência acumulada, bem como o gráfico de distribuição das classes de diâmetro dos grãos, também mostraram que a distribuição granulométrica da areia era uniforme na maioria dos solos (Figuras 20 e 21). A classe de distribuição dos grãos indicou predomínio de areia fina a muito fina, com exceção no RQo, que apresentou grãos de diâmetro médio. Mas em nenhum dos solos houve predomínio de grãos maiores que isso.

Os Latossolos desenvolvidos de basalto (LVe e LVwf da T2) mostraram as maiores diferenças na distribuição, apresentando curvas um pouco distantes do padrão do perfil. No entanto, como já abordado na discussão dos dados numéricos da distribuição granulométrica, tais diferenças não são suficientes para caracterizar discordância litológica.

Outro fator a ser levado em conta na análise da existência da descontinuidade litológica neste perfil é o teor de areia total. No LVe e LVwf esses teores eram baixos, sendo que no LVwf, solo que apresentou maior diferença no padrão de distribuição granulométrica da areia, essa fração correspondia a menos de 20% da composição do solo. Em teores tão baixos, o julgamento de descontinuidade com base no tamanho da areia pode induzir à conclusão errada (Miller et al., 1993). Outra observação a ser feita aqui é de que no campo foi constatada uma área contrastante muito próxima ao LVe, de origem sedimentar, a qual pode ter influenciado a formação desse solo.

6.3. Características químicas e balanço de massa (geoquímico)

Os solos, na sua maioria eram ácidos, com pH variando entre 4,4 e 5,8 na primeira topossequência e 5,2 a 7,0 na topossequência 2, sendo que os valores próximos à neutralidade foram encontrados nos solos eutróficos, LVe e TCo (Tabelas 10 e 11). A composição química dos perfis revelou baixa fertilidade natural, com baixa saturação por bases e em alguns casos, alta saturação em alumínio. Isso se deu especialmente no Neossolo (perfil 2), onde é mantida a condição natural da região, sem nenhum manejo. O material de origem (arenito) pobre em bases, bem como a posição em encosta declivosa, favoreceu o transporte de bases e a manutenção do alumínio no sistema por ser este um elemento menos móvel.

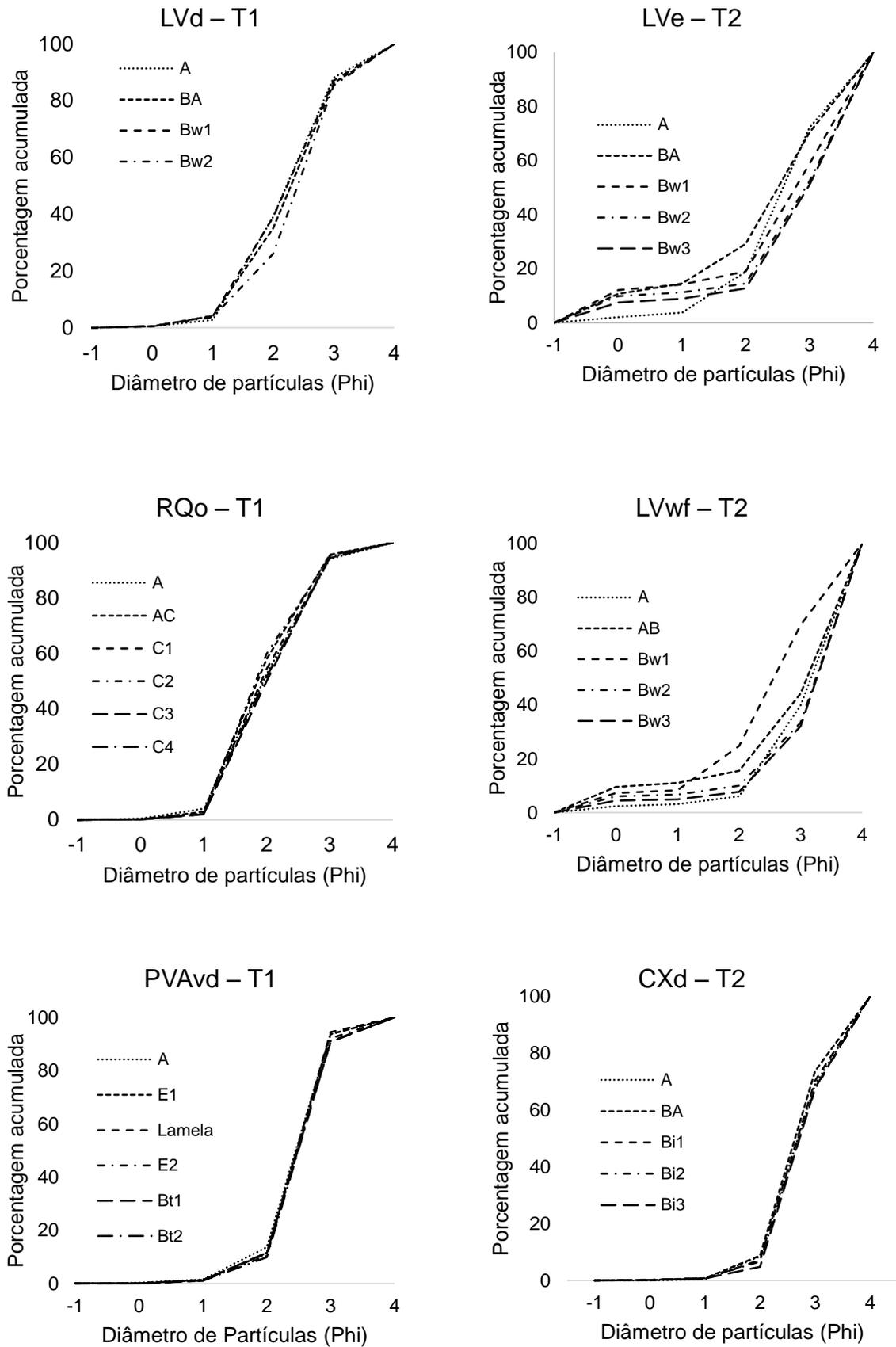


Figura 20. Curvas de frequência acumulada (%) da distribuição de partículas da fração areia em solos das toposseqüências 1 e 2 (T1 e T2).

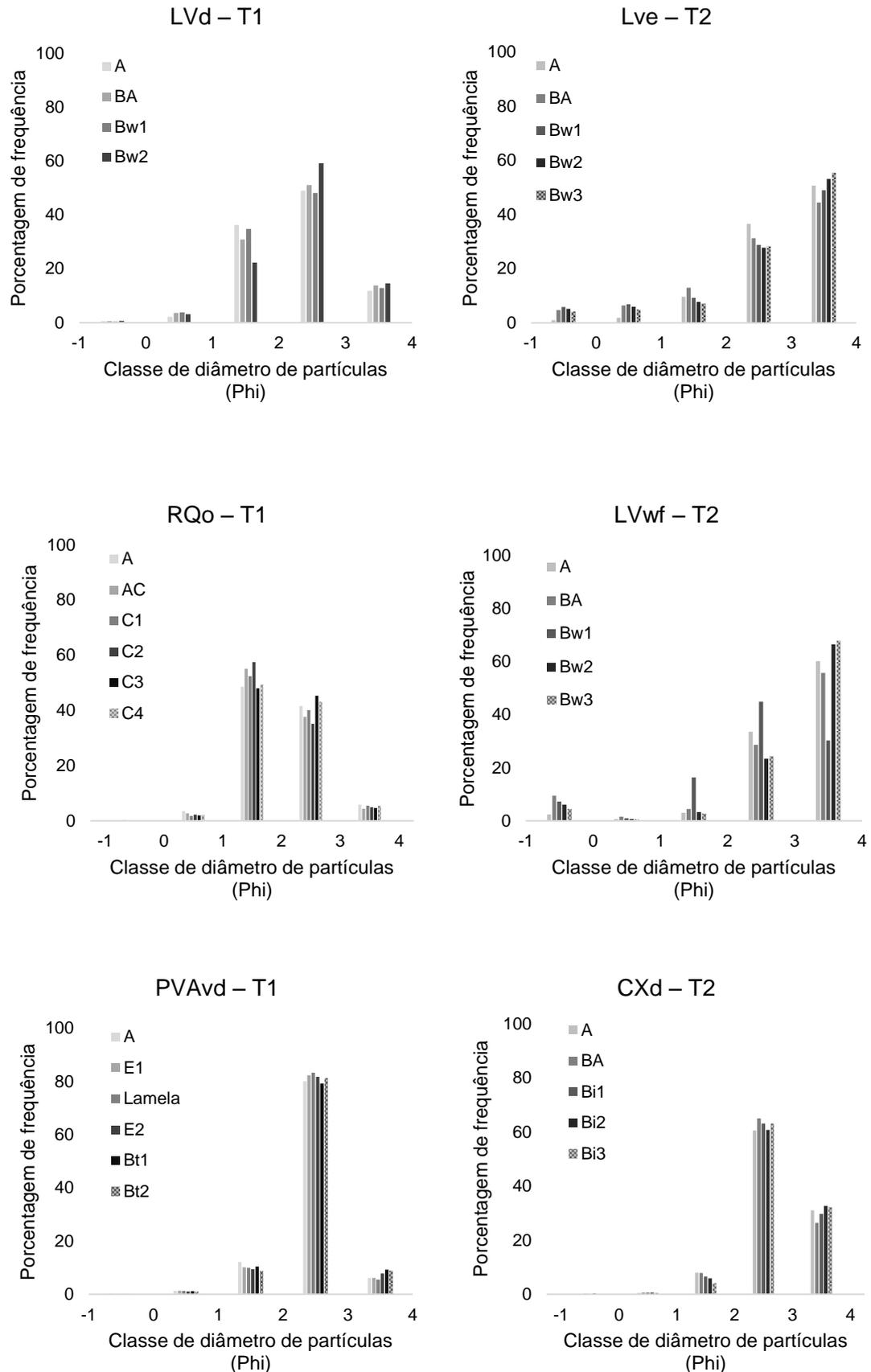


Figura 21. Frequência (%) da distribuição de partículas da fração areia em solos das toposseqüências 1 e 2 (T1 e T2).

Tabela 10. Características químicas de solos da topossequência 1

hor	Prof cm	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H ⁺	S ¹	T ²	Aa ³	V ⁴	m ⁵	P	C org	N	C/ N
		Água	KCl															
LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico																		
A	0-23	5,4	4,6	3,0	1,0	0,06	0,18	0,2	5,2	4,2	9,6	14,8	44	5	15,2	22,8	1,6	14
BA	23-48	5,4	4,7	0,9	0,2	0,08	0,08	0,2	4,3	1,2	5,7	8,1	21	14	3,4	10,4	0,8	13
Bw1	48-86	5,5	4,9	0,6	0,1	0,07	0,07	0,0	4,0	0,8	4,8	6,8	17	0	0,8	9,0	0,7	13
Bw2	86-160+	5,8	5,8	0,4	0,1	0,06	0,06	0,0	1,6	0,6	2,2	3,2	27	0	0,8	6,3	0,5	13
NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico																		
A	0-13	4,6	3,7	0,1	0,1	0,01	0,03	0,9	3,1	0,2	4,2	-	5	82	2,0	7,0	0,5	14
CA	13-58/60	4,4	3,8	0,1	0,1	0,01	0,01	0,8	2,9	0,2	3,9	-	5	80	1,3	6,3	0,5	13
C1	58/60-75	4,7	4,2	0,1	0,1	0,01	0,01	0,6	1,8	0,2	2,6	-	8	75	2,0	4,2	0,4	11
C2	75-100	4,7	4,2	0,1	0,1	0,01	0,01	0,5	2,2	0,2	2,9	-	7	71	1,2	3,6	0,4	9
C3	100-120	4,6	4,3	0,1	0,1	0,01	0,01	0,5	1,8	0,2	2,5	-	8	71	1,1	3,5	0,4	9
C4	120-200+	4,7	4,3	0,1	0,1	0,01	0,01	0,8	3,0	0,2	4,0	-	5	80	1,8	1,9	0,3	6
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abruptico																		
A	0-5	5,5	4,6	0,9	0,4	0,01	0,08	0,0	1,5	1,4	2,9	-	48	0	1,6	4,5	0,4	11
E1	5-19/23	5,2	4,4	1,0	0,4	0,01	0,05	0,1	1,1	1,5	2,7	-	56	6	1,2	3,6	0,4	9
Lam ⁶	19/23-25/30	5,4	4,2	1,1	0,5	0,01	0,03	0,2	1,4	1,6	3,2	-	50	11	0,9	2,0	0,4	5
E2	25/30-35/63	5,6	4,2	0,9	0,5	0,01	0,03	0,0	1,4	1,4	2,8	-	50	0	0,9	1,8	0,4	5
Bt1	35/63-72/80	5,2	3,8	0,8	0,6	0,01	0,05	2,9	2,2	1,5	6,6	51,9	23	66	1,3	1,7	0,4	4
Bt2	72/80-140+	5,2	3,8	0,4	0,4	0,01	0,04	3,3	1,1	0,9	5,3	37,8	17	79	1,2	1,3	0,3	4

1- Soma de bases (Ca, Mg, Na e K). 2 – CTC a pH 7,0. 3 – Atividade de argila. 4 - Saturação por bases. 5 – Saturação por Al. 6 – Lamela.

Tabela 11. Características químicas de solos da topossequência 2

hor	Prof cm	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H ⁺	S ¹	T ²	Aa ³	V ⁴	m ⁵	P	C _{org}	N	C/N
		Água	KCl															
LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico																		
A	0-20	6,4	6,0	5,4	1,6	0,01	0,06	0,0	1,4	7,1	8,5	19,9	84	0	18,4	23,1	0,9	26
BA	20-36	6,6	6,2	1,9	1,0	0,01	0,04	0,0	1,2	3,0	4,2	7,5	71	0	3,7	12,3	0,6	21
Bw1	36-67	7,1	6,6	1,0	0,6	0,01	0,02	0,0	0,5	1,6	2,1	4,1	76	0	1,3	7,6	0,4	19
Bw2	67-110	7,2	6,5	0,9	0,5	0,01	0,02	0,0	0,6	1,4	2,0	3,7	70	0	1,2	6,2	0,4	16
Bw3	110-180+	7,0	6,5	0,8	0,5	0,01	0,02	0,0	0,8	1,3	2,1	3,7	62	0	1,1	5,0	0,4	13
LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico																		
A	0-14	6,4	5,3	3,3	1,7	0,02	0,09	0,0	7,3	5,1	12,4	25,5	41	0	2,1	32,0	1,7	19
AB	14-40	6,4	5,3	1,2	0,6	0,02	0,05	0,0	6,7	1,9	8,6	13,9	22	0	1,7	23,3	1,2	19
Bw1	40-74	6,7	5,4	0,3	0,1	0,01	0,03	0,0	5,5	0,4	5,9	8,9	7	0	0,7	18,6	1,0	19
Bw2	74-130	6,8	6,0	0,1	0,1	0,01	0,02	0,0	2,5	0,2	2,7	4,3	7	0	0,6	11,5	0,7	16
Bw3	130-170+	6,5	6,2	0,1	0,1	0,01	0,01	0,0	1,7	0,2	1,9	3,2	11	0	0,4	9,5	0,6	16
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico																		
A	0-10	5,5	5,1	14,0	3,1	0,01	0,42	0,0	6,8	17,5	24,3	56,2	72	0	4,2	30,4	2,5	12
AB	10-25	5,5	4,8	12,8	2,9	0,02	0,26	0,0	6,2	16,0	22,2	39,2	72	0	2,3	12,6	1,4	9
Bt	25-63	5,7	4,9	12,3	3,3	0,02	0,35	0,0	5,0	16,0	21,0	28,2	76	0	1,4	7,9	1,1	7
BC	63-130+	6,0	4,9	6,7	2,7	0,02	0,24	0,0	3,1	9,7	12,8	16,6	76	0	0,5	5,3	0,9	6
CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico																		
A	0-10/17	5,2	4,6	2,6	0,6	0,02	0,08	0,1	3,6	3,3	7,0	53,3	47	3	1,5	12,6	0,9	14
BA	10/17-52	5,3	4,6	1,5	0,3	0,01	0,03	0,1	2,1	1,8	4,0	25,4	45	5	1,3	4,8	0,4	12
Bi1	52-79	5,6	4,7	1,1	0,1	0,01	0,02	0,0	1,8	1,2	3,0	18,0	40	0	0,8	3,4	0,3	11
Bi2	79-150	5,7	4,9	0,8	0,2	0,01	0,01	0,0	1,5	1,0	2,5	13,0	40	0	0,8	2,2	0,2	11
Bi3	150-180+	5,8	5,0	0,6	0,2	0,01	0,02	0,0	1,5	0,8	2,3	12,1	35	0	1,0	1,3	0,2	7

1- Soma de bases (Ca, Mg, Na e K). 2 – CTC a pH 7,0. 3 – Atividade de argila. 4 - Saturação por bases. 5 – Saturação por Al.

As condições climáticas atuando no material de origem sedimentar rico em ferro também contribuíram para o surgimento de solos menos férteis, como os Latossolos ácrico e acriférrico (perfis 1 e 5), com horizontes que apresentaram caráter ácrico, tendo em vista que há intensa lixiviação de elementos móveis e concentração do ferro e alumínio – a ferralitização. Já o desenvolvimento do Latossolo acriférrico originado de basalto, deve estar mais relacionado à sua posição na paisagem, como será abordado adiante.

Em áreas onde há cultivo agrícola, essas condições são corrigidas pela prática de calagem e fertilização mineral. Com isso foi possível observar, principalmente em horizontes superficiais, teores mais elevados de nutrientes como fósforo, cálcio, magnésio e potássio, aumento do pH e redução da saturação por alumínio. E mesmo entre os Latossolos de fertilidade natural baixa, havia um perfil com características eutróficas, o LVe, apresentando saturação por bases entre 62 e 84%. O material de origem e a posição no relevo, numa região sem declividade, porém em cotas altimétricas inferiores a outros pontos ao seu redor, podem ter sido determinantes na geração e manutenção dessas características. Além disso, esse solo não possuía CTC e teor de bases muito elevado. Assim, as práticas agrícolas de adubação e calagem poderiam estar elevando a saturação por bases a teores que tornaram esse solo eutrófico.

Outro solo que apresentou eutrofismo é o Luvissole, TCo. Observou-se alta saturação por bases em profundidade, com contribuição considerável de cálcio e potássio. Isto pode estar diretamente relacionado ao contato com o material de origem e menor nível de intemperismo sofrido por esse material, que continua liberando esses elementos para o solo. Por se tratar de solos originados de basalto, sua composição primária é, basicamente, de feldspatos e piroxênios. O intemperismo desses minerais faz com que outros minerais sejam formados e elementos químicos como o Ca e K que faziam parte de sua estrutura fiquem disponíveis na solução do solo. Essa pode ser uma causa para os níveis elevados desses elementos neste solo. No caso do Luvissole, esta possibilidade ganha força, tendo em vista que se tratava de uma área com pastagem sem manejo de adubação e também pela observação de solo saprolítico (horizonte BC). Além disso, mesmo que houvesse a prática de adubação na área, como ocorre no LVe, é pouco provável que essa seria tão

profunda ao passo de manter a saturação por bases em níveis altos em mais de um metro de profundidade.

O alto teor de argila encontrado em solos mais intemperizados também está relacionado a maiores teores de Fe e Al e menores teores de Si, determinados por ataque sulfúrico (Tabelas 12 e 13). A relação entre esses elementos na fração argila leva a baixos teores dos índices Ki e Kr, concordando com o alto nível de intemperismo desses solos. Nos Latossolos, os valores de Ki ficaram abaixo de 2,0 nos horizontes diagnósticos, sendo que no caso do LVwf os valores ficaram ainda mais baixos, próximos de 0,1. Esse índice mostra que esse solo é o mais intemperizado dos solos estudados aqui, o que concorda com a sua composição mineralógica.

As relações Ki e Kr dos solos permitiram sua classificação da seguinte maneira (Resende e Santana, 1988):

Topossequência 1:

LVw = caulínítico – não sesquioxídico

RQo = caulínítico – não
sesquioxídico

PVAvd = caulínítico – não
sesquioxídico

Topossequência 2:

LVe = gibbsítico - sesquioxídico

LVwf = gibbsítico - sesquioxídico

TCo = caulínítico - não sesquioxídico

CXbd = caulínítico - não
sesquioxídico

Em alguns horizontes do Neossolo houve baixos índices Ki também, como os que ocorreram nos Latossolos. No entanto, os dados de Ki, Kr, dissoluções seletivas por DCB e oxalato e mesmo os dados de óxidos resultantes do ataque sulfúrico para este solo podem ser desconsiderados. Visto que essas extrações avaliam principalmente o teor desses elementos na fração argila e o teor de argila neste solo é de, no máximo, 4%, esses resultados são pouco expressivos. Dessa forma, a classificação acima (Resende e Santana, 1988) diz respeito somente à fração argila e coloca o RQo como caulínítico, não representando a composição mineralógica predominante deste solo, que é quartzoso.

Por outro lado, os solos menos desenvolvidos, mas com maiores teores de argila, como o Luvisolo, o Cambissolo e o Argissolo, apresentaram, nos horizontes diagnósticos, valores de Ki e Kr mais elevados, o que está de a-

Tabela 12. Composição química da topossequência 1. Extrações por ataque sulfúrico, ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB) e oxalato ácido de amônio.

hor	Prof cm	Ataque sulfúrico			Ki	Kr	DCB		Oxalato		Fed/ Fes ¹	Feo/ Fed ²	Ald/ (Ald+Fed) ³
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			
		----- g kg ⁻¹ -----					----- g kg ⁻¹ -----						
LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico													
A	0-23	125,3	184,1	138,5	1,16	0,78	23,51	54,97	4,22	1,51	0,40	0,03	0,30
BA	23-48	181,8	180,9	83,2	1,71	1,32	22,89	59,23	3,64	1,00	0,71	0,02	0,28
Bw1	48-86	147,0	182,9	83,3	1,37	1,06	20,73	57,27	3,37	0,83	0,69	0,01	0,27
Bw2	86-160+	163,4	141,3	66,7	1,97	1,51	22,33	57,42	3,00	0,68	0,86	0,01	0,28
NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico													
A	0-13	3,2	2,8	3,7	1,96	1,06	0,61	2,56	0,59	0,33	0,70	0,13	0,19
CA	13-58/60	9,9	3,2	3,8	5,31	3,02	0,38	2,24	0,61	0,31	0,59	0,14	0,14
C1	58/60-75	4,0	4,8	4,3	1,42	0,90	1,00	3,21	0,94	0,45	0,75	0,14	0,24
C2	75-100	5,3	5,4	4,7	1,66	1,07	1,02	3,38	0,99	0,46	0,71	0,14	0,23
C3	100-120	16,0	7,7	6,0	3,53	2,35	1,39	4,43	0,94	0,44	0,73	0,10	0,24
C4	120-200+	13,7	9,2	6,7	2,55	1,74	1,69	5,11	0,96	0,46	0,76	0,09	0,25
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abruptico													
A	0-5	24,8	7,7	5,3	5,44	3,79	0,58	1,55	0,32	0,35	0,29	0,23	0,27
E1	5-19/23	26,4	7,6	4,0	5,89	4,40	0,69	1,77	0,44	0,33	0,44	0,19	0,28
Lam ⁴	19/23-25/30	37,2	12,8	4,7	4,95	4,00	1,08	1,52	0,63	0,32	0,32	0,21	0,42
E2	25/30-35/63	88,3	38,1	14,5	3,94	3,17	0,65	1,42	0,34	0,25	0,10	0,17	0,31
Bt1	35/63-72/80	50,5	31,4	7,7	2,73	2,36	2,22	3,82	1,20	0,30	0,49	0,08	0,37
Bt2	72/80-140+	86,1	31,9	9,1	4,59	3,88	2,44	4,06	1,35	0,62	0,45	0,15	0,38

1-Ferro extraído por DCB /Ferro extraído por ataque sulfúrico. 2- Ferro extraído por oxalato ácido de amônio/Ferro extraído por DCB. 3- Alumínio extraído por DCB/(Alumínio extraído por DCB+Ferro extraído por DCB). 4- Lamela.

