



CAMILA FERNANDES MIRANDA

**DIAGNÓSTICO DE UM PALEOSSOLO MOSQUEADO
SOTERRADO POR UM LATOSSOLO EM IJACI, MG.**

**LAVRAS-MG
2022**

CAMILA FERNANDES MIRANDA

**DIAGNÓSTICO DE UM PALEOSSOLO MOSQUEADO
SOTERRADO POR UM LATOSSOLO EM IJACI, MG.**

Monografia apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Curso de Engenharia Florestal, para a obtenção do título de Bacharel.

Prof. Dr. Yuri Lopes Zinn

Orientador

**LAVRAS-MG
2022**

À Pachamama, dedico.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus, fonte suprema do Amor, Quem rege todas as coisas.

Aos meus pais, Dina e Nilson, pelo amor e apoio incondicionais.

Às minhas irmãs, Fanny, Marília e Kaline, pelo companheirismo e presença em minha vida.

Ao Felipe, companheiro de caminho.

Ao Davi, filho amado.

Ao Yuri, professor, cientista e, principalmente, ser humano admirável.

A todos os funcionários do Departamento de Ciência do Solo, especialmente os técnicos, sempre tão gentis.

Aos colegas de laboratório, pela agradável convivência.

Ao Nathan, pela amizade e pela troca de ideias sobre o intrigante paleossolo.

À Francisca e à Simone, pela ajuda fundamental.

À Terra, este amado planeta, pela morada.

À Universidade Federal de Lavras, especialmente ao DCS, pela oportunidade de realização da pesquisa.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, pela bolsa de iniciação científica e financiamento (projeto CAG-APQ778-15).

A Luis F. Silva, Alberto Vasconcellos Inda e à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelas difrações de raios-X.

A todos, que indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

Muito obrigada!

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	6
2 REFERENCIAL TEÓRICO.....	7
3 METODOLOGIA.....	10
3.1 Área de estudo.....	10
3.2 Amostragem e macromorfologia.....	11
3.3 Micromorfologia.....	12
3.4 Análise física, Química e Mineralógica.....	13
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	15
4.1 Descrição macro e micromorfológica.....	15
4.2 Descrição química, granulométrica e mineralógica.....	30
4.3 Síntese e interpretação	33
5 CONCLUSÕES.....	36
REFERÊNCIAS.....	37

RESUMO

Pretendeu-se neste trabalho realizar o diagnóstico de paleossolo para uma seção mosqueada não-litificada e sem horizontes pedogênicos enterrados, localizada sob um Latossolo gibbsítico em Ijaci/MG. Parte-se da premissa que o estudo de solos não reconhecidos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos é importante para a ciência em si e para cientistas e técnicos da pedologia. O estudo buscou a caracterização detalhada do mosqueado, com análises macro- e micromorfológica, físicas e químicas de rotina, e mineralógicas. Em seções finas, foi possível evidenciar revestimentos de argila iluvial, feições consideradas exclusivamente pedológicas que, juntamente com poros do tipo canais e seus preenchimentos, permitem confirmar o diagnóstico de paleossolo, dado o baixíssimo teor de carbono orgânico presente nas amostras e o contraste com o solo circundante, um Latossolo típico com lixiviação avançada de sílica. A difração de raios-X mostrou fração de argila dominada por caulinita, traços de illita e ausência de gibbsita no mosqueado, contrastando com a argila gibbsítica-caulinítica do Latossolo. O trabalho também logrou inferir sobre a provável sequência da evolução do paleossolo, sendo seu material de origem um Argissolo formado a partir de um pedossedimento, o qual sofreu cimentação parcial, com subsequentes processos de fissuração, xantização, desferrificação, formação de canais de fauna e desferrificação adicional. O intemperismo do paleossolo formou o Latossolo sobreposto atual, ou seja, o material de origem do Latossolo é o paleossolo (ou o pedossedimento).