Tabela 13. Composição química da topossequência 2. Extrações por ataque sulfúrico, DCB e oxalato ácido de amônio.

hor	Prof cm	Ataque sulfúrico			Ki	Kr	DCB		Oxalato		Fed/ Fes ¹	Feo/ Fed ²	Ald/ (Ald+Fed) ³
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			
		----- g kg ⁻³ -----					----- g kg ⁻³ -----						
LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico													
A	0-20	89,5	135,6	114,3	1,12	0,73	26,06	83,24	3,32	1,70	0,73	0,02	0,24
BA	20-36	74,0	127,4	120,1	0,99	0,62	32,98	85,01	3,20	1,51	0,71	0,02	0,28
Bw1	36-67	75,7	129,0	111,4	1,00	0,64	28,87	82,92	2,94	1,53	0,74	0,02	0,26
Bw2	67-110	61,7	151,7	128,1	0,69	0,45	24,21	81,18	3,09	1,51	0,63	0,02	0,23
Bw3	110-180+	71,9	113,9	102,7	1,07	0,68	23,11	86,62	2,89	1,60	0,84	0,02	0,21
LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico													
A	0-14	25,3	171,2	155,4	0,25	0,16	32,93	98,60	8,21	2,26	0,63	0,02	0,25
AB	14-40	14,6	212,1	199,4	0,12	0,07	36,58	130,19	9,34	2,49	0,65	0,02	0,22
Bw1	40-74	22,0	214,8	197,7	0,17	0,11	33,80	140,19	9,00	2,37	0,71	0,02	0,19
Bw2	74-130	16,5	215,1	199,6	0,13	0,08	28,52	141,32	4,67	1,96	0,71	0,01	0,17
Bw3	130-170+	7,1	215,8	205,5	0,06	0,03	23,62	104,35	3,37	2,20	0,51	0,02	0,18
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico													
A	0-10	74,7	113,0	227,0	1,12	0,49	12,43	95,32	2,84	6,25	0,42	0,07	0,12
AB	10-25	81,1	118,8	212,9	1,16	0,54	12,87	98,19	2,24	4,53	0,46	0,05	0,12
Bt	25-63	280,6	147,2	182,0	3,24	1,81	11,20	79,08	2,45	3,89	0,43	0,05	0,12
BC	63-130+	262,0	137,3	157,4	3,24	1,87	12,80	93,83	2,65	4,28	0,60	0,05	0,12
CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico													
A	0-10/17	74,4	35,1	20,7	3,60	2,62	3,54	10,78	0,90	0,44	0,52	0,04	0,25
BA	10/17-52	87,0	34,9	20,0	4,24	3,11	3,63	11,79	0,56	0,35	0,59	0,03	0,24
Bi1	52-79	84,6	34,9	20,1	4,12	3,01	4,63	13,32	0,59	0,30	0,66	0,02	0,26
Bi2	79-150	72,0	42,3	22,1	2,89	2,17	4,30	12,01	0,63	0,29	0,54	0,02	0,26
Bi3	150-180+	73,6	41,2	22,1	3,04	2,26	5,24	14,01	0,56	0,25	0,63	0,02	0,27

1-Ferro extraído por DCB /Ferro extraído por ataque sulfúrico. 2- Ferro extraído por oxalato ácido de amônio/Ferro extraído por DCB. 3 – Alumínio extraído por DCB/(Alumínio extraído por DCB)/(Alumínio extraído por DCB+Ferro extraído por DCB).

cordo com o seu nível de desenvolvimento pedogenético.

As formas químicas de elementos, determinados pelas dissoluções seletivas em DCB e oxalato de amônio, apontaram, em geral, ao predomínio de formas cristalinas de óxidos de ferro. De acordo com Kämpf et al. (1988), valores de Feo/Fed menores que 0,03 indicam a dominância de formas cristalinas de óxidos de ferro, como hematita, goethita e maghemita. E isto pode ser visto em todos os Latossolos e no Cambissolo. Nos demais solos essa relação teve valores maiores, indicando a presença significativa de ferro em formas menos cristalinas, como a ferridrita.

Uma das causas para maior ocorrência de formas menos cristalinas de ferro no solo pode ser a inibição da cristalização pela presença de matéria orgânica. De maneira geral, em todos os solos os valores de Feo foram maiores nos horizontes superficiais, onde o teor de matéria orgânica era maior. Além disso, a posição na paisagem e a classe textural do solo que favoreceu o acúmulo da matéria orgânica podem estar ditando a ocorrência de formas menos cristalinas de ferro nesses horizontes (Montanari et al., 2010; Carvalho Júnior, 2000).

As formas cristalinas de ferro são maiores que as formas menos cristalinas, no entanto, não atingem valores altos como os observados por Kämpf et al. (1988) no estudo citado anteriormente. Eles observaram que 80 a 100% do ferro estariam em formas cristalinas nos Latossolos. Dessa forma, a relação entre o Fed e o ferro total, extraído por ataque sulfúrico (Fes) apresentaria valores entre 0,8 e 1,0.

Os únicos horizontes que apresentaram valor de Fed/Fes dentro desse limite são o Bw_2 do LVw da primeira topossequência e o Bw_3 do LVe da segunda topossequência. Uma das causas para isso pode ser a presença mais expressiva de nódulos de ferro nos demais solos. Provavelmente, as extrações por DCB não foram suficientes para destruir esses nódulos e liberar todo o ferro contido ali, como foi também observado por Oliveira et al. (2001) ao analisar formas de ferro em concreções, mesmo nos menores diâmetros destas.

Kämpf et al. (1988) citam como causa para taxas menores de ferro presente nos óxidos (Fed) em relação ao ferro total (Fes) a presença de minerais primários como a magnetita e a ilmenita em solos derivados de rochas

básicas, como basalto. Esses minerais não são dissolvidos pelo ditionito e, portanto, não contribuem para o valor na leitura do extrato. Tal observação foi julgada coerente por Alleoni e Camargo (1995) ao encontrarem resultados abaixo do esperado para Fed em Latossolos. Estes ainda sugerem que talvez as extrações sucessivas com ditionito não tenham removido todo o ferro dos óxidos presente nas amostras, mesmo que visualmente não se julgasse necessário realizar mais extrações. O mesmo pode ter ocorrido no presente estudo.

Outra causa apontada por Torrent et al. (1987) que pode interferir nos resultados das dissoluções por DCB está relacionada a proporção de goethita e hematita existentes no solo. Há maior taxa de substituição isomórfica na goethita se comparada à hematita. A entrada de alumínio na estrutura do goethita faz com que haja redução no seu tamanho e grau de cristalinidade, o que seria representado por maiores teores de Feo e menores teores de Fed. Isso também foi observado por Melo et al. (2001) e Fontes e Weed (1991).

Um estudo de In da Junior e Kämpf (2005) ainda demonstrou que a resistência da goethita à dissolução redutiva por DCB está relacionada à substituição isomórfica por Al no cristal. Assim, em amostras cambissólicas, goethitas com baixa substituição isomórfica foram mais facilmente dissolvidas por DCB que em amostras latossólicas e plintossólicas, em que a goethita tinha maior taxa de substituição isomórfica e, conseqüentemente, maior resistência à dissolução. Isso contribuiu para menores proporções de Fe extraído pelo DCB.

No caso do Argissolo (perfil 3), outros fatores devem ser levados em conta ao se analisar a cristalinidade dos óxidos componentes deste solo. A sua localização na paisagem, bem como a presença do horizonte textural, permite acúmulo de umidade ao longo do perfil, mesmo não havendo períodos de alagamento na região. Isso, por si só, pode colaborar para diminuição na cristalização desses minerais.

Mesmo com essas diferenças na cristalinidade dos óxidos de ferro, é comum a quase todos os solos a tendência de maior valor de Fed em horizontes subsuperficiais e de Feo/Fed em horizontes superficiais, mesmo com sutil diferença. Além de isso estar relacionado com maiores teores de argila, pode haver influência da maior proporção de matéria orgânica em superfície.

Observou-se um comportamento diferenciado do silício entre as topossequências. Na primeira, o elemento tendia a aumentar em profundidade, evidenciando sua translocação. Nos perfis da segunda topossequência, esse comportamento só foi observado no Luvissole, com aumento do silício nos horizontes subsuperficiais onde há contato com fragmentos do material de origem. Visto que esse material é menos intemperizado que os demais e está recebendo elementos do material parental, o silício foi maior em profundidade. Outra diferença entre as topossequências está relacionada aos teores de cada elemento, característica diretamente relacionada à composição química do material de origem. A primeira topossequência é formada a partir de um material com maior proporção de silício que a segunda e isso pode interferir na dinâmica desse elemento no sistema.

A composição química total analisada por fluorescência de raios-X (FRX) é eficiente em apontar essas diferenças. É possível notar teores maiores de silício, ferro e alumínio se comparados aos resultados das análises por ataque sulfúrico (Tabelas 14 e 15). As células sem valor referem-se a um elemento inexistente no horizonte ou em quantidade inferior ao nível limite de detecção do aparelho.

Visto que se trata de uma análise indireta não destrutiva, baseada na reação da superfície das partículas aos raios-X, as leituras fornecem dados de elementos que não são lidos nas análises convencionais devido às restrições dos extratores. Por isso, em solos com textura arenosa, como o Neossolo, o Argissolo e o Cambissolo, os teores de silício são bem maiores se comparados aos do ataque sulfúrico, visto que o elemento presente na estrutura do quartzo é lido pela FRX, ao passo que não é dissolvido pelo ácido.

O silício também é encontrado em menores teores nos Latossolos das duas topossequências, sendo que o Latossolo Vermelho acriférico apresenta os menores valores (34,2 – 48,7 g kg⁻¹). Ao mesmo tempo, estes solos concentram maiores teores de ferro, alumínio e titânio se comparado aos demais. A presença mais expressiva desses elementos no solo evidencia o avançado estágio de intemperismo sofrido pelo seu material de origem e maior grau de desenvolvimento pedológico desses solos.

Tabela 14. Composição química da topossequência 1. Elementos determinados por fluorescência de raio-X (FRX).

hor	Prof cm	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O	MnO	Cr ₂ O ₃	NiO	TiO ₂	ZrO ₂
		g kg ⁻¹												
LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico														
A	0-23	236,3	133,4	282,7	-	1,2	0,4	1,3	-	0,2	0,2	0,0	20,0	0,7
BA	23-48	170,7	149,3	298,7	-	0,2	0,2	0,4	-	0,2	0,2	0,0	20,5	0,9
Bw1	48-86	187,4	146,1	317,6	-	0,2	0,3	0,4	-	0,2	0,2	0,0	20,7	0,8
Bw2	86-160+	175,6	150,2	294,1	-	0,2	0,2	0,4	-	0,2	0,2	0,0	21,1	0,9
NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico														
A	0-13	625,3	5,4	8,8	-	0,0	0,1	0,1	-	-	-	0,0	0,5	0,4
CA	13-58/60	620,1	5,7	9,7	-	0,1	0,1	0,1	-	-	-	0,0	0,6	0,4
C1	58/60-75	609,7	6,4	13,2	-	0,0	0,1	0,2	-	-	-	0,0	0,6	0,4
C2	75-100	609,4	7,4	15,3	-	0,1	0,0	0,2	-	-	-	0,0	0,7	0,5
C3	100-120	570,9	8,0	18,0	-	0,1	0,1	0,2	-	-	-	0,0	0,8	0,5
C4	120-200+	605,6	8,6	18,5	-	0,1	0,1	0,2	-	-	-	0,0	0,8	0,6
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abruptico														
A	0-5	589,9	5,5	20,2	0,8	0,4	3,9	0,2	0,2	0,3	-	0,0	1,9	2,0
E1	5-19/23	639,7	6,0	23,9	1,0	0,4	4,7	0,1	0,2	0,2	-	-	2,1	1,6
Lam ¹	19/23-25/30	579,9	6,9	34,9	1,5	0,4	4,8	0,2	0,2	0,2	-	0,0	1,9	1,5
E2	25/30-35/63	641,5	5,6	25,3	1,1	0,3	4,9	0,1	0,2	0,1	-	0,0	2,2	1,5
Bt1	35/63-72/80	554,2	10,5	73,2	3,0	0,3	5,2	0,2	0,2	0,1	-	0,0	2,3	1,5
Bt2	72/80-140+	521,9	11,0	74,3	2,9	0,1	4,8	0,2	0,2	0,1	-	-	2,3	1,7

1- Lamela

Tabela 15. Composição química da topossequência 2. Elementos determinados por fluorescência de raio-X (FRX).

hor	Prof cm	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O	MnO	Cr ₂ O ₃	NiO	TiO ₂	ZrO ₂
g kg ⁻¹														
LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico														
A	0-20	95,4	288,1	326,9	0,9	3,6	0,4	2,3	-	0,6	0,6	0,0	36,7	0,7
BA	20-36	87,4	293,0	348,0	0,4	0,8	0,2	0,6	-	0,4	0,4	0,1	39,1	0,7
Bw1	36-67	85,0	294,8	349,3	0,3	0,3	0,2	0,4	-	0,4	0,4	0,1	39,3	0,7
Bw2	67-110	86,2	289,2	354,9	0,4	0,3	0,2	0,3	-	0,4	0,3	0,1	38,7	0,7
Bw3	110-180+	90,1	294,7	345,2	0,3	0,3	0,2	0,4	-	0,4	0,3	0,1	38,0	0,8
LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico														
A	0-14	48,7	308,6	337,1	0,5	1,4	0,4	1,0	-	0,6	0,4	0,1	38,3	0,7
AB	14-40	36,7	318,6	350,8	-	0,3	0,3	0,6	-	0,4	0,5	0,0	39,7	0,7
Bw1	40-74	34,2	326,7	362,7	-	0,1	0,2	0,5	-	0,4	0,5	0,1	41,5	0,7
Bw2	74-130	34,8	335,1	368,7	-	0,1	0,2	0,4	-	0,3	0,6	0,1	41,8	0,7
Bw3	130-170+	40,4	335,2	370,5	-	-	-	0,4	-	0,3	0,4	0,0	42,0	0,7
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico														
A	0-10	256,7	320,3	167,1	3,8	6,2	2,5	2,3	-	5,2	0,4	0,2	40,3	0,4
AB	10-25	248,7	313,3	195,4	3,9	3,8	2,2	1,4	-	4,6	0,4	0,2	37,6	0,4
Bt	25-63	252,5	257,3	229,6	4,0	3,3	2,3	0,9	-	2,9	0,3	0,2	26,0	0,3
BC	63-130+	255,4	253,9	236,0	3,9	3,0	2,3	0,8	-	3,0	0,2	0,2	25,9	0,3
CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico														
A	0-10/17	524,7	27,6	72,1	0,4	0,8	0,3	0,3	-	0,2	0,1	0,0	5,7	2,6
BA	10/17-52	453,6	28,5	87,7	0,3	0,5	0,4	0,2	-	0,1	0,0	0,0	6,3	3,1
Bi1	52-79	459,5	32,6	98,9	0,3	0,4	0,4	0,2	-	0,1	-	-	6,7	2,6
Bi2	79-150	451,6	34,9	107,8	0,3	0,3	0,4	0,3	-	0,1	0,1	0,0	7,0	2,9
Bi3	150-180+	445,5	34,9	105,5	0,3	0,1	0,4	0,2	-	0,1	-	0,0	7,1	3,0

De maneira geral, os demais elementos foram encontrados em baixas concentrações. Porém, no Luvissole os teores de cálcio, magnésio, fósforo e potássio eram mais elevados. Visto que neste solo havia a presença de material de origem fragmentado em decomposição, é provável que o material de origem ainda estivesse fornecendo esses elementos para o solo durante os processos intempéricos.

Além disso, nos Latossolos os valores desses elementos eram ligeiramente maiores no horizonte A. Esses valores se justificam pelo aporte de nutrientes das práticas de preparo de solo para cultivo agrícola. O maior teor de potássio no Argissolo ($3,9 - 5,2 \text{ g kg}^{-1}$), por sua vez, pode ser explicado pela sua posição em mais baixa altitude no relevo. Rodrigues (2005) encontrou maiores níveis de potássio no sopé de uma topossequência, atribuindo esse resultado a facilidade de remoção e movimentação desse íon ao longo da paisagem e em profundidade no perfil do solo. O mesmo não aconteceu no Cambissolo, provavelmente, por estar a uma distância maior da encosta.

Os índices ID, CIA, CIW e MIA confirmaram os diferentes estágios de desenvolvimento pedológico dos solos estudados (Tabelas 16 e 17). A intensidade do intemperismo é indicada pelos menores valores de ID e maiores valores de CIA, CIW e MIA.

Os solos da primeira topossequência foram bem contrastados pelos índices de intemperismo (Tabela 16). O Argissolo apresentou valores de ID maiores ($5,96 - 21,37$), devido ao valor maior de silício neste solo. Mas é interessante observar o decréscimo no valor desse índice ao longo do perfil, principalmente nos horizontes Bt, indicando o acúmulo de argilas com a ocorrência do processo de dessilicação. Os outros índices foram menores, com destaque para o MIA ($63,56 - 87,63$), indicando que neste solo poderia haver minerais passivos de serem intemperizados.

Os maiores valores de CIA, CIW e MIA do Latossolo o colocaram como mais intemperizado que o Argissolo. O baixo valor de ID ($0,29 - 0,54$), por outro lado, indica a intensidade do processo de dessilicação que ocorreu neste solo. Outro fato interessante são os valores altos de CIA, CIW e MIA da rocha detrito-laterítica. Esta rocha já era um material alterado que se consolidou e isso pode ter contribuído para esse resultado.

Tabela 16. Índices de intemperismo de solos da topossequência 1 e de rocha detrito-laterítica tida como material de origem do primeiro perfil. ID = índice de dessilicação. CIA = índice químico de alteração. CIW = índice químico de intemperismo. MIA = índice mineralógico de alteração.

hor	ID	CIA	CIW	MIA
LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico				
A	0,54	99,44	99,58	98,87
BA	0,36	99,87	99,93	99,73
Bw1	0,39	99,84	99,94	99,69
Bw2	0,38	99,86	99,93	99,73
Rocha	0,29	99,82	100	99,65
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abruptico				
A	21,37	81,78	97,12	63,56
E1	19,99	81,85	97,55	63,70
Lamela	13,27	86,60	98,31	73,20
E2	19,38	82,41	98,06	64,82
Bt1	6,44	92,78	99,32	85,55
Bt2	5,96	93,81	99,87	87,63

Diferente disso, o basalto da segunda topossequência mostrou resultados que indicam sua integridade em relação ao solo (Tabela 17). Com isso, o Luvissole, solo que possuía horizonte saprolítico, trouxe valores que o colocaram como o menos intemperizado da sequência de solos de basalto. O processo de dessilicação ocorreu de forma mais intensa no Latossolo acriférico, como indicado pelos menores valores de ID (0,05 – 0,07). No Cambissolo, a exemplo do que aconteceu com o Argissolo da primeira topossequência, os valores de ID também foram maiores (3,02 – 4,98), fato resultante da sua natureza sedimentar rica em quartzo.

Os índices CIA, CIW e MIA não foram tão eficientes em contrastar esses solos. O grau de desenvolvimento do Luvissole e Cambissolo deveriam gerar menores valores desses índices, mas os valores ficaram muito próximos aos dos Latossolos.

Tabela 17. Índices de intemperismo de solos da topossequência 2 e de rocha basalto tida como material de origem do quinto e sexto perfil. ID = índice de dessilicação. CIA = índice químico de alteração. CIW = índice químico de intemperismo. MIA = índice mineralógico de alteração.

hor	ID	CIA	CIW	MIA
LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico				
A	0,15	98,79	98,91	97,58
BA	0,13	99,71	99,77	99,43
Bw1	0,12	99,86	99,91	99,71
Bw2	0,13	99,86	99,92	99,72
Bw3	0,13	99,86	99,91	99,71
LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico				
A	0,07	99,47	99,59	98,94
AB	0,05	99,83	99,91	99,66
Bw1	0,05	99,92	99,97	99,83
Bw2	0,05	99,92	99,98	99,84
Bw3	0,05	100	100	100
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico				
A	0,49	95,05	96,42	90,10
AB	0,46	97,02	98,09	94,04
Bt	0,49	97,62	98,58	95,24
BC1	0,50	97,8	98,74	95,61
Rocha	1,24	55,85	56,90	11,70
CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico				
A	4,98	98,5	98,90	96,99
BA	3,70	98,98	99,43	97,97
Bi1	3,32	99,20	99,60	98,40
Bi2	3,02	99,35	99,72	98,71
Bi3	3,02	99,53	99,91	99,06

A composição química por FRX das amostras de rocha é apresentada na tabela 18, sendo que a rocha detrito-laterítica foi tida como material de origem do LVw (perfil 1) e o basalto foi tido como material de origem do LVwf e o TCo (perfis 5 e 6). A rocha detrito-laterítica apresentou

menor teor de nutrientes, porém, possuía alto teor de ferro proveniente dos óxidos que a compunha. Vale lembrar que esta rocha é sedimentar, produto de alteração de rochas areníticas ricas em quartzo e conglomerados de óxidos de ferro. Isso, por si só, contribuiu para que essa rocha não apresentasse altos teores de outros elementos como cálcio, potássio e magnésio.

O basalto, por outro lado, tinha menor teor de ferro em relação à primeira rocha, mas possuía maior teor de silício, cálcio, magnésio e potássio, elementos esses que estavam presentes na estrutura de minerais primários. A degradação dessa rocha em solos menos desenvolvidos pedogeneticamente, como o Luvisolo, estaria liberando esses elementos, contribuindo para que esse solo apresentasse quantidades mais expressivas destes.

Tabela 18. Composição química de rocha detrítico-laterítica (R1) da topossequência 1 e de basalto (R2) da topossequência 2. Análise por fluorescência de raio-X - FRX.

	Ti ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	P ₂ O ₅	MgO	Na ₂ O	MnO
	g kg ⁻¹									
R1	3,7	57	191,3	587,8	0,1	0,0	0,6	-	-	0,1
R2	13,8	136,0	350,0	132,1	4,5	89,0	1,0	35,4	14,0	2,1

A comparação proporcional dos teores de elementos entre solo e rocha é apresentada na figura 22. Como esperado em solos tão intemperizados como os desse estudo, os teores proporcionais da maioria dos elementos analisados são inferiores aos das rochas, indicando intensidade de processos que causaram sua lixiviação.

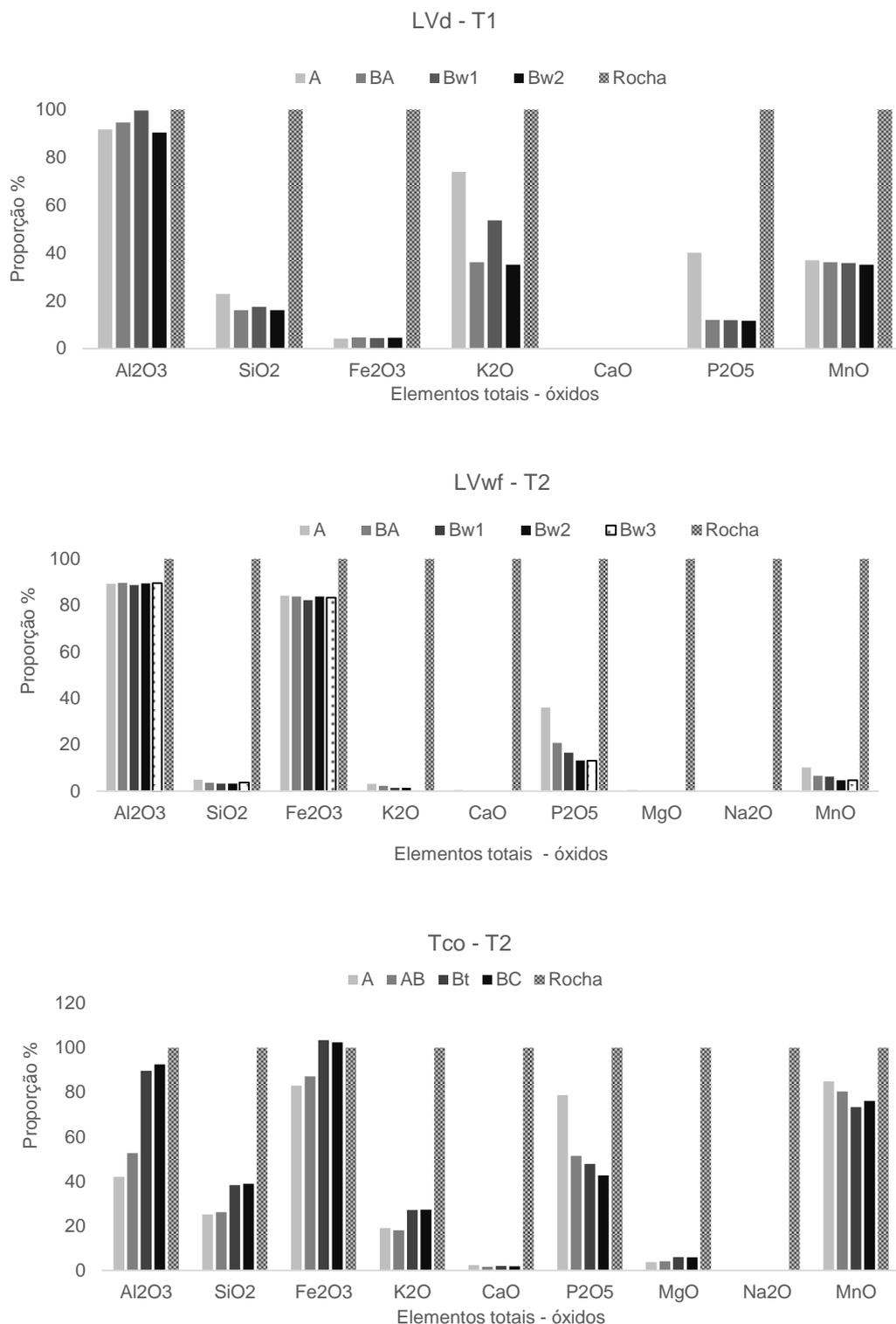


Figura 22. Proporção de elementos totais na forma de óxidos presentes no solo em comparação com a rocha tida como seu material de origem: rocha detrito-laterítica em toposequência 1 (T1) e basalto em toposequência 2 (T2).

É notável, porém, a concentração de alguns elementos. No LVw o alumínio se destaca com proporções próximas a 100%. Fósforo e potássio também apresentam proporções mais altas no horizonte superficial, com valores de 40,1% e 74% respectivamente. Provavelmente isso se dá pela ação da prática de adubações, visto ser área de cultivo agrícola. O mesmo não se dá com o silício e ferro. A diminuição do silício reforça o processo de dessilicação que ocorreu nesse solo. E a menor proporção do ferro em relação à rocha deve ser visto com cautela, visto que o teor de ferro da rocha é muito alto (587,8 g kg⁻¹, tabela 18) e, mesmo com a queda nos teores de ferro no perfil, sua presença é suficiente para classificar esse solo como sendo mesoférrico, com teores que vão de 133,4 a 187,4 g kg⁻¹ (Tabela 14).

Nos solos de basalto, a concentração de ferro e alumínio é expressa nos dois solos, sendo que no Luvisolo os valores são maiores em profundidade, ultrapassando 100% no caso do ferro. O LVwf demonstra maior perda de silício, indicando intensa dessilicação neste perfil também. No Luvisolo há redução desse elemento, porém, de forma menos pronunciada, principalmente nos horizontes subsuperficiais, indicando menor intensidade de intemperismo sofrida por esse solo. É interessante a proporção alta de manganês neste solo. O material de origem deve ter contribuído com o fornecimento desse elemento, a exemplo do que deve ter ocorrido com o potássio.

Outra característica interessante na distribuição dos elementos ao longo dos perfis é a redução ou elevação abrupta nos seus níveis no Luvisolo. Nos Latossolos a distribuição se dá de forma mais homogênea, o que acontece, muito possivelmente, pelo fato de não haver gradiente textural nesses solos. O incremento de argila que forma o Bt no Luvisolo faz com que a dinâmica dos elementos siga de forma mais heterogênea também.

O fator de enriquecimento demonstra a mesma tendência: concentração de ferro e alumínio nos perfis com perda considerável de silício e outros nutrientes em relação à rocha mãe (Tabelas 19 e 20). No primeiro perfil, o alumínio atingiu valores de imobilidade ou inalteração (entre 0,9 e 1,1) ao passo que o ferro é dado como perdido ($\leq 0,9$). Com a perda acentuada dos demais elementos e imobilidade do alumínio, ele passa a ter maior proporção no solo, se concentrando. Entretanto, a mesma consideração feita

anteriormente em relação à proporção do ferro no solo e na rocha deve ser feita aqui, visto que a rocha contém teor elevado de ferro. Mesmo que neste solo os teores de ferro fossem suficientes para classificá-lo como perférrico ($\text{Fe}_2\text{O}_3 > 360 \text{ g kg}^{-1}$), o cálculo do fator de enriquecimento ainda apontaria perda desse elemento.

Tabela 19. Fator de enriquecimento de elementos em relação ao material de origem: rocha detrito-laterítica no topo da topossequência 1 (Serra dos Parecis – Tangará da Serra/MT)

	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	K_2O	P_2O_5	MnO
g kg^{-1}						
LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico						
A	0,9	0,2	0,0	0,7	0,4	0,4
BA	0,9	0,2	0,0	0,4	0,1	0,4
Bw1	1,0	0,2	0,0	0,5	0,1	0,4
Bw2	0,9	0,2	0,0	0,4	0,1	0,4

Tabela 20. Fator de enriquecimento de elementos em relação ao material de origem: basalto no topo (LVwf) e encosta (TCo) da topossequência 2 (Serra Tapirapuã – Tangará da Serra/MT)

	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	K_2O	CaO	P_2O_5	MgO	Na_2O	MnO
g kg^{-1}									
LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico									
A	0,9	0,1	0,8	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,1
BA	0,9	0,0	0,8	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,1
Bw1	0,9	0,0	0,8	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,1
Bw2	0,9	0,0	0,8	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
Bw3	0,9	0,0	0,8	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico									
A	0,4	0,3	0,8	0,2	0,0	0,8	0,0	0,0	0,8
AB	0,5	0,3	0,9	0,2	0,0	0,5	0,0	0,0	0,8
Bt	0,9	0,4	1,0	0,3	0,0	0,5	0,1	0,0	0,7
BC	0,9	0,4	1,0	0,3	0,0	0,4	0,1	0,0	0,8

Nos outros dois perfis da segunda topossequência o alumínio se acumula por todo o Latossolo e em horizontes subsuperficiais do Luvisolo. O ferro atinge valores de imobilidade ou concentração no Luvisolo, ao passo que chega a valores bem próximos aos de imobilidade no Latossolo. A perda de

silício é maior nos Latossolos em relação ao Luvissole. Esses fatores indicam a intensidade da dessilicação e ferralitação ocorrendo nestes solos.

6.4. Características mineralógicas

Apesar dos solos apresentarem composição mineralógica distinta entre si, todos apresentaram mineralogia de solos bem intemperizados, com predomínio de quartzo, caulinita e óxidos de ferro e do alumínio. São apresentados os difratogramas da fração TFSA de todos os horizontes (Figura 23 e 26). Nos horizontes em vermelho foram feitas análises na fração argila, buscando-se analisar pelo menos o horizonte superficial e o diagnóstico subsuperficial em todos os perfis (Figuras 24 e 27). As análises na argila foram feitas até $70^\circ 2\theta$ mas os resultados são apresentados até $50^\circ 2\theta$.

Os difratogramas da argila em pó não indicaram a presença de minerais primários nos solos, característica comum de solos muito intemperizados. Na primeira topossequência (Figuras 23 e 24), o Latossolo apresentou predomínio de caulinita e óxidos de ferro e alumínio, com picos bem cristalinos de gibbsita. O Neossolo mostrou alguns picos de caulinita e óxidos de ferro na pouca argila que possui, da mesma forma que o Argissolo. Esses dois solos tinham textura arenosa e com isso o quartzo é o mineral que predominou na sua composição, como demonstrado na TFSA onde os picos de argilominerais não se manifestaram. A ocorrência de halita na fração argila desses solos pode estar associada à formação de micro-sítios de concentração de sais provenientes da água das chuvas e do material de origem devido à saída de água pela ação de altas temperaturas. Como a porosidade nestes solos era maior devido à sua composição granulométrica, o fluxo de água deve ter ocorrido mais facilmente, tanto para entrada como para saída. Ou ainda, pode ser que tenha havido formação desse sal no processo de extração dos elementos.

Um fato que merece atenção é a forma dos picos da caulinita na fração argila do Argissolo. Observou-se um alargamento do pico primário (001, $d=7,15 \text{ \AA}$) e secundário (020, $d=4,45 \text{ \AA}$) desse mineral. Várias podem ser as causas para isso ocorrer, entre elas a substituição isomórfica de alumínio por ferro, a interstratificação com outro mineral e a ocorrência de posições

octaédricas vazias e preenchimento irregular de alumínio na lâmina octaédrica do mineral. Todos esses fatores reduzem a cristalinidade da caulinita, fazendo com que o pico se manifeste com maior largura (Melo e Wypych, 2009). Além desses motivos, o pico poderia ser reflexo de outro mineral do grupo da caulinita, a haloisita.

A haloisita 7Å, ou haloisita desidratada, pode ser formada diretamente de materiais vulcânicos onde há restrição de lixiviação, como em horizontes mais profundos do solo onde a atividade do silício pode ser maior (Malucelli et al., 1999). Esse mineral apresenta os mesmos padrões de difração da caulinita, dificultando a sua distinção somente pela DRX visto que só com essa técnica não é possível saber se o pico é de haloisita ou de caulinita mal cristalizada (Santos e Costa, 2013). Entretanto, Brindley (1961) estabeleceu que há maior chance de se ter haloisita na amostra quando a intensidade do pico secundário (4,45 Å) for pelo menos a metade ou maior que a intensidade do reflexo a 7Å, região de orientação preferencial da caulinita. É isso que pareceu ocorrer no Argissolo, além da possível presença de mineral interestratificado na caulinita. Porém se faz necessário a realização de outras análises que permitiriam chegar a uma conclusão sobre o mineral ocorrente.

Os óxidos de ferro, goethita e hematita, encontrados no LVw refletiram a composição química (Tabela 18) e mineralógica da rocha de origem que possuía basicamente esses óxidos e quartzo (Figura 25). Como essa rocha era resultante da precipitação e cimentação de materiais ferruginosos em matrizes quartzosas, sua característica de produto de alteração foi mantida e transferida ao solo.

A cor é o principal atributo resultante da presença desses óxidos de ferro no solo. Pela presença da hematita, bem distribuída ao longo do perfil, o Latossolo era homogeneamente vermelho. O Argissolo apresentou matiz mais vermelha em profundidade, mas ainda era mais amarelada, característica relacionada à goethita. E neste solo, a concentração de goethita provavelmente era maior do que a de hematita, visto que uma pequena quantidade de hematita já é capaz de pigmentar o solo. Além disso, a maior concentração de óxidos contribuiu para a agregação do solo e formação de estrutura granular. Como o teor de argila no Neossolo era muito baixo, a presença dos óxidos não foi suficiente para expressar as características citadas acima ao longo do perfil.

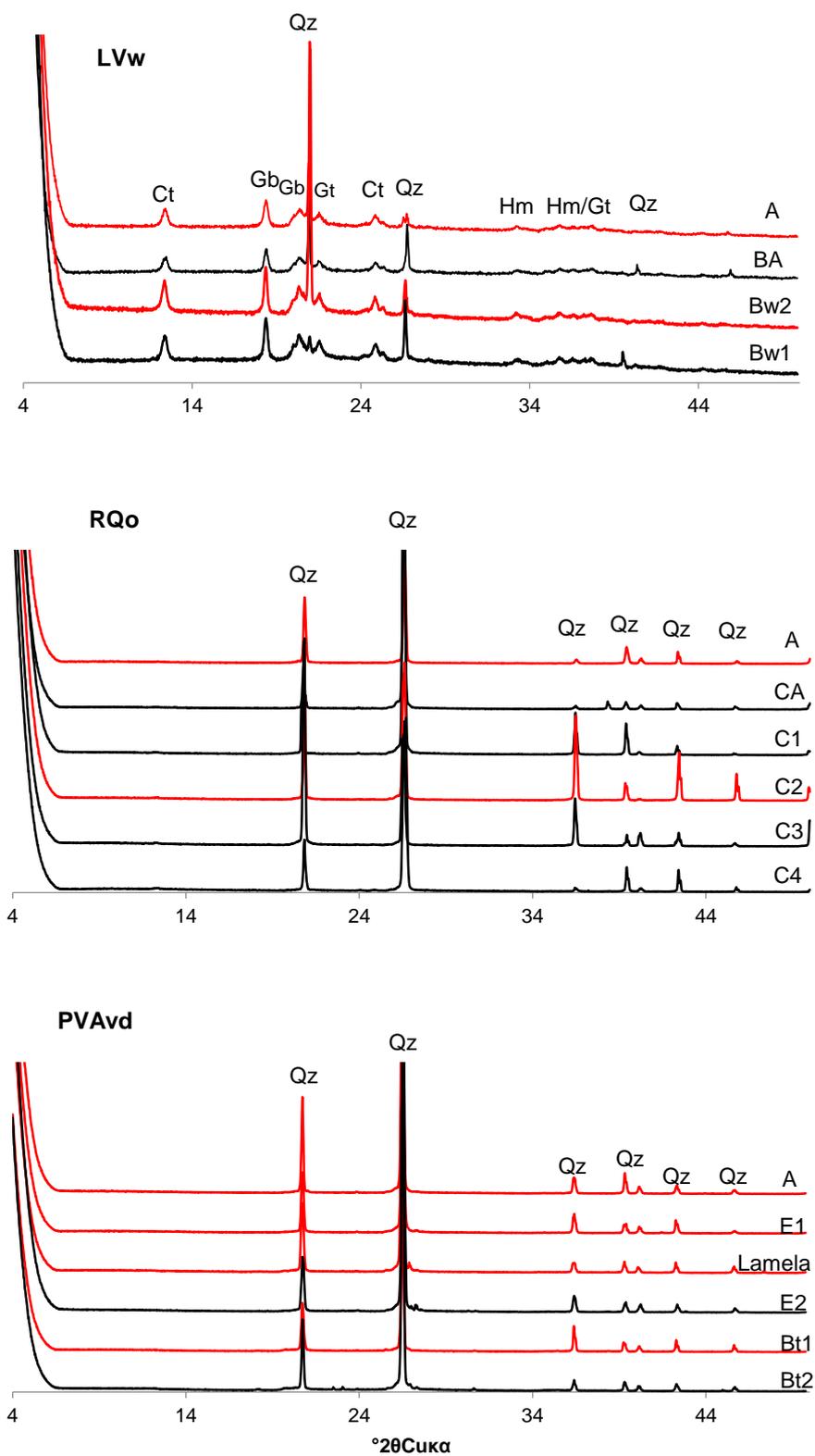


Figura 23. Difração de raio-x da fração TFSA de solos da topossequência 1. Qz= quartzo. Ca= caulinita. Gb= gibbsita. Hm= hematita. Gt= goethita.

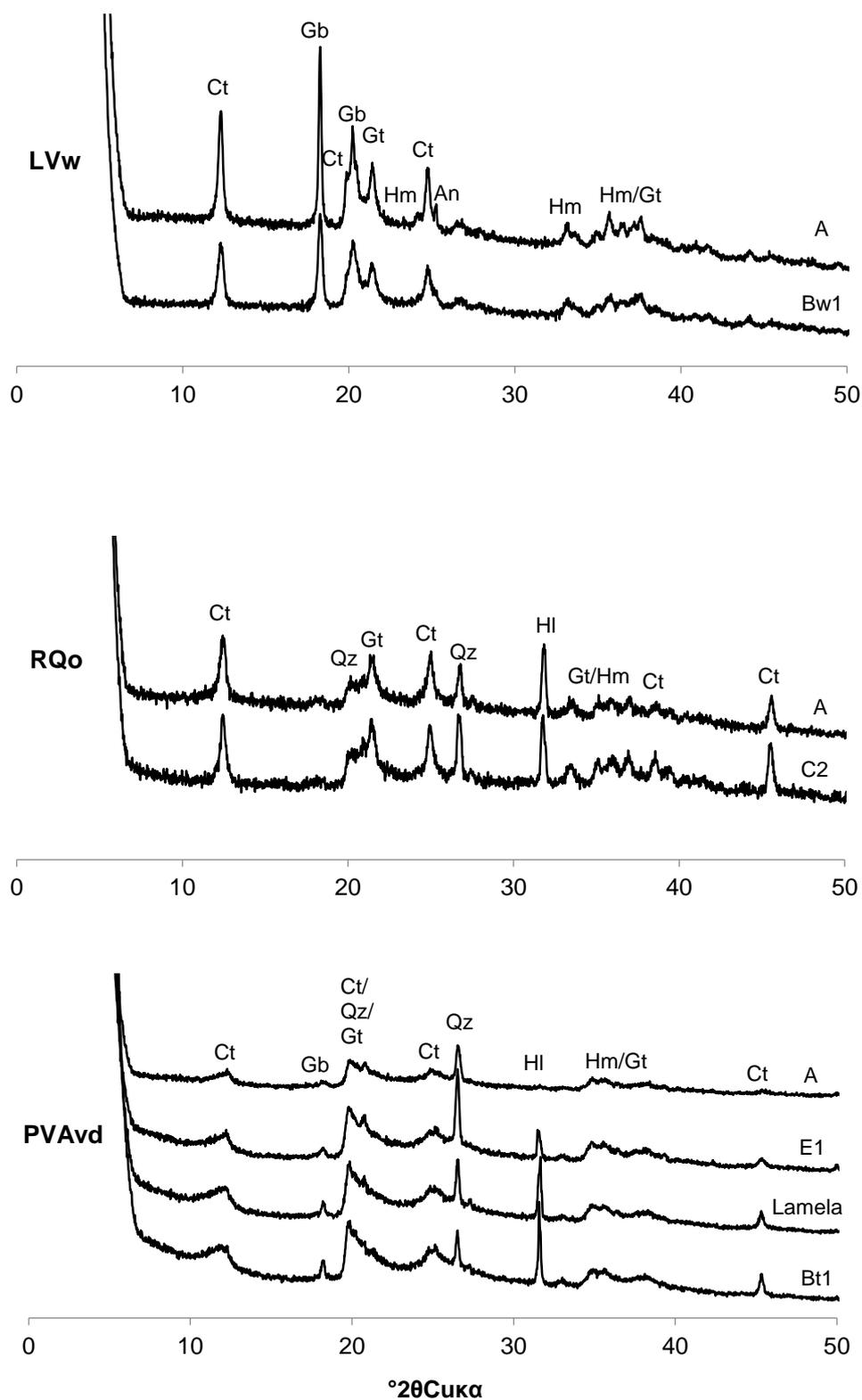


Figura 24. Difração de raio-X da fração argila em pó de solos da topossequência 1. Qz= quartzo. Ct= caulinita. Gb= gibbsita. Hm= hematita. Gt= goethita. An= anatásio. Hl= halita.

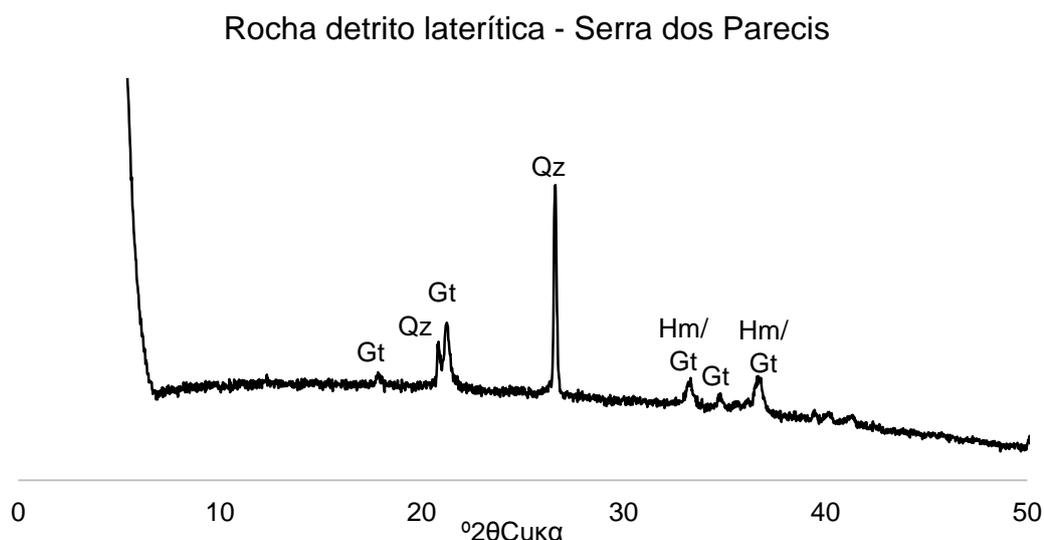


Figura 25. Difração de raio-X de rocha detrito-laterítica tida como material de origem de Latossolo Vermelho ácrico no topo da serra dos Parecis, Tangará da Serra-MT. Qz= quartzo. Hm= hematita. Gt= goethita.

A presença dominante de óxidos de ferro e alumínio está relacionada aos processos de formação do solo, como a dessilicização (monossilicização) e a ferralitização/alitização ocasionadas pela lixiviação do silício do sistema e acúmulo de ferro e alumínio. Esses processos foram mais intensos no topo da topossequência, porém, no caso do Latossolo, esse processo ainda não chegou ao nível máximo, visto que havia silício suficiente no sistema para se combinar com alumínio e formar caulinita. Na parte mais baixa, no Argissolo, a pouca expressividade de gibbsita e a possível presença de caulinita interestratificada de alta atividade corroborou para inferir o ritmo mais lento desses processos neste solo. Por outro lado, a maior expressão de caulinita e óxidos de ferro nos horizontes subsuperficiais deste solo estão de acordo com o incremento de argila que ocorreu com a formação do horizonte Bt. Nessa topossequência, portanto, predominou o processo de monossilicização.

Na segunda topossequência (Figuras 26 e 27), a intensidade dos processos formadores dos Latossolos é claramente vista na sua mineralogia. A posição no topo da topossequência parece ter favorecido fortemente a lixiviação do silício e praticamente não havia caulinita no LVwf. Isto combinou

com os resultados das análises químicas dos dois Latossolos, do balanço de massa e do fator de enriquecimento do LVwf. A quantidade de silício foi muito inferior às de ferro e alumínio e, por isso, predominaram as formas de óxidos.

A gibbsita foi o mineral predominante nestes dois solos. Este óxido, assim como os óxidos de ferro, é responsável pela forte agregação das partículas que resulta na estrutura “pó de café” (IBGE, 2007). E nestes solos apareceu outro óxido característico de solos muito intemperizados, o anatásio, reforçando a intensidade dos processos formadores destes solos. A predominância de formas oxídicas na segunda topossequência, principalmente de óxidos de alumínio, apontou para o predomínio do processo de alitização.

Os picos dos minerais eram bem cristalinos nos Latossolos da segunda topossequência, sem indicação da formação de minerais interestratificados. No Luvissole a mineralogia se apresentou diferente disso. Os picos de caulinita eram semelhantes aos do Argissolo da primeira topossequência, com menos intensidade e mais largos. E não houve reflexão que indicasse a presença de gibbsita, mostrando que este solo era menos intemperizado que os demais. Houve indicação de magnetita e/ou maghemita, que podem ser originadas do material de origem ainda em decomposição no saprolito.

O basalto que deu origem a esses solos apresentou composição feldspática, predominantemente de plagioclásios sódico e cálcico, e piroxênica, com picos de magnetita e maghemita (Figura 28). A decomposição desses minerais deve ter sido a principal fonte da alta saturação por bases apresentada por este solo. Não houve picos de reflexão de argilominerais, indicando que, se houve alteração desse material (pedoplasmação), o produto desta não foi suficiente para gerar um reflexo na DRX.

A ocorrência dos minerais identificados na DRX confirmou a composição química desse basalto, que tinha teores maiores de cálcio, potássio e sódio em relação à rocha da primeira topossequência (Tabela 18). A mineralogia foi melhor observada em análises de micromorfologia, descritas a seguir.

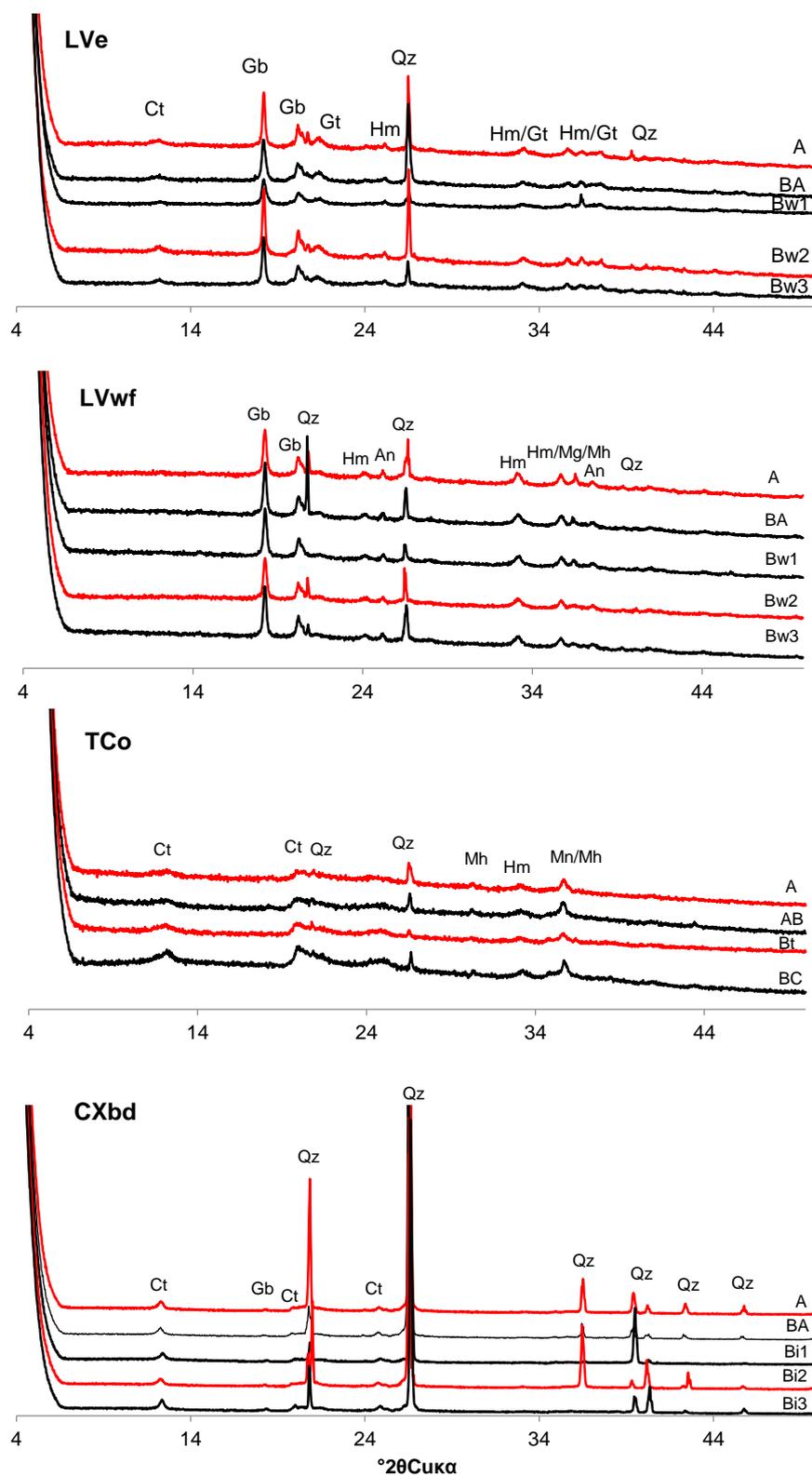


Figura 26. Difração de raio-X da fração TFSA de solos da topossequência 2. Qz= quartzo. Ct= caulinita. Gb= gibbsita. Hm= hematita. Gt= goethita. An= anatásio. Mg= magnetita. Mh= maghemita.