Palavras-chave: Pedologia. Solos tropicais. Micromorfologia do solo. Mineralogia do solo.

1 INTRODUÇÃO

O solo é um recurso natural que se forma principalmente pelo intemperismo das rochas, sendo geralmente destruído após a sua gênese pela erosão, ou então possui suas características amplamente modificadas ao longo do tempo pedogênico. Nesse contexto, os *paleossolos* são aqueles solos que foram preservados dessa degradação temporal e funcionam como testemunhos dessas épocas. No Brasil, os paleossolos já estudados se encontram tipicamente em processo avançado de litificação, sob uma abordagem mais voltada para a sedimentologia. Entretanto, aqui apresentamos um possível paleossolo que aparentemente está em processo inicial ou incompleto de litificação devido à sua cimentação incipiente. Ao confirmar nossa suspeita, este trabalho pode interessar muitos técnicos e pesquisadores da pedologia, pois o paleossolo em questão não se enquadra em nenhuma classificação de solos no país e também não apresenta os indicadores mais óbvios e convencionais para paleossolos, como horizonte A enterrado e litificação numa sequência sedimentar.

O paleossolo foi identificado na área de estudos devido à presença de manchas variegadas similares às de redoximorfismo, e por isto, o denominamos *mosqueado* no decorrer deste estudo. Esse mosqueado, juntamente com sua estrutura maciça, foram a razão da sugestão inicial de um paleossolo no presente estudo, pois contrastam fortemente com o solo que o sobrepõe, um Latossolo gibbsítico de estrutura granular. Considerando-se a amplitude territorial dos Latossolos no Brasil, é possível que paleossolos como este sejam relativamente comuns e sua ocorrência passe despercebida mesmo por pedólogos treinados. O objetivo principal deste trabalho, portanto, foi caracterizar o solo mosqueado visando seu possível diagnóstico como paleossolo e, para isto, foram realizadas diversas análises: químicas, físicas, mineralógicas, macro- e micromorfológicas. O Latossolo sobreposto já foi anteriormente estudado e sua caracterização se encontra aqui replicada, para comparação e auxílio no diagnóstico.

A compreensão das características e feições do mosqueado foi utilizada para a dedução da provável sequência cronológica da sua antiga pedogênese e para discussão sobre o tipo de solo que deu origem ao paleossolo.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

O termo solo se origina do latim *solum*, que significa suporte, superfície, base. Com os estudos do geólogo russo Dokuchaev no século XIX, houve o reconhecimento de que o solo não é simplesmente o resultado da alteração das rochas, mas sim o produto da interação entre os diversos fatores ambientais que atuam na paisagem da superfície terrestre, estabelecendo o conceito de solo como um corpo natural independente (BUOL et al., 2011). Jenny (1941) resumiu esses fatores em uma equação, na qual um solo ou suas propriedades de são uma função da interação entre material de origem, clima, organismos, relevo e o tempo de formação do solo. Para Buol et al. (2011), os processos de formação do solo são, na verdade, combinações de reações específicas e refletem as condições e características de determinados intervalos de tempo.

De modo geral, os solos são destruídos no decorrer do tempo geológico por meio de processos eólicos, hídricos e tectônicos, mas algumas circunstâncias podem preservá-los, e assim, constituem os paleossolos, que são aqueles que mantêm suas particularidades e informações sobre condições pedogenéticas pretéritas (LADEIRA, 2010). Valentine e Dalrymple (1976 *apud* WRIGHT, 1992a, p. 475) definem os paleossolos como solos com morfologia distinta formada em uma paisagem do passado, ou seja, em um ambiente de formação que não existe mais naquele local específico, embora suas características possam persistir sem grandes alterações (SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA, 2008). Pierini e Mizusaki (2007) os definem como solos preservados da erosão em superfícies antigas estáveis e que tenham sido cobertos posteriormente por sedimentação mais recente, sendo, portanto, fossilizados no interior de sequências sedimentares.