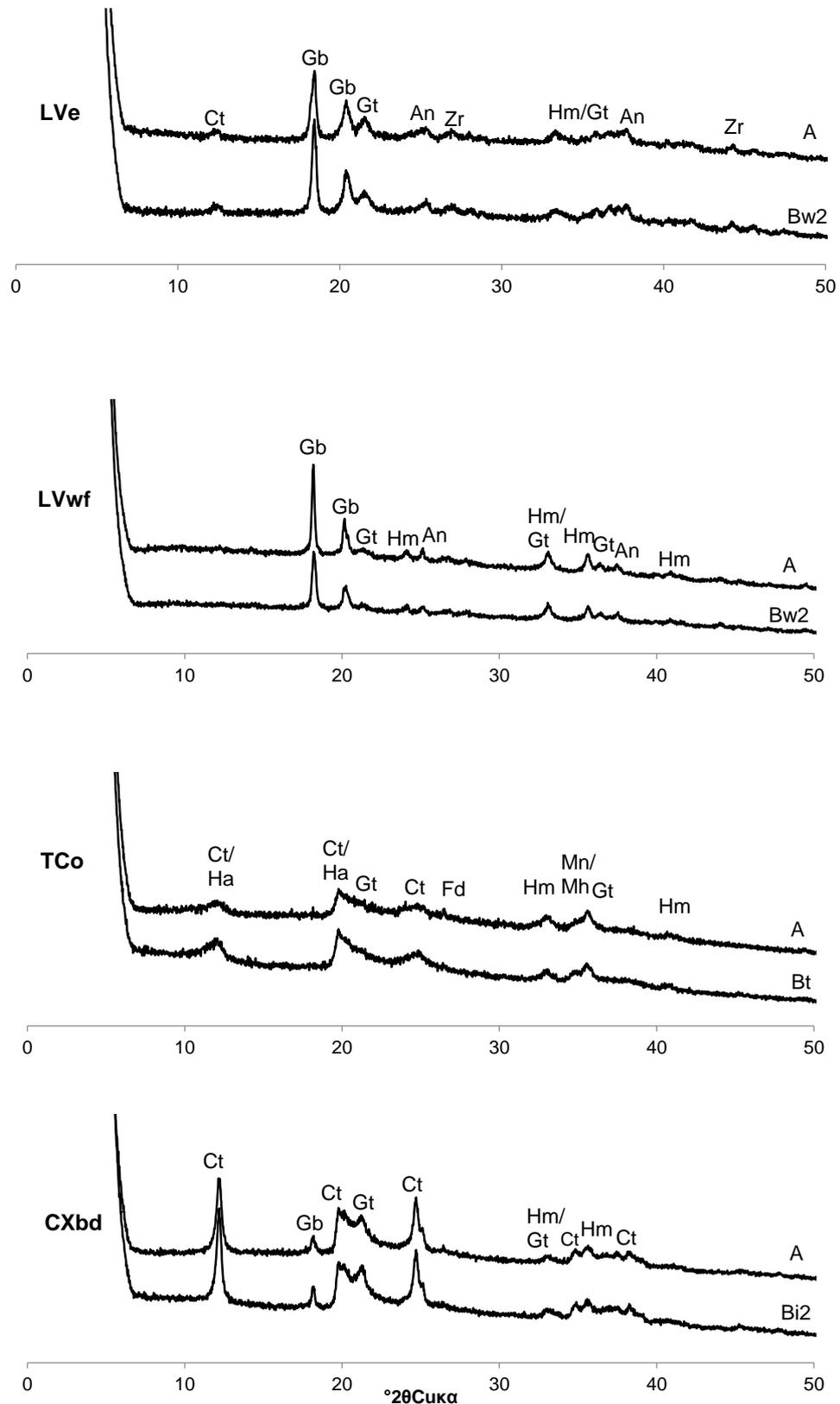


Figura 27. Difração de raio-X da fração argila em pó de solos da topossequência 2. Ct= caulinita. Gb= gibbsita. Hm= hematita. Gt= goethita. An= anatásio. Zr= zircão. Fd= feldspato. Mg= magnetita. Mh= maghemita. Ha= haloisita.

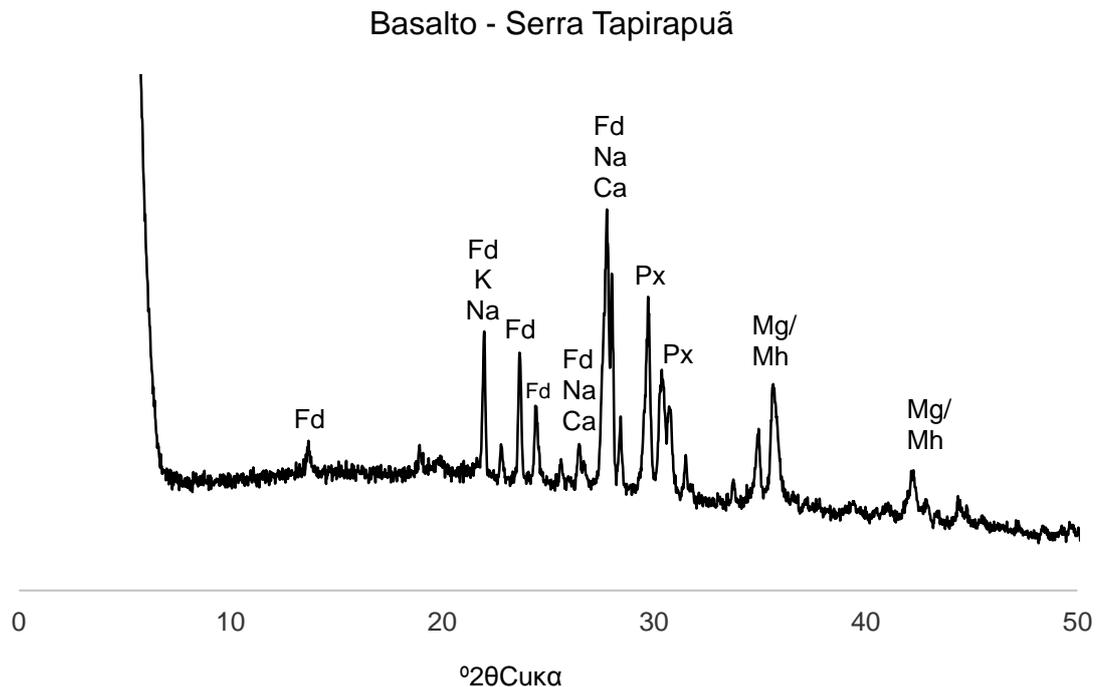


Figura 28. Difração de raio-X de basalto tido como material de origem de Latossolo Vermelho distróférico e Luvisolo Crômico órtico no topo e encosta da serra Tapirapuã, Tangará da Serra-MT. Fd K, Na ou Ca= feldspato potássico, sódico ou cálcico. Px= piroxênio. Mg= magnetita. Mh= maghemita.

As análises das frações silte e areia apresentaram picos de quartzo (Figuras 29 e 30). Em todos os solos não foi possível visualizar pelos resultados de DRX nestas frações a ocorrência de minerais não vistos na fração argila, como minerais primários ou secundários 2:1. Nos solos de textura mais fina, todos os Latossolos e o Luvisolo, houve a ocorrência de caulinita e gibbsita na fração silte, bem como algum indício de hematita. Isso se deu porque a agregação do solo era tão forte que o método de dispersão adotado não foi suficiente para a total dispersão das partículas. Fontes et al. (2000), analisando solos argilosos bem intemperizados, encontraram gibbsita e caulinita nas frações silte e argila e concluíram que o processo de formação de microagregados desses minerais justificam essa ocorrência. No caso da hematita, os picos de difração foram, provavelmente, causados por nódulos secundários ou partículas primárias, visíveis em seção fina (ver próximo item).

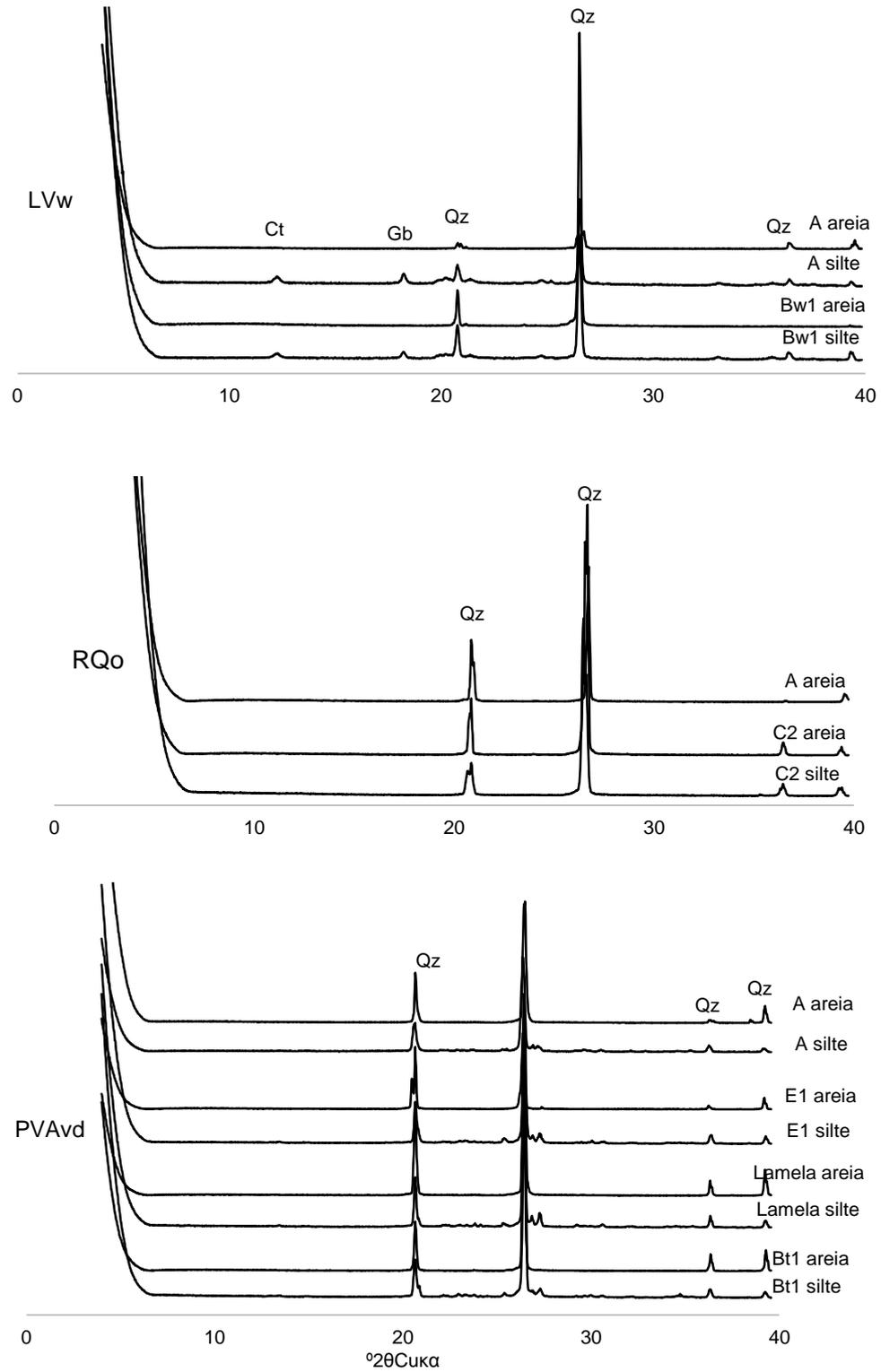


Figura 29. Difração de raio-X das frações areia e silte de solos da topossequência 1. Qz= quartzo. Ct= caulinita. Gb= gibbsita.

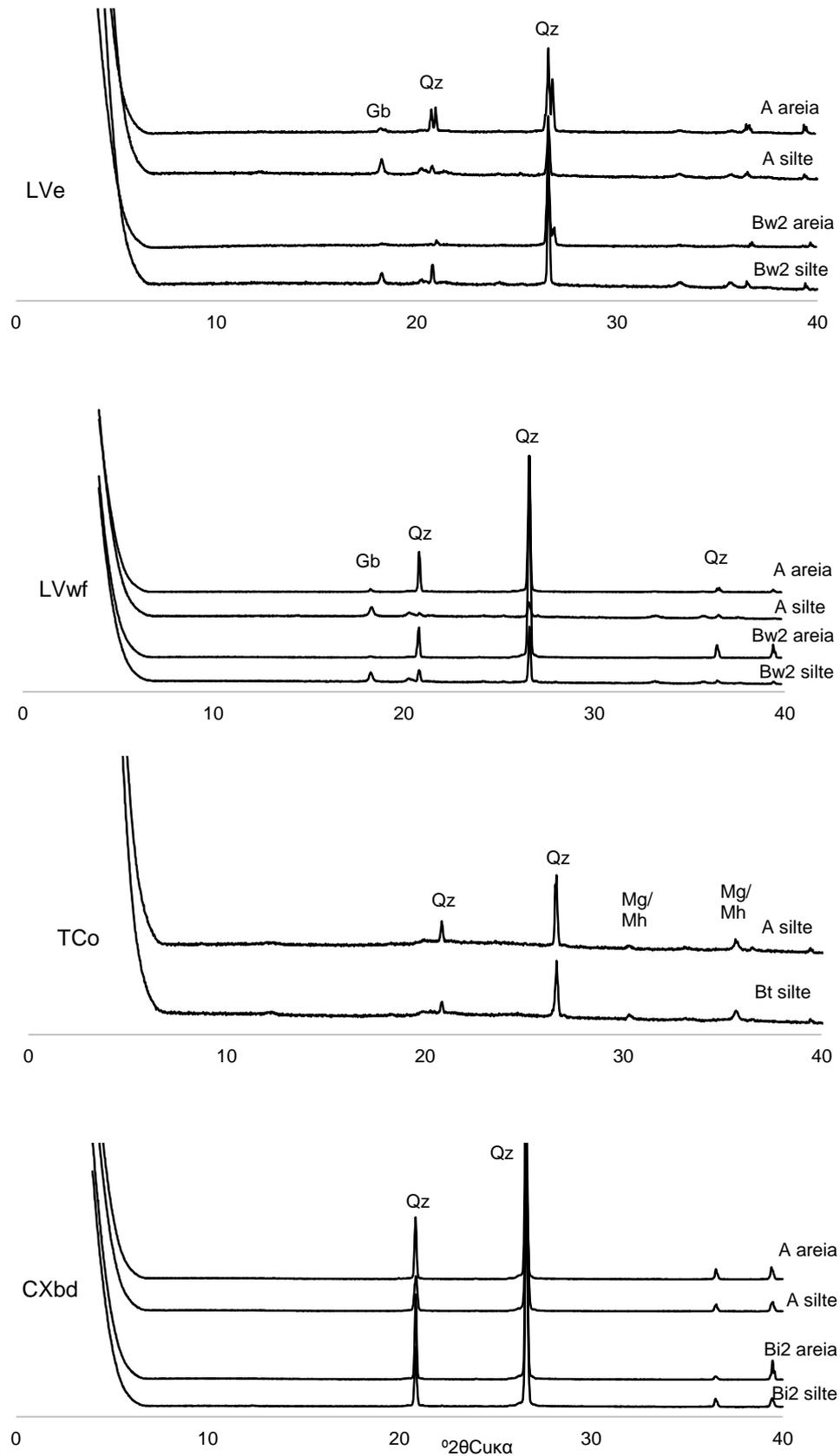


Figura 30. Difração de raio-X das frações areia e silte de solos da topossequência 2. Qz= quartzo. Gb= gibbsita. Mg= magnetita. Mh= maghemita.

No Luvissole houve uma exceção, sendo possível observar o pico mais expressivo de magnetita ou maghemita na fração silte. A magnetita tem origem litogênica e no intemperismo da rocha de origem, tende a se acumular nas frações mais grosseiras do solo, na forma de partículas pretas. A maghemita tem origem pedogênica, sendo que sua gênese principal ocorre pela oxidação do Fe^{2+} da magnetita durante o intemperismo (Costa e Bigham, 2009). Esse mineral também pode ser encontrado na fração areia e silte (Ferreira et al., 2003). E em campo, sua presença no solo pode ser identificada com auxílio de ímã comum. Na fração silte esses minerais puderam ser observados, indicando herança do material de origem.

A análise da argila desferrificada não revelou nenhum mineral diferente dos vistos nas análises de argila total, areia e silte. Mesmo no solo com horizonte saprolítico, não foi observado indícios de mineral 2:1, excluindo-se, portanto, a ocorrência da bissialitização como processo atual de formação deste solo. A caracterização dos óxidos nos Latossolos e Luvissole mostrou maior quantidade de hematita em três dos quatro solos analisados (Figuras 31 a 33). A proporção de goethita foi um pouco maior no LVe. As condições de livre drenagem nestes solos devem ter favorecido a maior concentração da hematita (Costa e Bigham, 2009). Os resultados permitiram a classificação dos horizontes dos solos pelo teor de óxidos em:

LVw: hematítico-goethítico (A e Bw1);

LVe: hematítico-goethítico (A) e goethítico-hematítico (Bw2);

LVwf: hematítico-goethítico (A e Bw2);

TCo: hematítico (A e Bt) (Ramos, 2019).

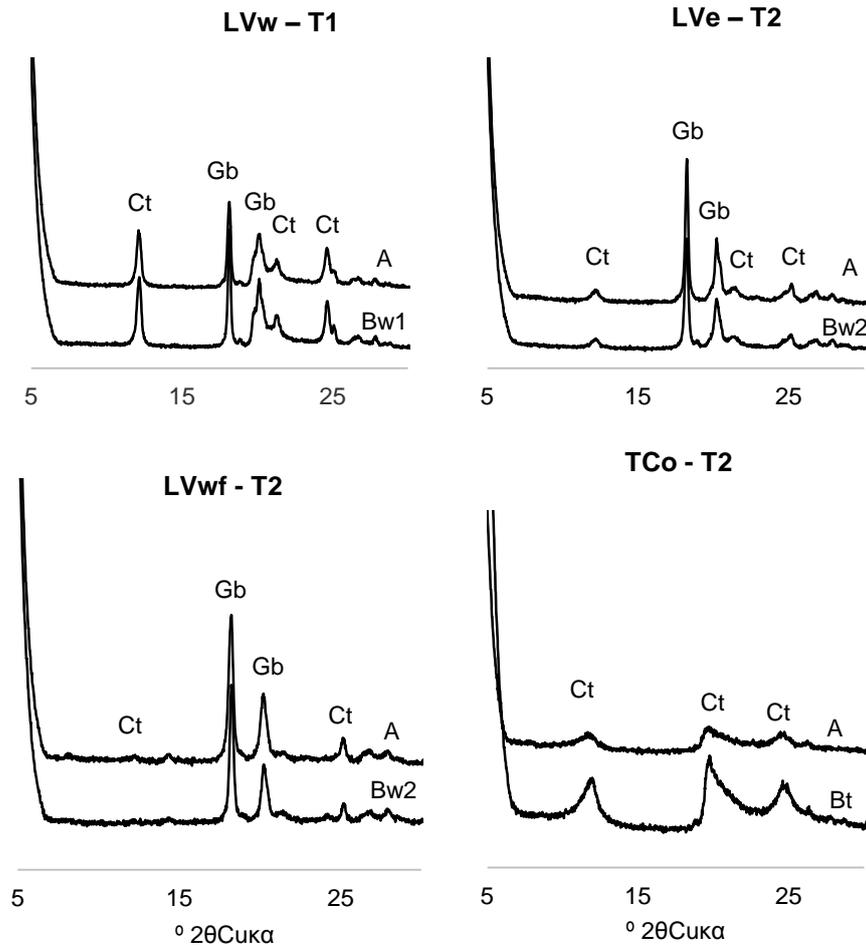


Figura 31. Difração de raio-X da fração argila desferrificada de solos das topossequências 1 e 2 (T1 e T2). Ct = caulinita. Gb= gibbsita.

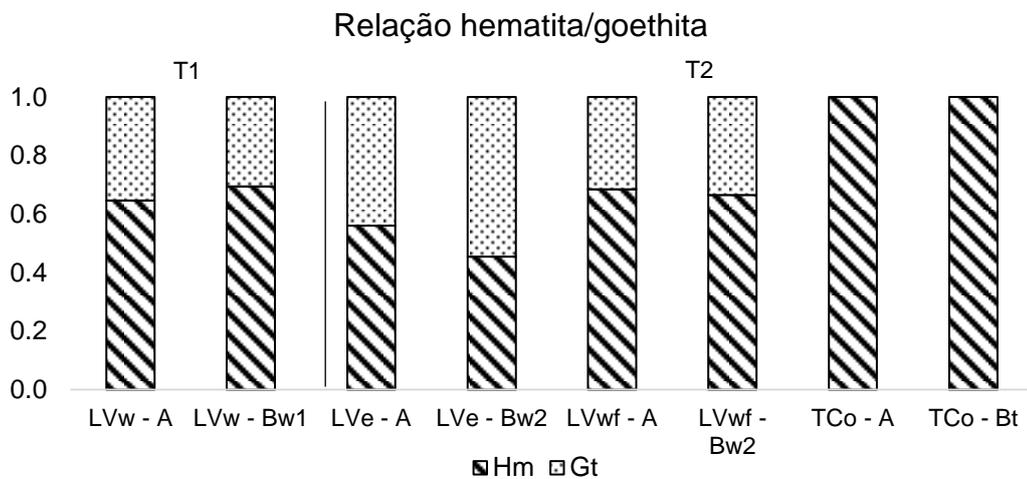


Figura 32. Relação entre hematita e goethita nos solos das topossequências 1 e 2 (T1 e T2).

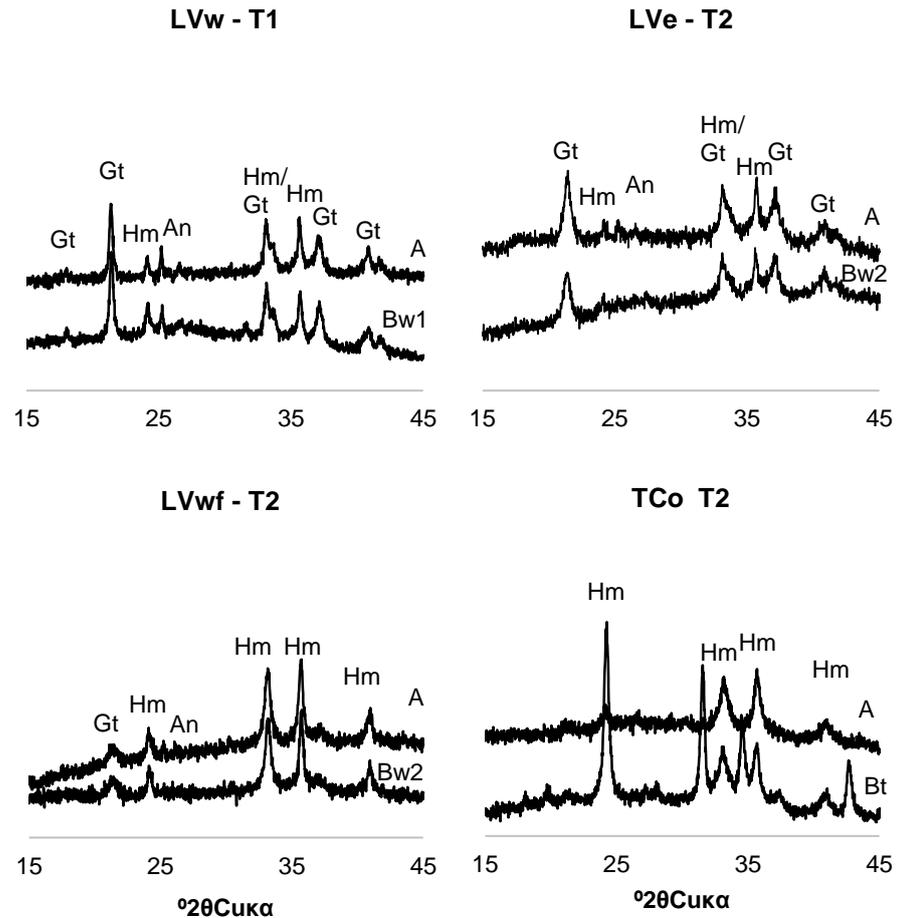


Figura 33. Difração de raio-X dos óxidos de ferro de solos das topossequências 1 e 2 (T1 e T2). Hm = hematita. Gt = goethita. An = anatásio.

A presença de óxidos de ferro magnéticos nos solos pode ser vista na análise de suscetibilidade magnética (SM; Tabela 21). A SM foi maior nos solos de basalto, mais ricos em ferro, e aumentou consideravelmente na fração argila, indicando maior presença dos minerais ferrimagnéticos nessa fração. Observou-se que a suscetibilidade diminuiu em profundidade, o que, geralmente, reflete a maior intemperização em superfície com consequente concentração de óxidos de ferro.

Tabela 21. Suscetibilidade magnética (SM) e suscetibilidade magnética frequência-dependente (SMfd) de terra fina seca ao ar (TFSA) e fração argila de solos em duas topossequências (T1 e T2).

Horizonte	TFSA		Argila	
	SMfd (%)	SM ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	SMfd (%)	SM ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)
LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico – T1				
A	13,8	487,5	17,6	593,3
BA	13,6	293,3	15,4	476,7
Bw1	14,3	192,5	15,9	420,0
Bw2	14,5	114,7	15,9	266,7
LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico – T2				
A	7,9	602,2	15,0	1.375,0
BA	8,7	460,2	15,0	1.353,3
Bw1	8,8	335,6	14,1	1.128,3
Bw2	8,1	234,1	14,4	710,0
Bw3	8,7	212,2	15,3	696,7
LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico – T2				
A	16,6	828,3	18,1	5.265,8
BA	17,4	802,5	17,6	5.302,5
Bw1	18,0	731,5	17,7	5.161,7
Bw2	18,0	589,6	18,1	4.256,7
Bw3	18,3	533,8	17,9	4.020,0
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico – T2				
A	2,8	672,1	11,6	2.857,5
AB	4,0	603,7	11,9	2.711,7
Bt	6,0	398,1	12,7	2.000,0
BC	6,0	379,7	12,2	1.885,0

A frequência dependente na TFSA do Luvissole e do Latossolo eutrófico apontou para a ocorrência de partículas magnéticas de domínios simples e múltiplos, como são a maghemita e a magnetita, respectivamente. Na fração argila, o valor de frequência dependente aumentou, o que se relaciona com a ocorrência de minerais com comportamento magnético diferente como hematita e goethita, consideradas antiferromagnéticas (Costa e Bigham, 2009).

Essa análise colocou os solos estudados em três grupos de desenvolvimento: o Luvissole como o menos desenvolvido, o Latossolo eutrófico com um desenvolvimento intermediário e os Latossolos ácrico e acriférico sendo os mais desenvolvidos, visto que os processos intempéricos

culminaram na dominância de óxidos. Tais resultados concordaram com todas as outras análises apresentadas até aqui.

6.5. Características micromorfológicas

Os fatores e processos de formação contribuíram para o desenvolvimento de solos bem distintos micromorfológicamente. Conforme o material de origem e grau de intemperismo pode-se observar desde a predominância de materiais grosseiros, sem formação de microestrutura até a formação de estruturas mais complexas, com agregação entre partículas de tamanhos e origem distintas. O LVw (perfil 1), originado da cobertura detrito laterítica apresentou características muito similares às do material de origem, com maior presença de óxidos e espaço poroso observado em seção fina (Figura 34).

Na rocha detrito-laterítica os grãos de quartzo estavam envoltos por matriz oxídica de hematita e goethita (Figura 34 a, b), sendo este último o óxido predominante de acordo com visualização em luz refletida (Figura 35). Os tons amarelados na imagem são de goethita e isso corrobora com o resultado da DRX que mostrou picos expressivos deste oxi-hidróxido de ferro (Figura 25 e 33).

No solo, foi possível observar a presença de nódulos ferruginosos estáveis (Figura 34 g, h) e em aparente formação (Figura 34 c, d). As características de alguns nódulos estáveis permitem inferir a origem alóctone deste material, principalmente pela composição interna discordante com o solo ao redor. Brewer (1976) citado por Coelho et al. (2001), propõe que se observe o contraste entre o material interno de nódulos e seu entorno. Quando são diferentes, são classificados como anórticos e alóctones, ou seja, foram formados em pedoambientes distintos e que, por transporte e deposição, originam feições com interior diferente em relação ao fundo matricial do solo que os abrigam.

No estudo de Coelho et al. (2001), os autores observaram que o interior dos nódulos observados era muito semelhante ao fundo matricial, com grãos de quartzo do mesmo formato. Isso os levou a concluir que, naquele caso, os nódulos tiveram formação no mesmo ambiente de estudo. Mas esse

não parece ter sido o caso dos nódulos observados neste trabalho, visto que o interior dos nódulos apresentou grãos com características diferentes da matriz.

A microestrutura apresentou-se em blocos subangulares que pareciam estar se desfazendo em granular fina (Figura 34 e, f). Além disso, observou-se grão de quartzo com fissuras (*runiquartz*) preenchidas por óxidos de ferro, indicando intensidade de intemperismo nesse material (Figura 34 g e h). Os poros eram de empacotamento ou em canais que indicavam atividade biótica (bioturbação).

Os solos de arenito, RQo e PVAvd, apresentaram matriz predominante de grãos de quartzo menos trabalhados, com faces subangulares. O formato pouco arredondado e subangular dos grãos de quartzo indica processos que não permitiram a seleção desse material ou o seu rolamento a grandes distâncias, mantendo características dos sedimentos de origem. O RQo possuía microestrutura em grãos simples a apedal, com porosidade de empacotamento (Figuras 36). Praticamente não havia material fino na seção fina devido ao baixíssimo teor de argila presente neste solo.

Em profundidade, o PVAvd apresentou formação de agregados de quartzo cimentados por argilas que aumentaram expressivamente com a formação do horizonte B textural (Figuras 37 e, f, g, h). Observou-se a presença de magnetita (Figura 37 e, f). Além disso, houve formação de nódulo ferruginoso (Figura 37 g, h) que, em luz transmitida mostrou interior magnético revestido por cobertura ativa de hematita (imagem não capturada). Essas ocorrências se devem, muito provavelmente, ao transporte de sedimentos ou Fe dissolvido e reprecipitado a partir de solos ou saprolitos de rochas máficas que se depositaram neste local e ainda se mantem resistentes ao intemperismo.

O processo da lessivagem foi claramente observado pela presença de feições de argiluviação no Argissolo, principalmente em poros do tipo canal, mas também recobrimdo grãos de quartzo (Figura 38). As microfotografias da primeira topossequência possibilitaram, portanto, a visualização dos processos que haviam sido inferidos pelas análises químicas, físicas e mineralógicas, com destaque para a argiluviação e ferralitização.

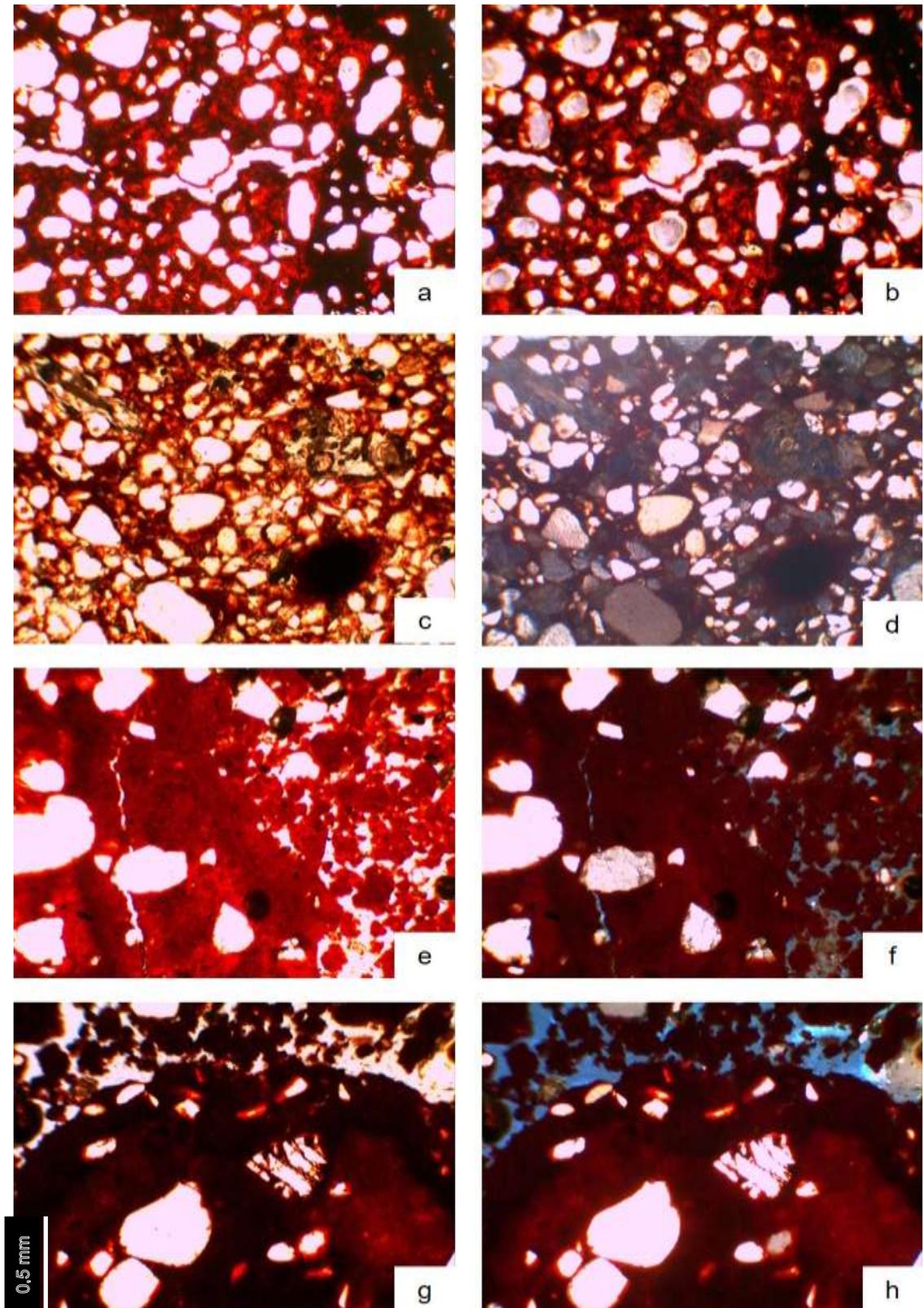


Figura 34. Microfotografias de rocha detrítico-laterítica (a e b) e LVw (c, d, e, f, g e h) em luz polarizada planar (coluna à esquerda) e luz polarizada cruzada (coluna à direita). Observa-se o predomínio de grãos de quartzo cimentados por óxidos de ferro. (Todas as imagens com largura de 2.3 mm)



Figura 35. Microfotografia de rocha detrito-laterítica com predomínio de goethita, evidenciado pela cor amarelada na imagem. Aumento aproximado de 40x.

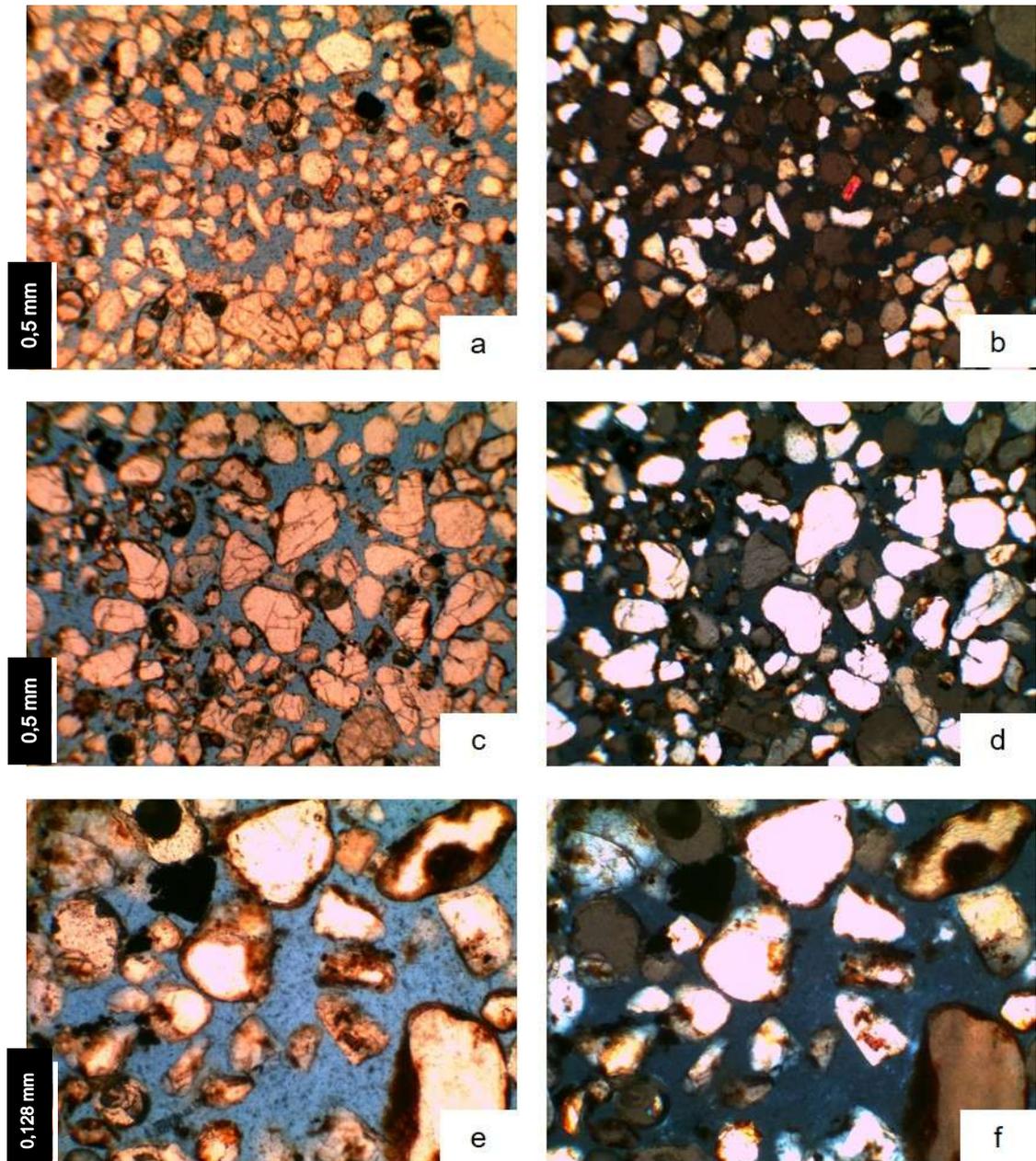


Figura 36. Microfotografias de RQo em luz polarizada planar (coluna à esquerda) e luz polarizada cruzada (coluna à direita), demonstrando o predomínio de quartzo e microestrutura de grãos simples neste solo. (Imagens a – d com largura de 2.3 mm; e-f com largura de 0.9 mm)

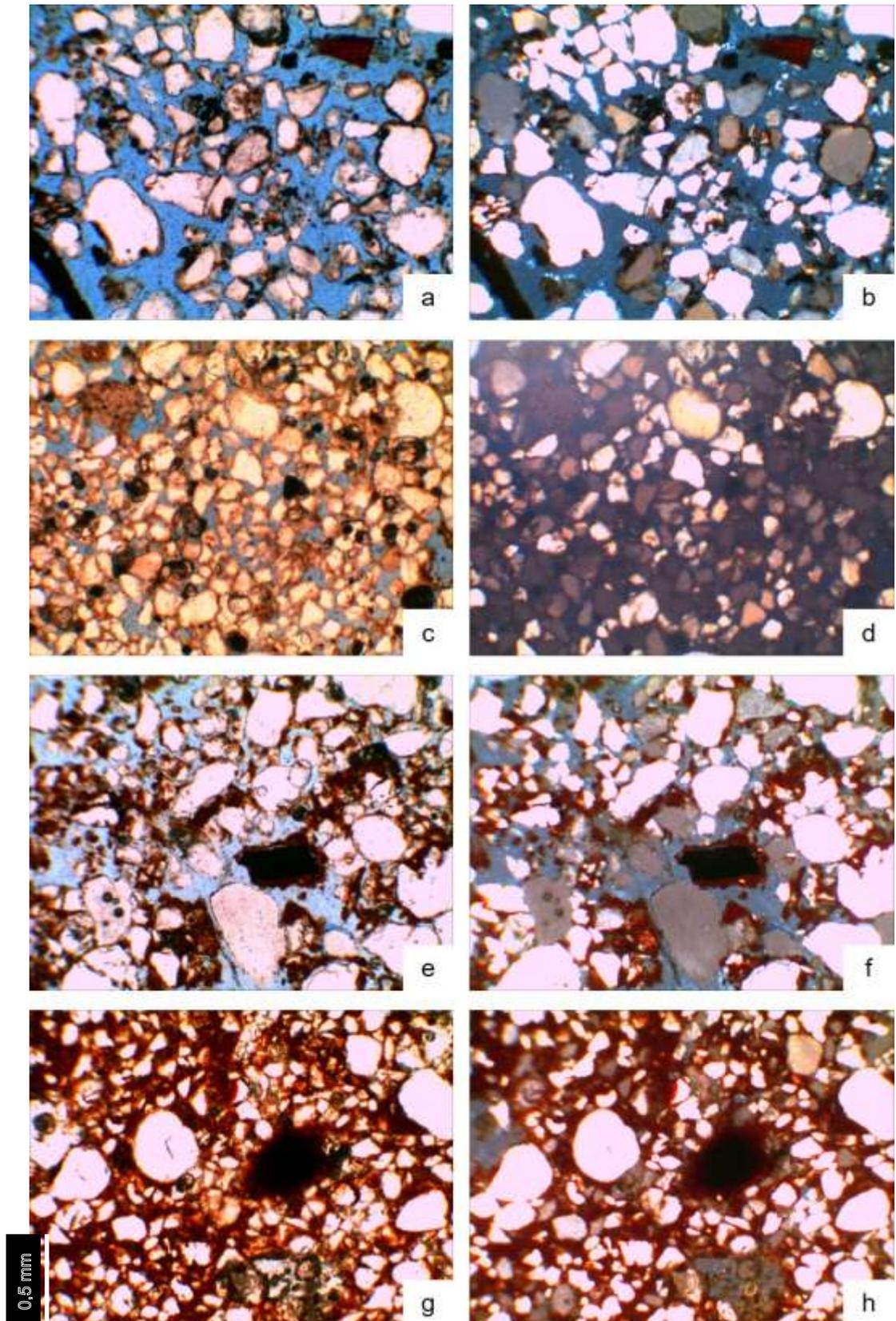


Figura 37. Microfotografias de PVAvd em luz polarizada planar (coluna à esquerda) e luz polarizada cruzada (coluna à direita), com gradiente textural do horizonte superficial (a, b, c d) para o B textural (e, f, g, h). (Todas as imagens com largura de 2.3 mm)

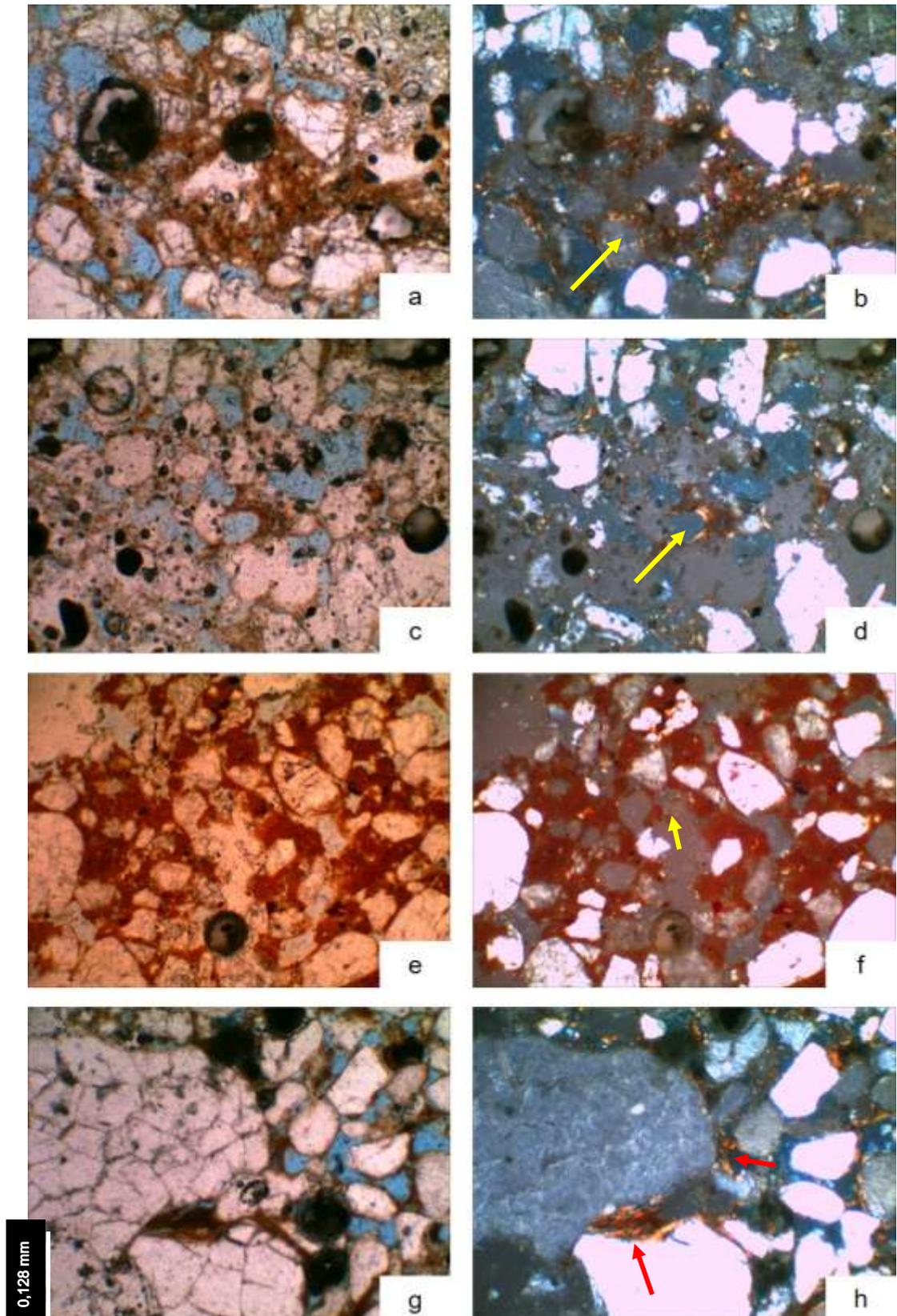


Figura 38. Feições de argiluviação em superfície de quartzo (a, b, e, f) e em poros (c, d, e, f, g, h) em PVAvd. Imagens em luz polarizada planar (coluna à esquerda) e luz polarizada cruzada (coluna à direita). (Todas as imagens com largura de 0.9 mm)

Os solos da topossequência 2, Serra Tapirapuã, foram desenvolvidos de basalto com alguma influência de materiais sedimentares. Bem próximo ao local de coleta do perfil 4 era possível observar uma área de solo arenoso que, por observações feitas com uso de trado, apresentava características de Neossolo Quartzarênico. Isso pode ocorrer pelo transporte de materiais para este local, ou ainda, pela intercalação de diferentes materiais de origem, como, por exemplo, pela proximidade de uma camada de arenito da superfície. Seja como for que isso tenha acontecido, o fato é que essa mistura de materiais conferiu características diferentes aos Latossolos formados na área.

O LVe do perfil 4 apresentou matriz rica em óxidos de ferro com microestrutura granular fina, porosidade de empacotamento e canais bióticos (Figura 39). Os grãos de quartzo eram subangulares, provavelmente pela associação com o material sedimentar citado no parágrafo anterior. Há presença de nódulos com características reliquiaes, evidenciando sua formação alóctone. Além disso, esses nódulos se mostraram estáveis, o que foi evidenciado pela ocorrência de bordas bem definidas e nódulos quebrados sem que haja processos de alteração na área de quebra (Figura 39 a, b, c, d).

Estes mesmos nódulos mostraram uma cobertura diferente na sua borda, sendo recoberta por material semelhante ao interior, formando camadas de óxidos diferentes. Isso indica diferentes ciclos na formação desse material, ou poligênese, podendo envolver diferentes regimes de hidratação que possibilitaram precipitação de goethita laminada ou alternada com hematita nessa camada intermediária.

Além dos nódulos estáveis, pode-se observar a presença de nódulos em processo de dissolução, com fissuras no seu interior (Figura 39 g, h). Estes mesmos nódulos apresentaram constituição diferente dos citados anteriormente, com maior quantidade de cristais de quartzo no seu interior. Pode ser que esses tenham sido formados localmente e apresentaram constituição interna mais semelhante à do solo.