A análise de paleossolos pode ajudar a fornecer dados sobre o clima, estratigrafia, formas do relevo e minerais do solo, ajudando a geoarqueologia com o estudo dos processos pedogenéticos e sedimentares antigos (LADEIRA, 2010). Essas informações são importantes para a compreensão dos processos que agiram no passado e para subseqüentes reconstituições paleoambientais, podendo, assim, ajudar a explicar melhor as mudanças ambientais atuais no planeta (PIERINI; MIZUSAKI, 2007). Paleossolos também podem constituir um elo fundamental para entender a dinâmica de paisagens regionais (SILVA; VIDAL-TORRADO, 1999).

No Brasil, Pierini e Mizusaki, (2007) e Ladeira (2010) consideram que os paleossolos foram pouco estudados e de forma geral os trabalhos apresentam especialmente uma abordagem geológica e se concentram no reconhecimento e caracterização de formações de calcretes e silcretes, sendo relativamente raras as análises mais aprofundadas sobre os processos paleopedogenéticos. Em sua maioria, os paleossolos estudados são litificados e estão inseridos numa abordagem estratigráfica e sedimentológica, as quais nem sempre apresentam uma preocupação com a descrição/identificação destes de forma mais detalhada (LADEIRA, 2010), sendo enfatizados como complementos para outras ciências como geologia, geomorfologia e biogeografia (MEDEANIK; STEVAUX, 2008; PAISANI et al., 2013; PAISANI et al., 2016; BATEZELLI; LADEIRA; ASSINE, 2014; GROSS et al., 2011).

Para reconhecimento de paleossolos e distinção com outras rochas, algumas características são reconhecidas como as mais importantes: sendo marcas de raízes, horizontes de solo, estruturas de solo, feições de iluviação, eluviação e gleização, desde que correlacionadas ao desenvolvimento paleopedológico (RETALLACK, 1988; WRIGHT, 1992b). Outras feições comuns em solos podem não ser consideradas diagnósticas de uma antiga pedogênese porque são fruto de processos diagenéticos ou mesmo contemporâneos. As feições de hidromorfia, por exemplo, podem estar associadas à oscilação do lençol freático atual, posterior à paleopedogênese (LADEIRA; SANTOS, 2005), o que requer grande cuidado por parte do investigador. Diagênese se refere a processos geológicos físicos e químicos que os sedimentos sofrem após sua deposição inicial (FAIRBRIDGE, 1983), enquanto a pedogênese é o processo de formação de solo, no qual a estrutura original da rocha ou sedimento é destruída pela formação de horizontes e de estrutura e agregados de solo.

A descrição de um paleossolo deve conter as informações morfológicas convencionais dos horizontes pedológicos e suas inter-relações, tais como cor e estrutura, além de caracterizar detalhadamente feições pedológicas como concreções ou crostas, quando presentes (RETALLACK, 2001; LADEIRA; SANTOS, 2005). Entretanto, o uso de características macromorfológicas pode não ser suficiente para a identificação de paleossolos devido a questões diagenéticas (RETALLACK, 2001) e, por isso, a micromorfologia do solo se torna crucial nesse processo. A micromorfologia é o estudo de amostras indeformadas de solo montadas como seções finas em lâminas, sob luz polarizada em microscópio petrográfico, que permite a visualização e identificação de componentes minerais e orgânicos de tamanho superior a silte. A descrição micromorfológica permite detalhar os constituintes

do solo e suas relações e, assim, auxilia no entendimento de processos e mecanismos associados à alteração, à pedogênese, à morfogênese dos solos e suas respectivas cronologias (CASTRO, 2003). Estudos micromorfológicos revelam que quase todos os paleossolos foram afetados por processos de retrabalho *in situ*, erosão, transporte, deposição e agregação alóctone (FEDOROFF; COURTY; GUO, 2010).