Em luz refletida e transmitida observou-se que alguns dos nódulos apresentaram característica de material magnético, evidenciada pelo brilho dourado da sua estrutura quando exposta à luz transmitida (Figura 40). A

presença expressiva desses óxidos de ferro, aliada à ausência de minerais 2:1, é prova do processo de ferralitização que deu origem a esses solos.

O perfil 5, LVwf, originado de basalto, também apresentou microestrutura de solo muito intemperizado. Houve formação de blocos e grânulos finos com composição predominantemente argilosa oxídica (Figura 41) e porosidade de empacotamento e canais bióticos. Também ocorreram nódulos ferruginosos, alguns magnéticos, com interior em dissolução (Figura 41 c, d, e, f).

As imagens do basalto, tido como material de origem do LVwf e do TCo, confirmam o que foi visto na DRX, ou seja, a composição dominante de feldspatos e piroxênios com algumas massas de minerais máficos. Os feldspatos aparecem como estruturas alongadas (laminares) e os piroxênios possuem cores de interferência mais intensa, vistas na luz polarizada cruzada (Figura 42).

Outro mineral apareceu de forma recorrente na seção fina, a celadonita, de coloração verde. A celadonita, mineral pertencente ao grupo das micas, é encontrada como produto de alteração de basalto, principalmente em ambientes de interferência marinha. A água do mar serve como fonte de potássio e magnésio, necessários à formação desse mineral secundário. Entretanto, o ambiente continental pode proporcionar o desenvolvimento de celadonita revestindo geodos de ametista em basaltos por meio de uma série de reações descritas no estudo de Tolotti (2018). Por ser um mineral rico em potássio, há contribuição desse mineral como fonte desse nutriente no solo e no resultado da composição química da rocha.

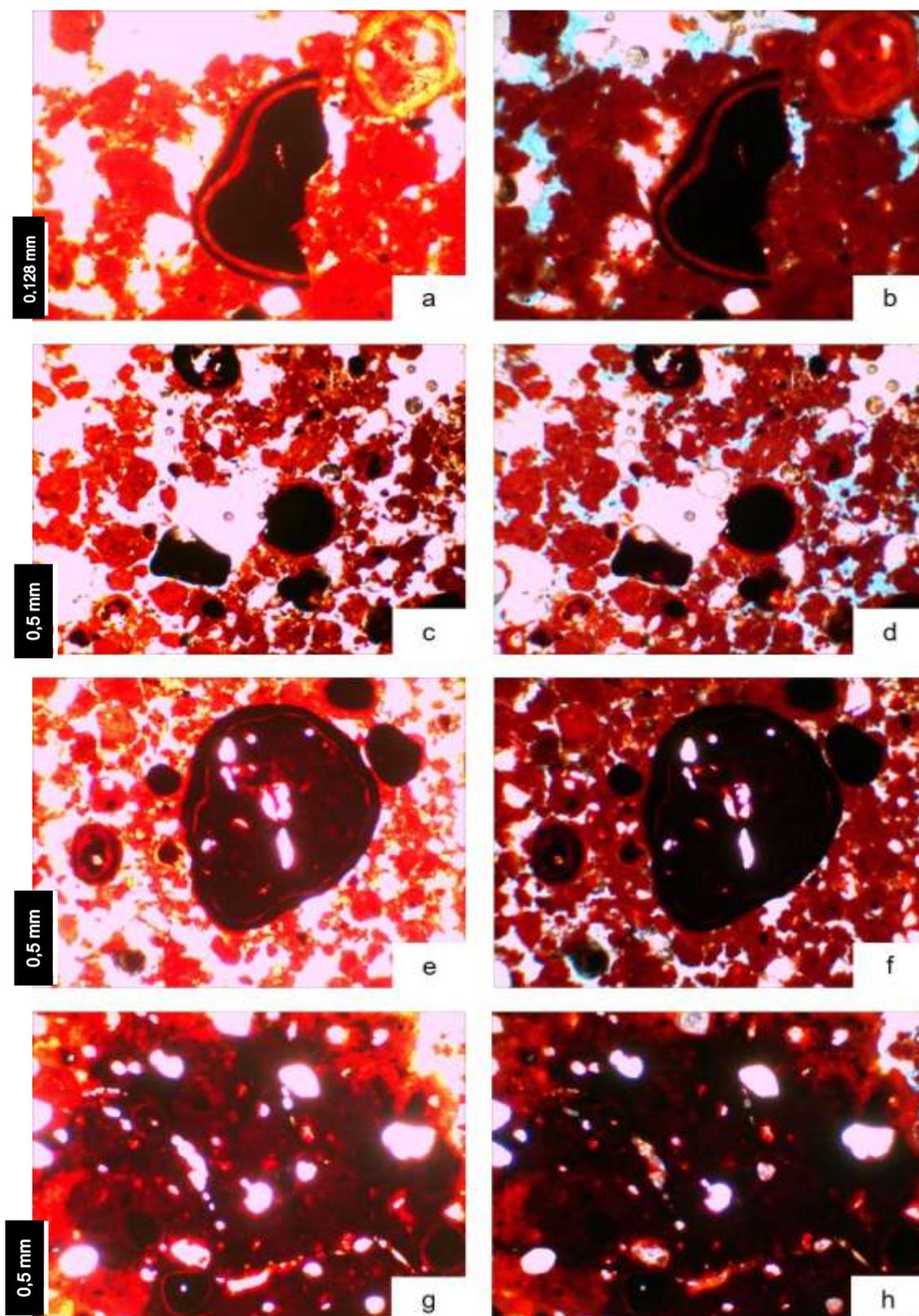


Figura 39. Fotomicrografias de LVe. Imagens em luz polarizada planar (coluna à esquerda) e cruzada (coluna à direita), com apresentação de nódulos ferruginosos estáveis (a,b) e em dissolução (c-f) e em formação (g,h). (Imagens a, b com largura de 0,9 mm; c, d, e, f, g, h com 2,3 mm).

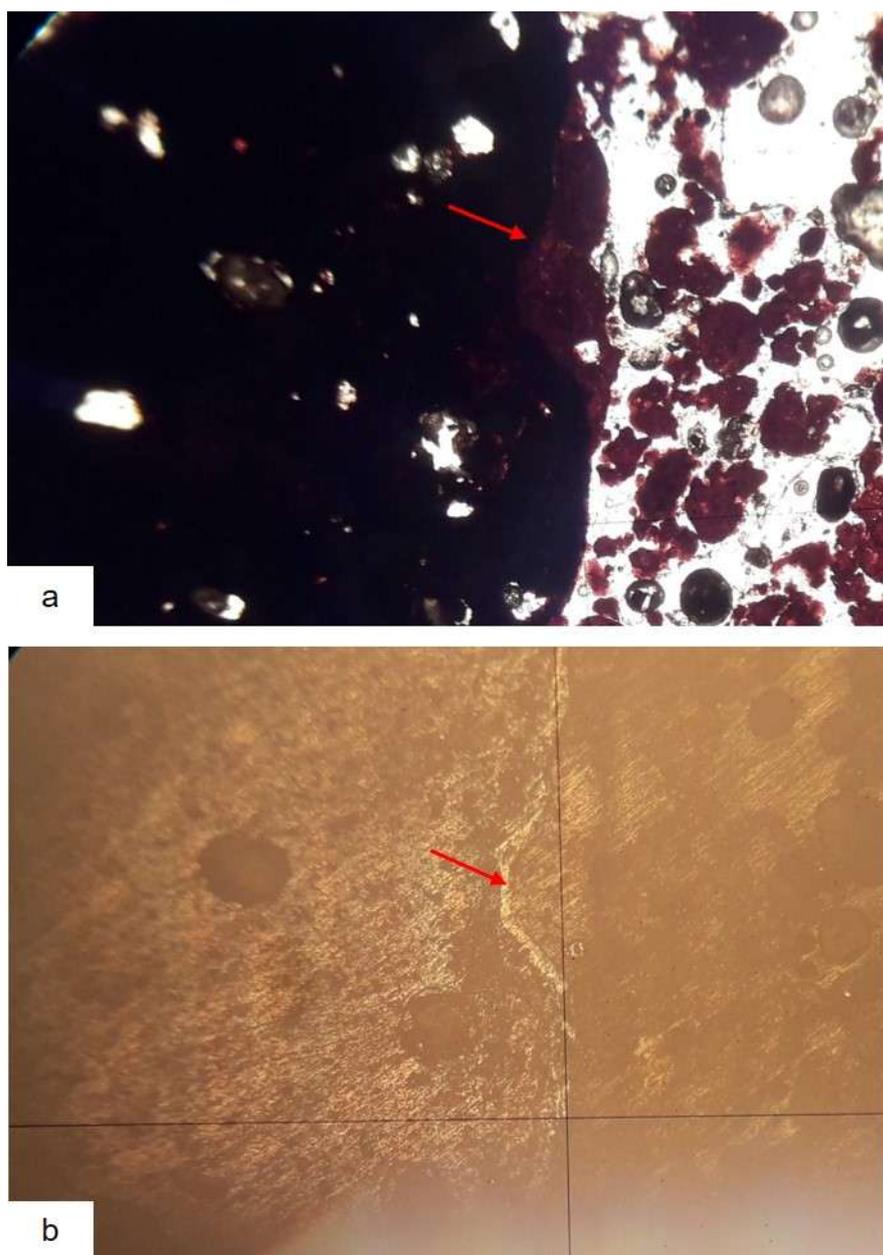


Figura 40. Microfotografia em luz refletida (a) e transmitida (b) de nódulo ferri-magnético de LVe em processo de dissolução (seta), provavelmente para goethita.

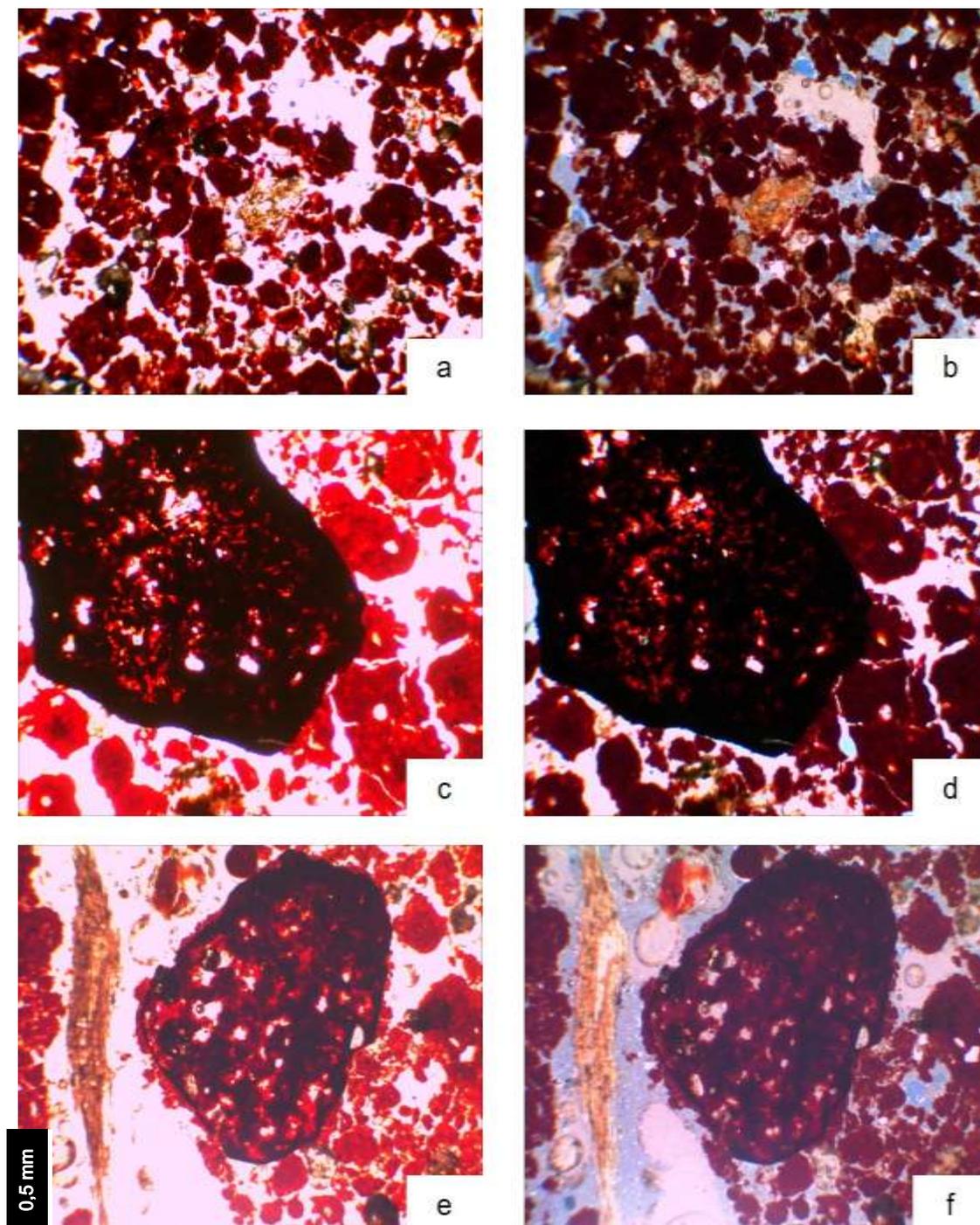


Figura 41. Microfotografia de LVwf. Imagens em luz polarizada planar (coluna à esquerda) e cruzada (coluna à direita) de microestrutura de solo e nódulos com interior em dissolução (c, d, e, f) indicado pela cor mais intensa em seu interior. (Todas as imagens com largura de 2.3 mm)

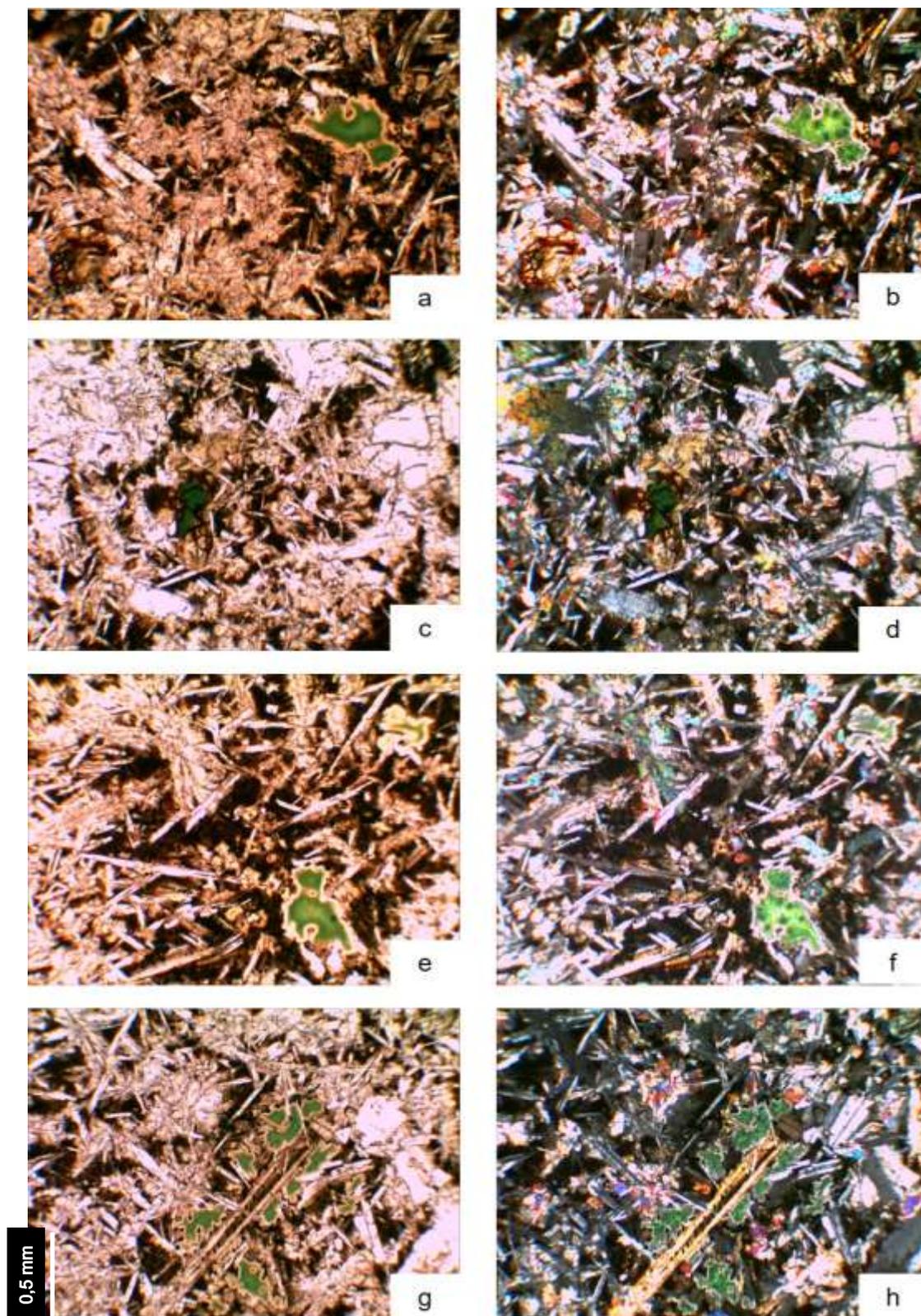


Figura 42. Microfotografia de basalto em luz polarizada planar (coluna à esquerda) e cruzada (coluna à direita), composto principalmente por piroxênios de coloração mais intensa, feldspatos de formato alongado semelhantes à agulhas e minerais máficos, escuros, com ocorrência de celadonita de cor verde.

O TCo é o solo menos intemperizado originado do basalto nesta topossequência. E a seção fina permite a observação de material residual da rocha (Figura 43). A microestrutura desse solo apresenta-se em blocos subangulares com porosidade planar e de ação biótica. É possível observar a presença de fragmentos do basalto em decomposição (Figura 43 a, b). Nota-se também o saprolito descolorido (Figura 43 c, d), com vestígio de feldspatos destruídos e celadonita em alteração (Figura 43 c, d, e, f), correspondendo ao nível menos intemperizado deste perfil. Parece que a celadonita é mais resistente ao intemperismo do que os plagioclásios e piroxênios neste basalto.

Esse solo possui horizonte textural e pela análise da seção fina se vê estruturas de laminação de argilas, característica da deposição desse material ao se transportar para esse horizonte (Figura 43 g, h). Nessas imagens, portanto, fica muito bem caracterizado o processo de lessivagem. Em luz refletida e transmitida, detectou-se a presença de nódulos de ferro e manganês, além de revestimentos de manganês revestindo pedriscos ou fragmentos do saprolito (imagens não capturadas). Nódulos com interior magnético também foram identificados (Figura 44).

Por fim, o último solo da topossequência, CXbd de origem sedimentar, apresenta microestrutura em grãos simples, com predominância de grãos subangulares soltos e aglomerados de quartzo e porosidade de empacotamento (Figura 45). Com o aumento de argila em profundidade há a formação de agregados de quartzo que são envoltos por argilas (Figura 45 g, h). Há também formação de nódulos ferruginosos estáveis (Figura 45 e, f) e em dissolução, além de feições de argiluviação (Figura 46) insuficientes para formar Bt.

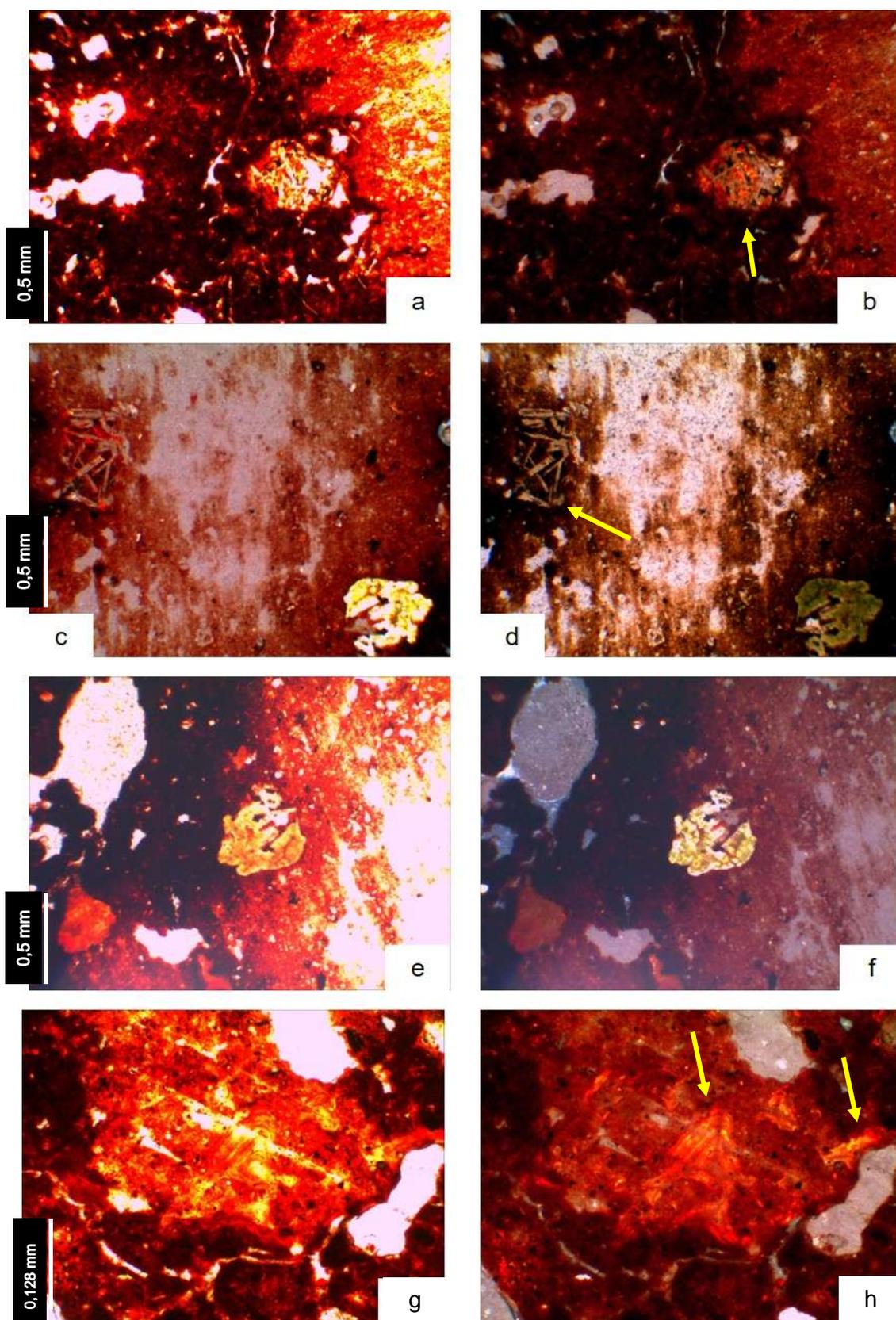


Figura 43. Microfotografias de TCo Imagens em luz polarizada planar (coluna à esquerda) e cruzada (coluna à direita). Visualiza-se fragmento de basalto em

decomposição (a, b seta), vestígio de feldspato (c, d seta), celadonita (c, d, e, f) e feições de argiluviação (g, h setas), indicando lessivagem.

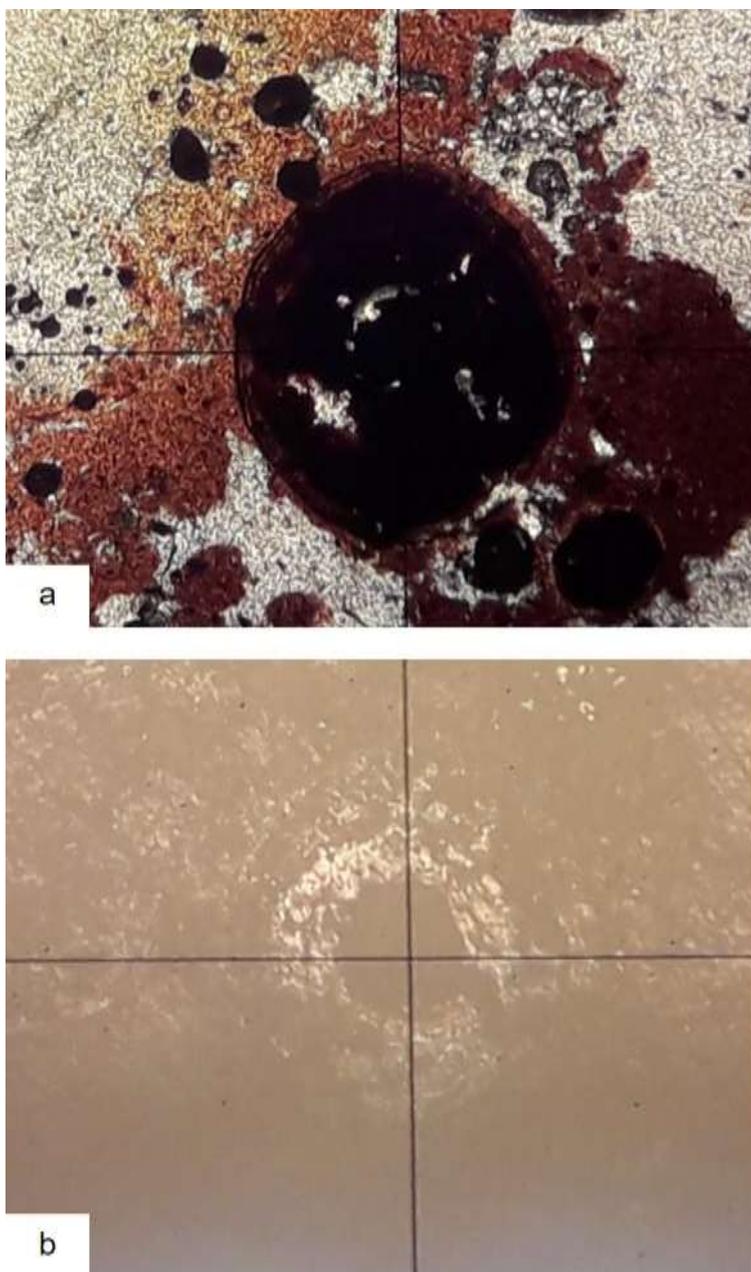


Figura 44. Microfotografias em luz refletida (a) e transmitida (b) de nódulo ferruginoso em TCo com material magnético no seu interior (brilho metálico).

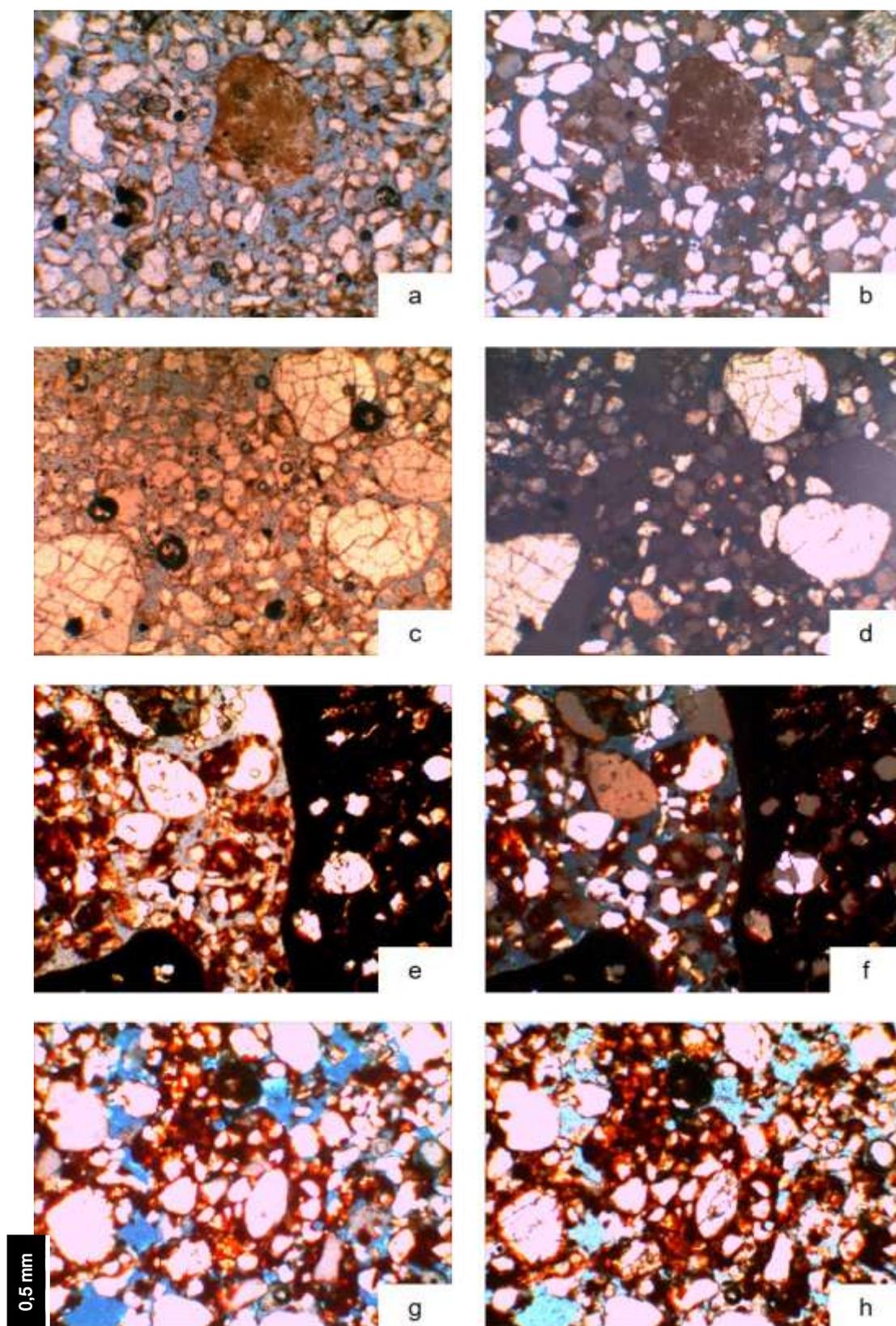


Figura 45. Microfotografias de CXbd. Imagens em luz polarizada planar (coluna à esquerda) e cruzada (coluna à direita). Os grãos de quartzo ocorrem soltos (a, b), aglomerados (c, d) e agregados por argila (g, h). Nódulos de ferro (e, f). (Todas as imagens com largura de 2.3 mm)

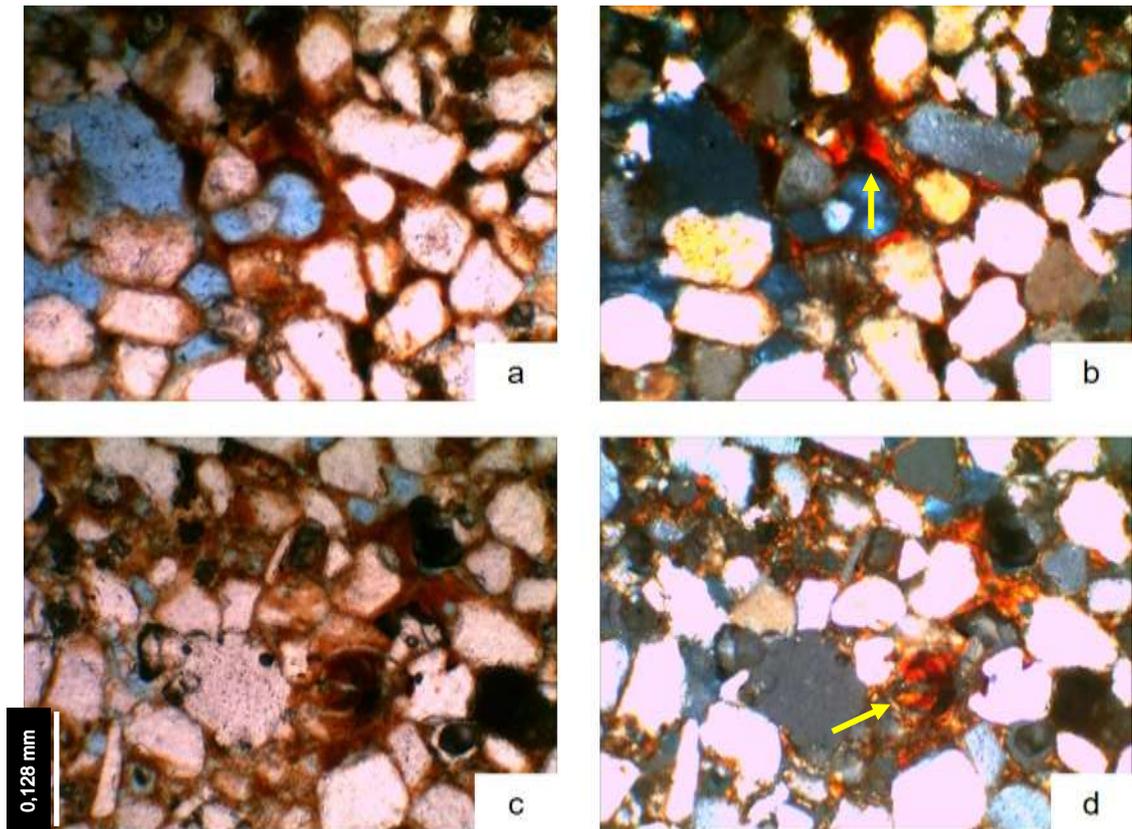


Figura 46. Microfotografias de CXbd. Imagens em luz polarizada planar (coluna à esquerda) e cruzada (coluna à direita). As cores de interferência mais fortes indicam feições laminadas de argiluviação, inclusive como revestimento de poros circulares de drenagem preferencial (cruz de extinção em b, d, setas). (Todas as imagens com largura de 0.9 mm)

A descrição simples da micromorfologia dos solos é apresentada em tabelas no apêndice. Mas pode-se dizer que, a exemplo do que ocorreu na topossequência 1, as microfotografias da segunda topossequência permitiram a visualização de processos determinantes na formação dos solos como argiluviação, ferralitização e bioturbação.

6.6. Classificação dos solos

As análises permitiram classificar os solos, pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS; Santos et al., 2018), em:

Topossequência 1 – Serra dos Parecis:

1- LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico (LVw), textura muito

argilosa, A moderado, caulínítico- não sesquioxídico, atividade de argila muito baixa, mesoférrico, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo plano.

2- NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico (RQo), textura muito arenosa, A moderado, quartzoso, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo ondulado.

3- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abrúptico (PVAvd), textura arenosa-média, A moderado, quartzoso e caulínítico-não sesquioxídico, atividade de argila moderadamente alta, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo plano a suave ondulado.

Topossequência 2 – Serra Tapirapuã

4- LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico (LVe), textura argilosa, A moderado, gibbsítico-sesquioxídico, atividade de argila muito baixa, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo plano a suave ondulado;

5- LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico (LVwf), textura argilosa a muito argilosa, A moderado, gibbsítico-sesquioxídico, atividade de argila muito baixa, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo plano a suave ondulado;

6- LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico (TCo), textura argilosa a muito argilosa, A moderado, caulínítico-não sesquioxídico, atividade de argila moderadamente alta, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo ondulado;

7- CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico (CXbd), textura média-arenosa, A moderado, quartzoso e caulínítico- não sesquioxídico, atividade de argila moderadamente baixa, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo plano.

No sistema internacional da FAO (2014), o World Reference Base (WRB), os solos podem se encaixar na seguinte classificação até o terceiro ou quarto nível:

Topossequência 1 – Serra dos Parecis:

1- Rodic Geric Ferralsol (Clayic, Eutric)

2- Protoargic Dystric Arenosol (Humic)

3- Abruptic Haplic Alisol (Arenic)

Topossequência 2 – Serra Tapirapuã:

4- Gibbsic Haplic Ferralsol (Clayic, Eutric)

5- Ferritic Gibbsic Rhodic Geric Ferralsol (Clayic, Eutric)

6- Abruptic Rhodic Luvisol (Clayic, Hypereutric)

7- Chromic Lixisol (Arenic, Hypereutric)

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os solos estudados pertencem às classes Latossolo, Neossolo, Argissolo, Luvisolo e Cambissolo. A maioria dos solos estudados são bem intemperizados e desenvolvidos, com textura argilosa e mineralogia caulinítica e oxídica. Essas características são resultantes, principalmente, das condições climáticas e da posição dos solos no relevo ao longo das topossequências. O clima parece ter contribuído de forma expressiva na dissolução de minerais primários e concentração de elementos residuais como ferro e alumínio. O relevo, por sua vez, favoreceu o transporte de sedimentos e elementos.

O Neossolo e o Cambissolo, solos com menor desenvolvimento pedogenético, possuem textura arenosa e são compostos principalmente por quartzo. Isso se deu pela influência do material de origem sedimentar. Da mesma forma, o material de origem basáltico contribuiu para a textura argilosa e estrutura de outro solo menos desenvolvido, o Luvisolo.

Mineralogicamente, os solos também foram influenciados pela ação do clima e do relevo no material de origem, originando solos cauliníticos e quartzosos na primeira topossequência e gibssíticos na segunda. Além disso, foi possível observar que o relevo, aliado ao material de origem, contribuiu para variações em distâncias relativamente pequenas.

Os processos mais importantes na formação dos solos da região são: lessivagem, contribuindo para a formação do Argissolo, Luvisolo e Cambissolo (visto em análise micromorfológica); dessilicação e ferralitização, dando origem aos Latossolos.

8. REFERÊNCIAS

ALLEONI, L. R. F.; CAMARGO, O. A. Iron and aluminium oxides and the mineralogy of iron free fraction of acric oxisols. **Scientia Agricola**, São Paulo, v. 52, n. 3, p. 416-421, 1995.

ALMEIDA, B. G. *et al.* Densidade do Solo. *In*: TEIXEIRA, P. C. *et al.* (ed.) **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. Brasília : EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, 2017. p. 65-75.

ALMEIDA, F. F. M. **Geologia do Centro-Oeste Matogrossense**. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1964. 137 p. (Boletim, 215)

ALMEIDA, J. A.; KLAMT, E.; KÄMPF, N. Gênese do contraste textural e da degradação do horizonte B de um Podzólico Vermelho-Amarelo da planície costeira do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 21, p. 221-233, 1997.

BAHIA, R. B. C. *et al.* Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 639-649, 2007.

BAHIA, R. B. C. *et al.* Revisão estratigráfica da bacia dos Parecis-Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, n. 4, p. 692-703, 2006.

BARBOSA, I. O.; LACERDA, M. P. C.; BILICH, M. R. Relações pedomorfogeológicas nas chapadas elevadas do Distrito Federal. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, n. 5, p. 1373-1383, 2009.

BARROS, M. A. S. *et al.* Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil). **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 33, n. 2, p. 71-77, 2006.

BIRKELAND, P. W. **Soils and Geomorphology**. 3. ed. New York: Oxford University Press, 1999. 430 p.

BOCKHEIM, J. G.; GENNADIYEV, A. N. The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base. **Geoderma**, Amsterdam, v. 95, p. 53-72, 2000.

BORTOLUZZI, E. C.; PERNES, M.; TESSIER, D. Mineralogia de partículas envolvidas na formação de gradiente textural em um Argissolo subtropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 3, 997-1007, 2008.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD.21 Cuiabá**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1982. 544 p.

BRINDLEY, G. W. Kaolin, serpentine, and kindred minerals. *In*: BROWN, G. (ed.) **The X-ray identification and crystal structure of clay minerals**. London: Mineralogical Society, 1961. p. 51-131.

BRINDLEY, G. W.; BROWN, G. **Cristal structures of clay minerals and their X-ray identification**. London: Mineralogical Society, 1980.

CAMPOS, M. C. C. *et al.* Interferências dos pedoambientes nos atributos do solo em uma topossequência de transição campo/floresta. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza, v. 41, n. 4, p. 527-535, 2010.

CAMPOS, M. C. C. *et al.* Relações solo-superfície geomórfica em uma topossequência várzea-terra firme na região de Humaitá (AM). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 36, n. 2, p. 325-326, 2012.

CARVALHO JÚNIOR, I. A. **Influência da mineralogia e da matéria orgânica na agregação, cor e radiometria de solos altamente intemperizados do estado de Minas Gerais**. 2000. 197 f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2000.

CASTRO, S. S. *et al.* Micromorfologia do solo: bases e aplicações. **Tópicos em ciência do solo**, Viçosa, v. 3, p. 107-64, 2003.

CHESTER, R.; STONER, J. H. Pb in particulates from the lower atmosphere of the Eastern Atlantic. **Nature**, London, v. 254, p. 27-28, 1973.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgar Blucher, 1980. 189 p.

CLEMENTE, E. P. *et al.* Topossequência de solos na Ilha da Trindade, Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, n. 5, p. 1357-1371, 2009.

CNRH – CONSELHO NACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS. **Resolução nº 32 de 15 de outubro de 2003** – Institui a divisão hidrográfica nacional. Brasília: CNRH, 2003.

COELHO, M. R.; VIDAL-TORRADO, P.; LADEIRA, F. S. B. Macro e micromorfologia de ferricretes nodulares desenvolvidos de arenito do grupo Bauru, formação Adamantina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 2, p. 371-385, 2001.

COSTA, A. C. S.; BIGHAM, J. M. Óxidos de ferro. *In*: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 1, p. 505-572.

DALLACORT, R. *et al.* Distribuição das chuvas no município de Tangará da Serra, médio norte do estado de Mato Grosso, Brasil. **Acta Scientiarum – Agronomy**, Maringá, v. 33, n. 2, p. 193 – 200, 2011.

DEARING, J. A. **Environmental magnetic susceptibility**: using the Bartington MS2 system. 2nd.ed. Kenilworth: Chi Publishing, 1999. 54 p.

DONAGEMMA, G. K. *et al.* Análise granulométrica. *In*: TEIXEIRA, P. C. *et al.* (ed.) **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. Brasília : EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, 2017. p. 95-116.

FAO - FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS. **Lecture notes on the major soils of the world**. Roma: FAO, 2001. 307 p.

FAO - FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATIONS OF THE UNITED NATIONS. **World Reference Base for Soil Resources**. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps, update 2005. Rome: FAO, 2014. 203 p. (World Soil Resources Reports, n. 106)

FERREIRA, B. A. *et al.* Óxidos de ferro nas frações areia e silte de um Nitossolo desenvolvido de basalto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 3, p. 405-413, 2003.

FIGUEIREDO, A. J. A.; OLIVATTI, O. **Projeto Alto Guaporé**. Goiânia: CPRM/DNPM, 1974.

FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia**: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, Boulder, v. 27, n. 1, p. 3-26, 1957.

FONTES, M. P. F.; WEED, S. B. Iron oxides in selected Brazilian Oxisols: I. mineralogy. **Soil Science Society American Journal**, Madison, v. 55, p. 1143-1149, 1991.

FONTES, M. P. F. *et al.* Magnetic separation and evaluation of magnetization of Brazilian soils from different parent materials. **Geoderma**, Amsterdam, v. 96, n. 1-2, p. 81-99, 2000.

GHIDIN, A. A. *et al.* Topossequências de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná. I – Mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 2, p. 293-306, 2006.

GOLDICH, S. S. A study in rock-weathering. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 46, n. 1, p. 17-58, 1938.

GONÇALVES, M. A. *et al.* Diferenciação dos solos em duas topossequências sobre rochas basálticas no norte-central paranaense. **Semina: Ciências Agrárias**, Londrina, v. 34, n. 6, p. 2777-2792, 2013.

HARNOIS, L. The CIW index: a new chemical index of weathering. **Sedimentary Geology**, v. 55, n. 3-4, p. 319-322, 1988.

HARTEMINK, A. E. *et al.* Soil horizon variation: a review. **Advances in Agronomy**, San Diego, v.160, p.125-185, 2020.

HOLE, F. D. A classification of pedoturbations and some other processes and factors of soil formation in relation to isotropism and anisotropism. **Soil Science**, Philadelphia, v. 91, n. 6, p. 375-377, 1961.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de pedologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2007. (Manuais técnicos de geociências, n. 4).

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. **Estado de Mato Grosso – Geologia** (mapa). Rio de Janeiro: IBGE. Diretoria de Geociências, 2009a.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. **Estado de Mato Grosso – Geomorfologia** (mapa). Rio de Janeiro: IBGE. Diretoria de Geociências, 2009b.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. **Estado de Mato Grosso – Pedologia Mapa Exploratório de Solos** (mapa). Rio de Janeiro: IBGE. Diretoria de Geociências, 2009c.

INDA, A. V.; FINK, J. R. Caracterização mineralógica de óxidos de ferro. *In*: TEIXEIRA, P. C., *et al.* (ed.) **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. Brasília : EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, 2017. p. 472-485.

INDA JUNIOR, A. V. **Caracterização de goethita e hematita em solos poligenéticos**. 2002. 123 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2002.

INDA JUNIOR, A. V.; KÄMPF, N. Variabilidade de goethita e hematita via dissolução seletiva redutiva em solos de região tropical e subtropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 6, p. 851-866, 2005.

JACKSON, M. L. **Soil chemical analysis**: advanced course. 2nd ed. Madison: University of Wisconsin, 1985. 894 p.

JENNY, H. **Factors of soil formation**: a system of quantitative pedology. New York: McGraw-Hill, 1941. 191 p.

KÄMPF, N.; CURTI, N. Formação e evolução do solo (pedogênese). *In*: KER, J.C. *et al.* (ed.) **Pedologia**: fundamentos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. p.207-302.

KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J. J. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. *In*: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 1, p. 333-379.

KÄMPF, N.; RESENDE, M.; CURI, N. Iron oxides in Brazilian Oxisols. *In*: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP, 8., 1986, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Rio de Janeiro: EMBRAPA/ SNLCS, 1988. p. 71-77.

LACERDA FILHO, J. V. *et al.* (org.) **Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso**: texto explicativo dos Mapas Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Cuiabá: CPRM; SICME-MT, 2004. (mapa)

MAFRA, A. L. *et al.* Pedogênese de uma sequência de solos desenvolvidos de arenito na região de Piracicaba (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 2, p. 355-369, 2001.

MALUCELLI, F.; TERRIBILE, F.; COLOMBO, C. Mineralogy, micromorphology and chemical analysis of andosols on the Island of São Miguel (Azores). **Geoderma**, Amsterdam, v. 88, n. 1-2, p. 73-98, 1999.

MARTINS, E. S. *et al.* **Técnicas de coleta e preparação de amostras para micromorfologia com otimização do processo de impregnação**. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 2002. 22 p. (Documentos, 69).

MATO GROSSO. **Zoneamento sócio-econômico-ecológico**: diagnóstico sócio-econômico-ecológico do estado de Mato Grosso e assistência técnica na formulação da segunda aproximação. Cuiabá: SEPLAN/MT, 2001.

MEDEIROS, P. S. C. *et al.* Caracterização e classificação de solos graníticos em topossequência na região sul do Brasil. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 43, n. 7, p. 1210-1217, 2013.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *In*: NATIONAL CONFERENCE ON CLAYS AND CLAY MINERALS, 7., 1958, Washington. **Proceedings** [...] London: Pergamon Press, 1960. p. 317-327.

MEIRELES, H. T. *et al.* Relações solo-paisagem em topossequência de origem basáltica. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, Goiânia, v. 42, n. 2, p. 129-136, 2012.

MELO, V. F. *et al.* Características dos óxidos de ferro e de alumínio em diferentes classes de solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 1, p. 19-32, 2001.

MELO, V. F.; WYPYCH, F. Caulinita e haloisita. *In*: ALLEONI, L. R. F.; MELO, V. F. (ed.) **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. v. 1, p. 427-504.

MILLER, M. B.; COOPER, T. H.; RUST, R. H. Differentiation of an eluvial fragipan from dense glacial till in Northern Minnesota. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 3, p. 787-796, 1993.

MIRANDA, L. **Atlas geográfico de Mato Grosso**. Cuiabá: Entrelinhas, 2016. 64 p.

MONTANARI, R. *et al.* Caracterização mineralógica de Latossolos em diferentes feições do relevo na região de Jaboticabal, SP. **Revista Ciência Agrônômica**, Fortaleza, v. 41, n. 2, p. 191-199, 2010.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, London, v. 299, p. 715-717, 1982.

OLIVEIRA, C. V. *et al.* Caracterização de concreções ferro-manganosas de solos de calcário no norte do estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 3, p. 565-574, 2001.

QUÉNARD, L. *et al.* Lessivage as a major process of soil formation: A revisit of existing data. **Geoderma**, Amsterdam, v. 167-168, p. 135-147, 2011.

QUIRK, J. P. Significance of surface áreas calculated from water vapor sorption isotherms by use of the B.E.T. equations. **Soil Science**, Philadelphia, v. 80, p. 423-430, 1955.

RAMOS, P. V. **Atributos dos solos do Rio Grande do Sul estimados por espectroscopia de refletância difusa e suscetibilidade magnética**. 2019. 75 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2019.

RESENDE, M.; SANTANA, D. P. Uso das relações K_i e K_r na estimativa da mineralogia para classificação de Latossolos. *In*: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLOS E INTERPRETAÇÃO DA APTIDÃO AGRÍCOLA, 3., 1988, Rio de Janeiro. **Anais [...]** Rio de Janeiro: EMBRAPA/ SNLCS/SBCS, 1988. p. 225-232.

RODRIGUES, L. C. M. **Aspecto da variabilidade de atributos físicos e químicos do solo sob floresta primária**. 2005. 79 f. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical) – Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, 2005.

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

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

ROUSSEAU, M. *et al.* Preferential Transport of Soil Colloidal Particles: Physicochemical Effects on Particle Mobilization. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 3, n. 1, p. 247-261, 2004.

RUHE, R. V. Elements of the soil landscape. Transactions of the 7th. Ed. International Congress of Soil Science. **International Society of Soil Science**, Viena, v. 4, p. 165-170, 1960.

SANTOS, A. C. *et al.* Gênese e classificação de solos numa topossequência no ambiente de mar de morros do médio vale do Paraíba do Sul, RJ. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 4, p. 1279-1314, 2010.

SANTOS, H. G. *et al.* **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 5. ed. Brasília: EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, 2018. 633 p.

SANTOS, P.; COSTA, A. C. S. Difractometria de raios-X e análise térmica das frações granulométricas de caulins. **Semina: Ciências Exatas e Tecnológicas**, Londrina, v. 34, n. 1, p. 9-22, 2013.