Wright (1992b) reconhece três tipos principais de paleossolos: o sepultado, o exumado e o reliquial. Paleossolos sepultados são do tipo encontrado por geólogos que trabalham no registro de rochas sedimentares, soterrados por depósitos mais jovens. Se tais solos forem reexpostos pela erosão, são chamados paleossolos exumados. Já o paleossolo reliquial representa um solo formado sob um conjunto de condições ambientais e que agora é encontrado em uma paisagem influenciada por condições distintas. Para Nettleton, Olson e Wysocki (2000), solos reliquiaes correspondem àqueles que permaneceram expostos desde sua formação, a qual continuou ininterrupta. São solos que ocorrem em uma paisagem pré-existente e antiga, que permaneceu estável e foi sujeita a pouca erosão desde o início de sua formação. Suas propriedades resultam do somatório de processos pedológicos sobrepostos que sucederam ao longo do tempo (BUURMAN, 1975). Para que isso possa ocorrer, admite-se sua existência unicamente sobre superfícies muito antigas, que permaneceram estáveis e sujeitas a pouca erosão, desde o início dos processos pedogenéticos (BREWER, 1976 apud CAMARGO FILHO, 2005). A presença de feições ou propriedades cujas origens são claramente não relacionadas às condições atuais de pedogênese deve ser demonstrada para o reconhecimento de paleossolos reliquiaes (NETTLETON; OLSON; WYSOCKI, 2000).

3 METODOLOGIA

3.1 Área de estudo

A área de estudo se encontra nas coordenadas $21^{\circ}11'05''$ S e $44^{\circ}56'46''$ W, em área imediata à Rodovia MG-335, no trecho Lavras-Ijaci (FIGURA 1). O local possui relevo ondulado, inclinação de 5%, altitude de 889 m e apresenta vegetação de Cerradão denso. A porção mais visível do paleossolo é caracterizada como uma mancha clara ao horizonte e se estende desde o perfil de solo exposto a afloramentos no plano horizontal abaixo (FIGURA 2). O perfil foi exposto por corte mecanizado do terreno para construção de um pátio de caminhões. O paleossolo está inserido sob uma seção de Latossolo Vermelho-Amarelo ácrico típico, o qual foi descrito e estudado por Araújo et al (2014).

Figura 1 - Mapa de localização do paleossolo.

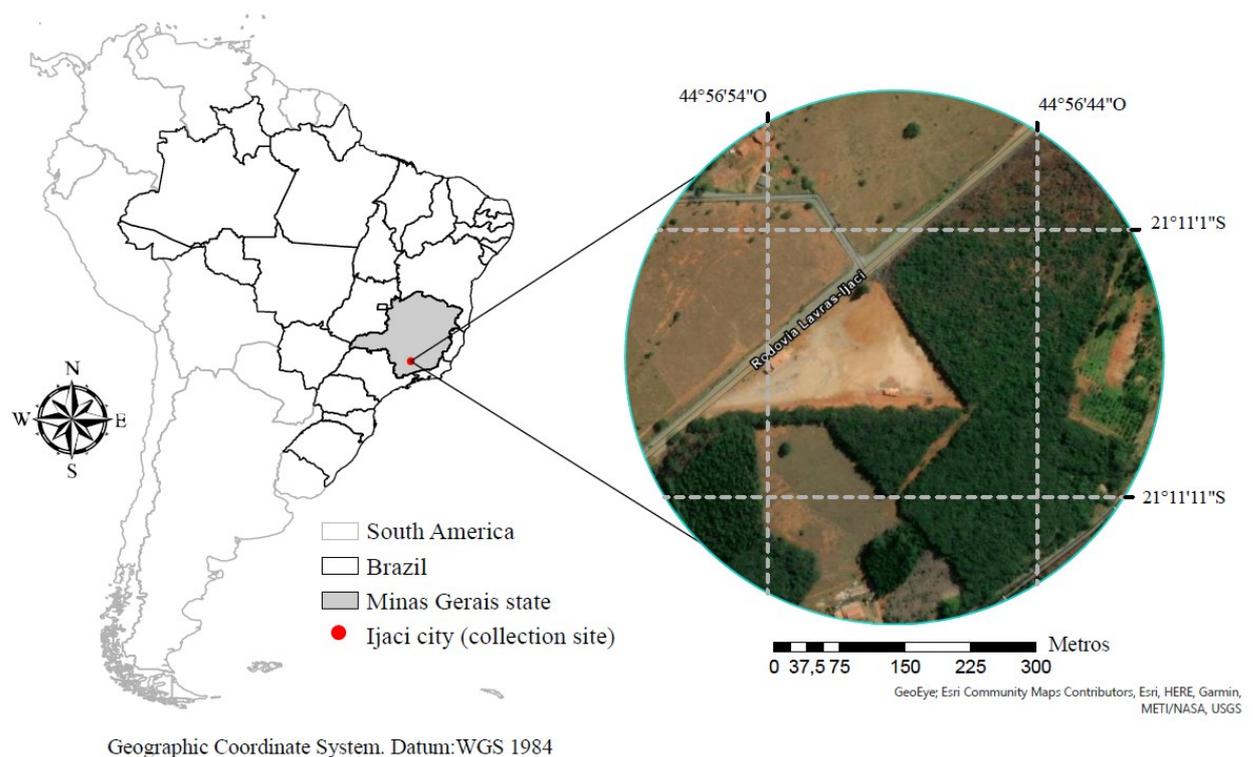


Figura 2 – Local de coleta do paleossolo.



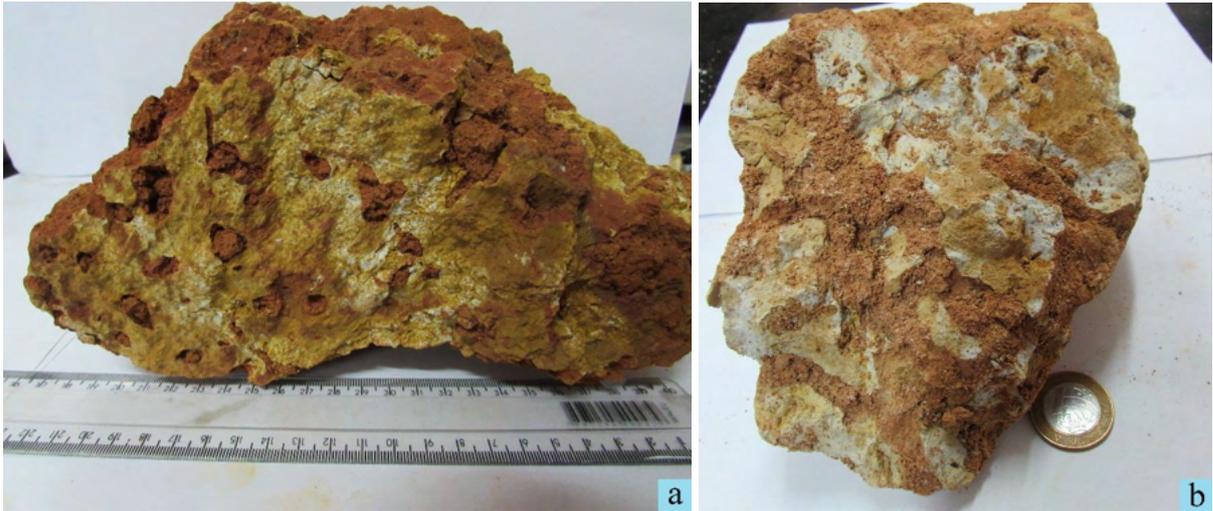
Legenda: *a*) posição do remanescente mais elevado do paleossolo na paisagem, indicado em branco; *b*) paleossolo no perfil vertical; *c*) paleossolo no plano de superfície horizontal escavada. Fonte: Do autor (2022).

3.2 Amostragem e macromorfologia

O mosqueado possui uma seção menos desferrificada na parte mais alta, a qual denominaremos vermelho-amarelo, e possui outra seção com desferrificação mais evidente, em cores mais claras, até esbranquiçadas (FIGURA 3), que parece predominar na área (FIGURA 1). Esta última seção denominaremos de mosqueado branco-amarelo durante o estudo. Várias amostras destas seções foram coletadas em grandes torrões diretamente de faces verticais do corte do afloramento para a realização da descrição. Apesar de relativamente pouco litificado, o mosqueado não se desagrega facilmente tal como o Latossolo circundante e, portanto, não foi necessário utilizar o procedimento de coleta de amostras indeformadas em caixas de Kubiena, apenas retirando-se grandes torrões pesando

entre 5 e 10 kg. O registro fotográfico foi feito com câmera digital em campo e no laboratório de Micromorfologia do Solo da UFLA. A caracterização macromorfológica incluiu as observações de campo, a identificação das cores (MUNSELL COLOR, 1994), estruturas e consistência.

Figura 3 – Subamostras indeformadas dos mosqueados vermelho-amarelo e branco-amarelo, em torrões.

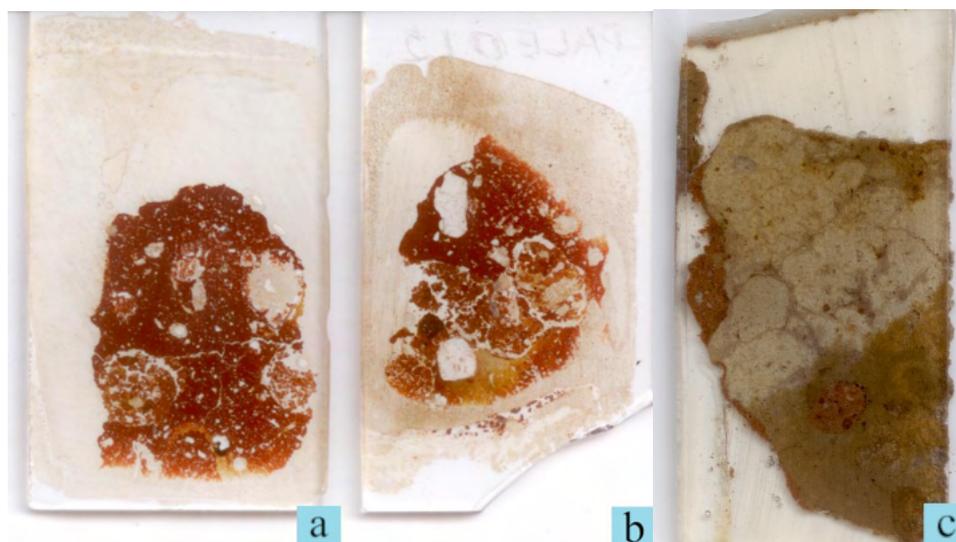


Fonte: Do autor (2022).

3.3 Micromorfologia

As amostras do mosqueado foram secas ao ar por cerca de 60 dias e, posteriormente, subamostras menores foram destacadas e secas em estufa a 60°C por 24 horas, e a 105°C por 24 horas. Em seguida, as subamostras foram impregnadas com resina epóxi Silaex SQ-3182 Avipol® preparada na proporção 1:0,85 resina/endurecedor, mantidas em vácuo por 72 horas, aquecidas a 100° C por 4 horas e a 140°C por 4 horas para endurecimento e cura. Esse processo resultou em blocos de resina, que foram cortados com serra diamantada, colados em lâminas de vidro com resina epóxi Hillquist® preparada na proporção de 7:3 resina/endurecedor, cortadas em serra diamantada e desbastadas em seções de 100 µm. Estas foram depois desbastadas manualmente com lixa fina e polidas até 30 µm de espessura. Após o polimento, as seções finas foram limpas em banho de ultrassom e descritas de acordo com Stoops (2003) com um microscópio petrográfico acoplado a uma câmera digital. Esse processo de impregnação e corte das amostras do mosqueado resultou em três lâminas com seções finas (FIGURA 4).

Figura 4 - Seções finas dos mosqueados.



Legenda: *a, b*) mosqueado vermelho-amarelo; *c*) mosqueado branco-amarelo, registro fotográfico anterior ao desbaste. Fonte: Do autor (2022).

3.4 Análise Física, Química e Mineralógica

A densidade aparente foi determinada pelo método de torrões em uma subamostra do mosqueado vermelho-amarelo com estrutura não perturbada. Não foi necessário impermeabilizar a subamostra com parafina, apenas envolvê-la em filme de PVC. A análise granulométrica foi determinada pelo método de Bouyoucos após a dispersão dos mosqueados vermelho-amarelo e branco-amarelo em NaOH 0,1 Mol L⁻¹, agitação lenta (16 h) e peneiramento de areia. Para as análises química e mineralógica, descritas mais abaixo, as matrizes vermelha e amarela do mosqueado vermelho-amarelo foram separadas manualmente por meio de raspagem com espátula metálica (FIGURA 5). Para o mosqueado branco-amarelo, não foi possível separar as subseções, sendo utilizadas seções inteiras para as análises. Todas as porções foram então destorroadas, peneiradas em malha de 2 mm, obtendo-se terra fina seca ao ar (TFSA).

Figura 5 – Matrizes do mosqueado vermelho-amarelo separadas manualmente.



Fonte: Do autor (2022).

As seguintes análises foram conduzidas segundo métodos compilados pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 1997), exceto quando especificado de outra forma. O pH do solo foi mensurado em H_2O , na proporção solo:líquido de 1:2,5; Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} foram extraídos com KCl 1 mol L^{-1} , sendo Ca^{2+} e Mg^{2+} determinados por espectrofotometria de absorção atômica e Al^{3+} por titulação com NaOH $0,025 \text{ mol L}^{-1}$; K^+ e P foram extraídos com solução Mehlich-1 (HCl $0,05 \text{ mol L}^{-1}$ + H_2SO_4 $0,025 \text{ mol L}^{-1}$), sendo o K^+ determinado em fotômetro de chama e P por colorimetria; $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ foi determinado indiretamente por leitura em potenciômetro em solução SMP tamponada a pH 7,0 (QUAGGIO; van RAIJ, 2001). Com os resultados obtidos, foram calculadas a capacidade de troca catiônica (CTC) a pH 7,0 (valor T), a CTC efetiva (valor t), a soma de bases (SB) e a saturação por bases (V%). O carbono orgânico do solo foi determinado por oxidação úmida com Na_2CrO_4 4 mol L^{-1} + H_2SO_4 concentrado, sem aquecimento externo, e leitura colorimétrica do excesso de Cr^{3+} em solução, conforme Cantarella, Quaggio e Raij (2001).

Para a mineralogia, amostras em pó da fração argila foram irradiadas na faixa de 4 a $40^\circ 2\theta$, com uma velocidade de varredura de $2^\circ 2\theta \text{ min}^{-1}$, usando um Difratorômetro Bruker D2 Phaser, equipado com um módulo Linear Rápido LYNXEYE™ e rodando com o software DIFFRAC·SUITE™. As análises foram feitas usando radiação $\text{CuK}\alpha$ ($\lambda = 1,5418\text{\AA}$), filtro de Ni, uma tensão de 30 kV e uma corrente de 10 mA, no laboratório de Mineralogia do Solo da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

O suposto paleossolo se destaca no perfil e na superfície da escavação (FIGURA 2a) devido à variação de suas cores, como mosqueados de redoximorfismo. Na paisagem, ele se encontra abaixo de um Latossolo gibbsítico profundo (1 a >5m), que ARAÚJO et al (2014) identificaram como desenvolvido a partir do calcário, que é a litologia local mapeada.

4.1 Descrição macro e micromorfológica