SANTOS, R. D. *et al.* **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 7. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. 102 p.

SANTOS, H. G. *et al.* Distribuição espacial dos níveis de levantamento de solos no Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 34., 2013, Florianópolis. **Anais [...]** Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2013. p. 1-4. Disponível em: <https://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/88902/1/distribuicao-espacial.pdf>. Acesso em: 16 abr. 2018.

SCHAETZL, R. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins theory, detection and application. **Soil Science**, Philadelphia, v. 163, n. 7, p. 570-590, 1998.

SCHWERTMANN, U. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. *Zeitschrift für Pflanzenernährung Düngung Bodenkunde*, Berlin, v. 105, n. 3, p. 194-202, 1964.

SIMONSON, R.W. Modern concepts of soil genesis: a symposium: outline of a generalized theory of soil genesis. **Soil Science Society proceedings**, Madison, v. 23, n. 2, p. 152-156, 1959.

STOOPS, G. **Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections**. Madison: Soil Science Society of America, 2003. 184 p.

TEIXEIRA, P. C.; CAMPOS, D. V. B.; FONTANA, A. Ataque sulfúrico. *In*: TEIXEIRA, P. C. *et al.* (ed) **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. Brasília : EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, 2017. p. 255-258.

TOLOTTI, C. D. K. **Celadonita em basaltos da província magmática do**

Paraná, região do Alto Uruguai-RS. 2018. 72 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2018.

TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; BARRON, V. The reductive dissolution of synthetic goethite and hematite in dithionite. **Clay Minerals**, McLean, v. 22, n. 3, p. 329-337, 1987.

VAN BREEMEN, N.; BUURMAN, P. **Soil Formation**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. 376 p.

VASCONCELOS, V. *et al.* **Caracterização de uma topossequência no Parque Nacional da Serra da Canastra, MG.** Planaltina: Embrapa Cerrados, 2010. 63 p. (Boletim, 277)

VIANA, J. H. M.; DONAGEMMA, G. K.; TEIXEIRA, W. G. Umidade residual e fator “f”. *In*: TEIXEIRA, P. C. *et al.* (ed.) **Manual de métodos e análise de solo**. 3. ed. Brasília: EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, 2017a. p. 32-33.

VIANA, J. H. M.; DONAGEMMA, G. K.; TEIXEIRA, W. G. Densidade de partículas. *In*: TEIXEIRA, P. C. *et al.* (ed.) **Manual de métodos e análise de solo**. 3. ed. Brasília: EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, 2017b. p. 76-81.

VIEIRA, A. J. **Geologia do centro-oeste de Mato-Grosso.** Ponta Grossa: PETROBRÁS-DEBSP, 1965. 79 p. (Rel. Téc. Interno, 303)

VOICU, G.; BARDOUX, M.; VOICU, D. Mineralogical norm calculations applied to tropical weathering profiles. **Mineralogical Magazine**, Cambridge, v. 61, p. 185-196, 1997.

9. APÊNDICES

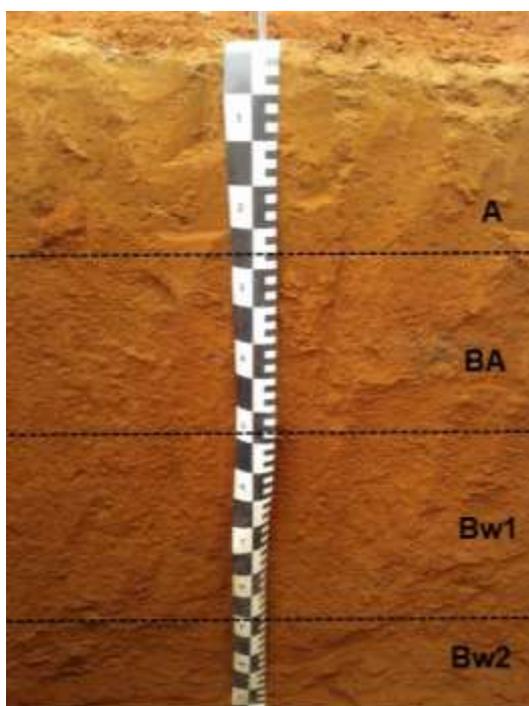
Apêndice 1. Descrição geral dos solos estudados.

TOPOSSEQUÊNCIA 1

Perfil 1

DATA DA DESCRIÇÃO: 09/07/2018

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico, textura muito argilosa, A moderado, caulínítico- não sequioxídico, atividade de argila muito baixa, mesoférrico, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo plano.



LOCALIZAÇÃO: trincheira aberta próximo à rodovia MT 358, na Fazenda Bela Vista, na época de propriedade do Sr. Eli Crestani. Coordenadas: 14°25'16"S e 57°56'49"W

ALTITUDE: 680m

SITUAÇÃO E COBERTURA VEGETAL: área agrícola, na ocasião sob palhada de milho, com cobertura moderada do solo.

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Coberturas Cenozóicas, Cobertura Detrito-Laterítica Neogênica, Neógeno Mioceno (IBGE, 2009a).

MATERIAL ORIGINÁRIO: sedimentos argiloarenosos e ferruginosos da Cobertura Detrito-Laterítica Neogênica.

PEDREGOSIDADE: não pedregosa.

ROCHOSIDADE: poucos conglomerados ferruginosos visíveis no local.

RELEVO LOCAL: plano.

RELEVO REGIONAL: plano a suave ondulado.

EROSÃO: não percebida.

DRENAGEM: bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL: Lavoura de milho em sucessão com soja.

CLIMA: Aw (tropical úmido), segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Ana Paula Barbosa Lima e Paulo César do Nascimento.

Perfil 2

DATA DE DESCRIÇÃO: 10/07/2018

CLASSIFICAÇÃO: NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico, textura muito arenosa, A moderado, quartzoso, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo ondulado.



LOCALIZAÇÃO: trincheira aberta próximo à rodovia MT 358, na Fazenda São João. Coordenadas: 14°30'48"S e 57°54'34"W

ALTITUDE: 458 m

SITUAÇÃO E COBERTURA VEGETAL: área de preservação permanente com cobertura característica de Cerrado.

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Província Estrutural Parecis, Formação Utiariti, Cretáceo Superior (IBGE, 2009a).

MATERIAL ORIGINÁRIO: sedimentos arenosos.

PEDREGOSIDADE: não pedregosa.

ROCHOSIDADE: não rochosa

RELEVO LOCAL: ondulado.

RELEVO REGIONAL: plano a forte ondulado.

EROSÃO: não percebida.

DRENAGEM: bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL: Cerrado tropical subcaducifólio.

CLIMA: Aw (tropical úmido), segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Ana Paula Barbosa Lima e Paulo César do Nascimento.

Perfil 3

DATA DE DESCRIÇÃO: 09/07/2018

CLASSIFICAÇÃO: ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Ta Distrófico abrupto, textura arenosa-média, A moderado, quartzoso e caulinítico-não sesquioxídico, atividade de argila moderadamente alta, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo plano a suave ondulado.



LOCALIZAÇÃO: trincheira aberta próximo à rodovia MT 358, em uma área de pasto em frente à entrada do Calcário Tangará. Coordenadas: 14°31'57"S e 57°53'43"W

ALTITUDE: 322 m

SITUAÇÃO E COBERTURA VEGETAL: área plana sob pastagem de braquiária.

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Província Estrutural Parecis, Formação Utiariti em contato com Formação Salto das Nuvens, Cretáceo Superior (IBGE, 2009a).

MATERIAL ORIGINÁRIO: sedimentos arenosos de arenitos vermelhos finos.

PEDREGOSIDADE: não pedregosa.

ROCHOSIDADE: não rochosa

RELEVO LOCAL: plano.

RELEVO REGIONAL: plano a suave ondulado.

EROSÃO: não percebida.

DRENAGEM: bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL: pastagem.

CLIMA: Aw (tropical úmido), segundo a classificação de Köppen.

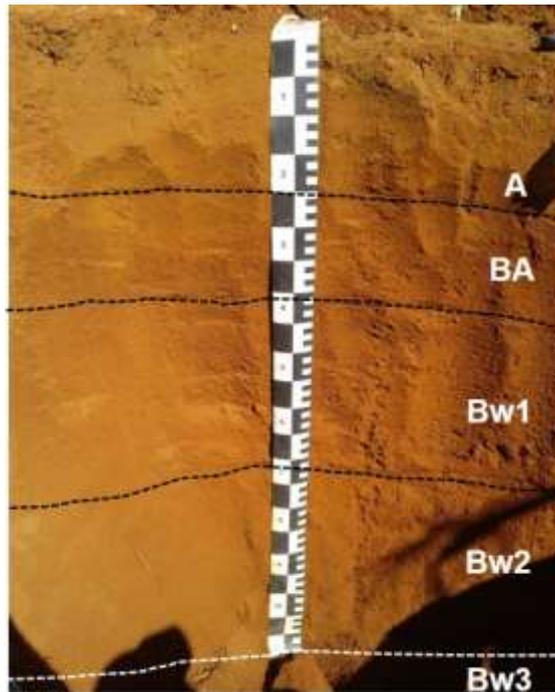
DESCRITO E COLETADO POR: Ana Paula Barbosa Lima e Paulo César do Nascimento.

TOPOSSEQUÊNCIA 2

Perfil 4

DATA DE DESCRIÇÃO: 12/07/2018

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico, textura argilosa, A moderado, gibbsítico-sesquioxídico, atividade de argila muito baixa, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo plano a suave ondulado.



LOCALIZAÇÃO: trincheira aberta próximo à rodovia MT 358, em uma área de propriedade, na época, do Sr. José Afonso. Coordenadas: 14°39'40"S e 57°23'24"W

ALTITUDE: 432 m

SITUAÇÃO E COBERTURA VEGETAL: área plana cultivada com milho em sucessão com soja. Solo parcialmente coberto por restos culturais.

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Província Estrutural Parecis, Formação Tapirapuã, Jurássico (IBGE, 2009a).

MATERIAL ORIGINÁRIO: basalto intercalado com arenitos.

PEDREGOSIDADE: não pedregosa.

ROCHOSIDADE: não rochosa

RELEVO LOCAL: plano.

RELEVO REGIONAL: plano a suave ondulado.

EROSÃO: não percebida.

DRENAGEM: bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL: cultivo de milho em sucessão com soja.

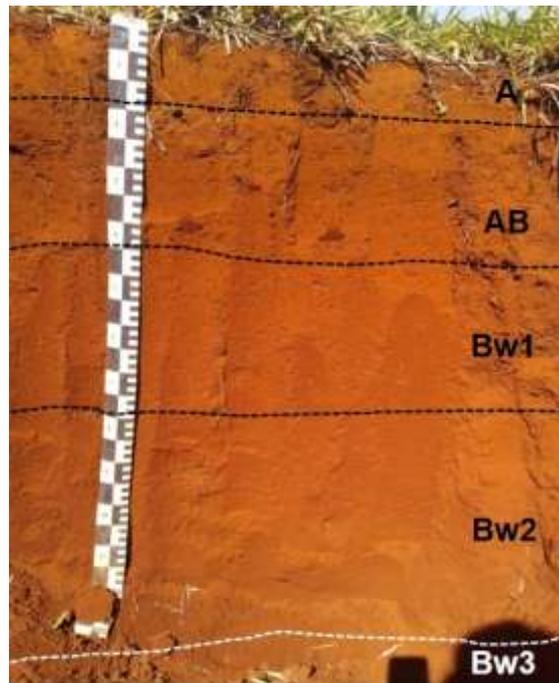
CLIMA: Aw (tropical úmido), segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Ana Paula Barbosa Lima e Paulo César do Nascimento.

Perfil 5

DATA DE DESCRIÇÃO: 12/07/2018

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico, textura argilosa a muito argilosa, A moderado, gibbsítico-sesquioxídico, atividade de argila muito baixa, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo plano a suave ondulado.



LOCALIZAÇÃO: trincheira aberta próximo à rodovia MT 358, em uma área de pasto na propriedade conhecida como Mirante da Serra. Coordenadas: 14°39'39"S e 57°23'25"W

ALTITUDE: 495 m

SITUAÇÃO E COBERTURA VEGETAL: área com ondulações coberta por pastagem de braquiária.

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Província Estrutural Parecis, Formação Tapirapuã, Jurássico (IBGE, 2009a).

MATERIAL ORIGINÁRIO: basalto intercalado com arenitos.

PEDREGOSIDADE: não pedregosa.

ROCHOSIDADE: não rochosa

RELEVO LOCAL: suave ondulado a ondulado.

RELEVO REGIONAL: suave ondulado a forte ondulado.

EROSÃO: não percebida.

DRENAGEM: bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL: pastagem de braquiária.

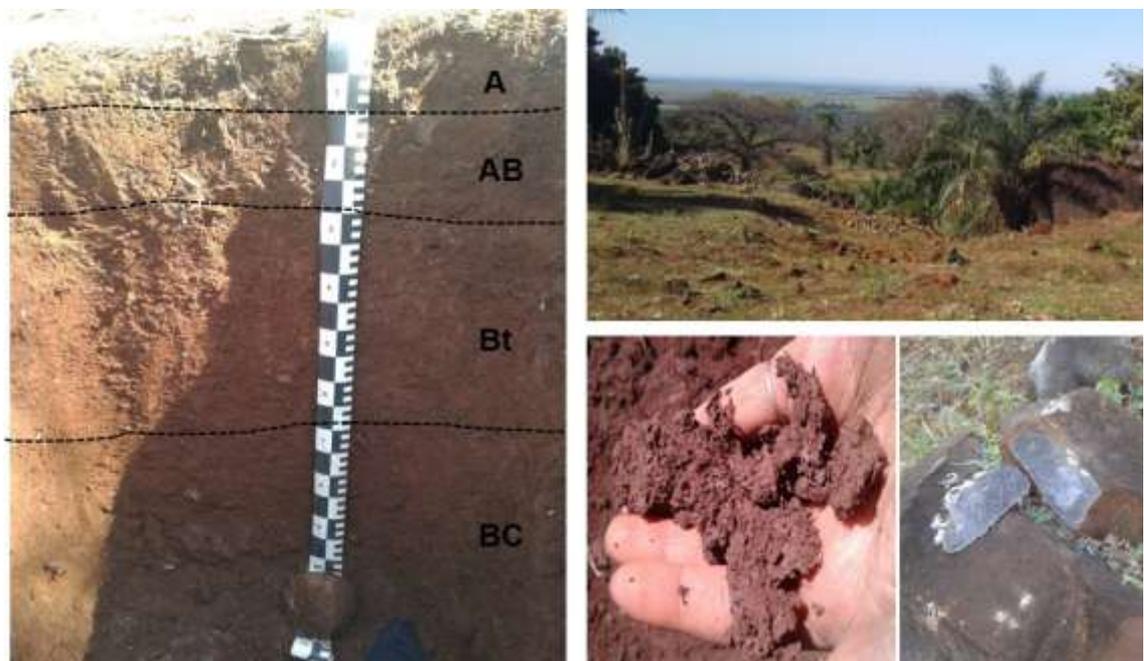
CLIMA: Aw (tropical úmido), segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Ana Paula Barbosa Lima e Paulo César do Nascimento.

Perfil 6

DATA DE DESCRIÇÃO: 11/07/2018

CLASSIFICAÇÃO: LUVISSOLO CRÔMICO Órtico típico, textura argilosa a muito argilosa, A moderado, caulinítico-não sesquioxídico, atividade de argila moderadamente alta, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo ondulado.



LOCALIZAÇÃO: trincheira aberta próximo à rodovia MT 358, em uma área de pasto no Hotel Fazenda Primavera. Coordenadas: 14°41'01"S e 57°17'06"

ALTITUDE: 331 m

SITUAÇÃO E COBERTURA VEGETAL: área com ondulações e solo coberto parcialmente por pastagem de braquiária e parcialmente exposto por processos erosivos.

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Província Estrutural Parecis, Formação Tapirapuã, Jurássico (IBGE, 2009a).

MATERIAL ORIGINÁRIO: basalto intercalado com arenitos.

PEDREGOSIDADE: pedregosa.

ROCHOSIDADE: rochosa

RELEVO LOCAL: ondulado a forte ondulado.

RELEVO REGIONAL: ondulado a forte ondulado.

EROSÃO: ligeira a forte.

DRENAGEM: bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL: pastagem de braquiária.

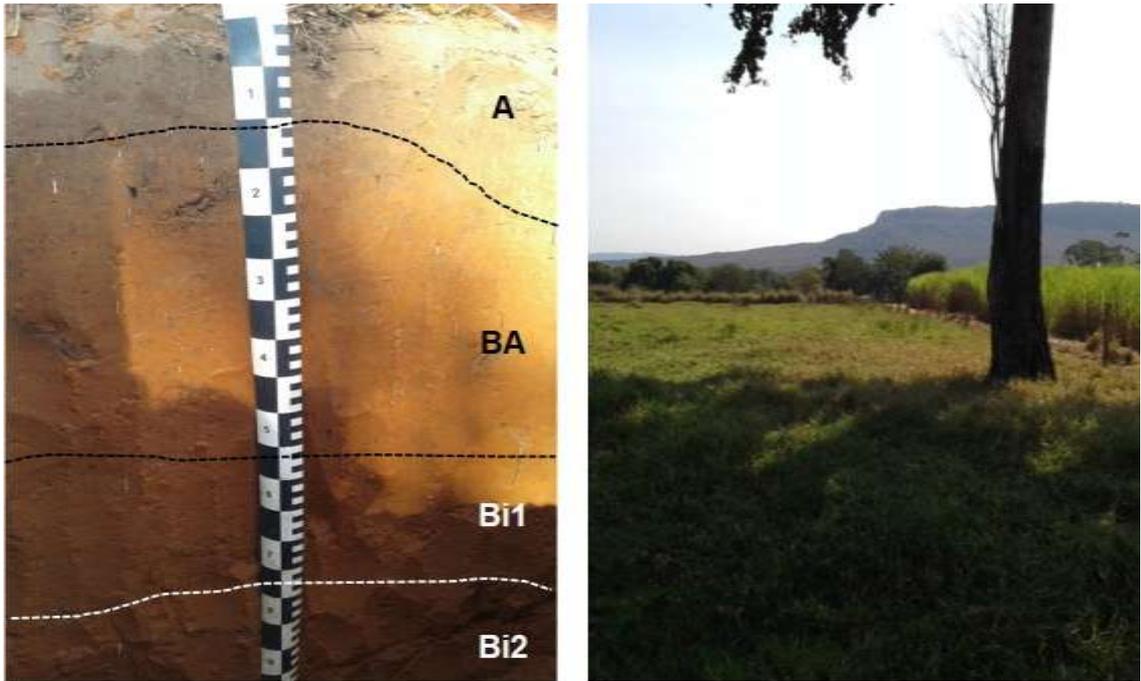
CLIMA: Aw (tropical úmido), segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Ana Paula Barbosa Lima e Paulo César do Nascimento.

Perfil 7

DATA DE DESCRIÇÃO: 11/07/2018

CLASSIFICAÇÃO: CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico, textura média-arenosa, A moderado, quartzoso e caulinítico- não sesquioxídico, atividade de argila moderadamente baixa, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo plano.



LOCALIZAÇÃO: trincheira aberta próximo à rodovia MT 358, em uma área de pasto. Coordenadas: 14°42'46"S e 57°16'04"W

ALTITUDE: 248 m

SITUAÇÃO E COBERTURA VEGETAL: área plana coberta por pastagem de braquiária.

LITOLOGIA, UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA E CRONOLOGIA: Província Estrutural Tocantins, Grupo Alto Paraguai, Formação Sepotuba, Ediacarano, em contato com a Cobertura Cenozoica Detrito-Laterítica Paleogênica, Paleógeno Oligoceno (IBGE, 2009a).

MATERIAL ORIGINÁRIO: sedimentos argilo-arenosos.

PEDREGOSIDADE: não pedregosa.

ROCHOSIDADE: não rochosa

RELEVO LOCAL: plano.

RELEVO REGIONAL: plano a suave ondulado.

EROSÃO: não percebida.

DRENAGEM: bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL: pastagem de braquiária.

CLIMA: Aw (tropical úmido), segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Ana Paula Barbosa Lima e Paulo César do Nascimento.

Apêndice 2. Descrição micromorfológica simples de solos em topossequência 1.

Solo (material de origem)	LVw (rocha detrítico-laterítica)	RQo (arenito)	PVAvd (arenito e sedimentos) horizonte E	PVAvd (arenito e sedimentos) horizonte Bt
Microestrutura	Blocos subangulares a hexagonais; granular fina coalescida.	Grãos simples	Grãos simples a apedal	Grãos simples a apedal
Poros	Planar; de empacotamento; canal	De empacotamento	Cavitários; de empacotamento	Canal; de empacotamento
Material grosseiro	Quartzo mal selecionado esférico a alongado arredondado, runiquartz; material opaco; petroplintita. Distribuição c/f porfírica de espaço simples.	Quartzo esférico arredondado a alongado sub-arredondado; material opaco. Distribuição c/f quitônica a enáulica fina.	Quartzo mal selecionado sub-angular a arredondado; material opaco; feldspato intemperizado raro. Distribuição c/f quitônica a guefúrica convexa.	Quartzo arredondado; nódulos; material opaco. Distribuição c/f porfírica a enáulica. Nódulo magnético oxidando
Material fino	Vermelho límpido. Trama birrefringente salpicada pontilhada rara. Relação c/f*: 14 μ m	Brunado. Trama birrefringente grano-estriada. Relação c/f: 13 μ m	Vermelho amarelo. Trama birrefringente grano-estriada, poro estriada, estriada paralela. Relação c/f: 33 μ m	Vermelho amarelo pontilhado. Trama birrefringente cristalítica micácea rara e salpicada. Relação c/f: 14 μ m
Material orgânico		Raízes vivas	Raízes vivas	Raízes vivas
Feições pedológicas	Preenchimento de canais e casulo		Películas de argila, nódulos	Nódulos de Fe anórtico em dissolução e órtico estáveis. Nódulos de magnetita oxidando a hematita e revestido por goethita.

Relação c/f: relação grão grosso/grão fino

Apêndice 3. Descrição micromorfológica simples de solos em topossequência 2.

Solo (material de origem)	LVe (basalto)	LVwf (basalto)	TCo (basalto)	CXbd (sedimentos)
Microestrutura	Granular fina coalescida	Granular fina	Blocos subangulares	Grãos simples a apedal
Poros	De empacotamento e canais de passagem de fauna	De empacotamento e canais de passagem de fauna	Planar, cavidades, canais de passagem de fauna	De empacotamento
Material grosseiro	Quartzo subangular mal selecionado; nódulos opacos. Distribuição c/f porfírica aberta.	Quartzo mal selecionado, sub-arredondado runiquartz; grãos opacos primários. Distribuição c/f porfírica aberta.	Saprolito descolorido; fragmentos de basalto; clorita; quartzo subangular pequeno. Distribuição c/f porfírica de espaço simples.	Quartzo mal selecionado subangular runiquartz; nódulos; material opaco; fragmentos de rocha; grão de microclínio raro. Distribuição c/f grãos simples a quitônica
Material fino	Vermelho límpido. Trama birrefringente salpicada rara. Relação c/f: 19µm	Vermelho. Trama birrefringente salpicada pontilhada. Relação c/f: 13µm	Vermelho nebuloso. Trama birrefringente circular, salpicada rara a não diferenciada. Relação c/f: 13µm	Brunado. Trama birrefringente grano-estriada a indiferenciada. Relação c/f: 20µm
Material orgânico		Raízes vivas	Raízes vivas	Raízes vivas
Feições pedológicas	Nódulos: hematita; magnetita/maghemita revestidos por goethita. Nódulos de Fe: reliquiais revestidos de goethita; em dissolução e em formação atual de borda difusa	Nódulos de Fe, magnetita/maghemita em dissolução; preenchimento de canais em casulo	Nódulos de Fe e Mn e revestimentos de Mn nas faces de saprolitos e pedos. Cobertura de argila iluvial laminar no saprolito. Preenchimento de canais solto e descontínuo.	Nódulos de Fe com grãos de quartzo; nódulo estável e em dissolução. Nódulo de magnetita/maghemita. Raras películas de argila.

10. RESUMO BIOGRÁFICO

Ana Paula Barbosa Lima, filha de Cicero Barbosa Lima e Epifania Leite Alencar, nasceu em 12 de agosto de 1983, em Cuiabá, Mato Grosso. Estudou em várias escolas da rede pública e privada onde completou seus estudos no ensino fundamental e médio. Em 2001 ingressou na primeira turma do curso de Agronomia da Universidade do Estado de Mato Grosso, campus Tangará da Serra, onde graduou-se como Engenheira Agrônoma em 2005. Após a graduação, dedicou-se integralmente à maternidade da Heloísa e do Harthur até o ano de 2009, quando passou a atuar como professora substituta no curso de Agronomia na mesma faculdade onde se formou. Em 2011 iniciou Mestrado em Agricultura Tropical na Universidade Federal do Mato Grosso, terminando-o em 2013. Continuou a lecionar até o ano de 2015 e em 2016 iniciou seus estudos no curso de Doutorado em Ciência do Solo na Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Atualmente, é membro da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo.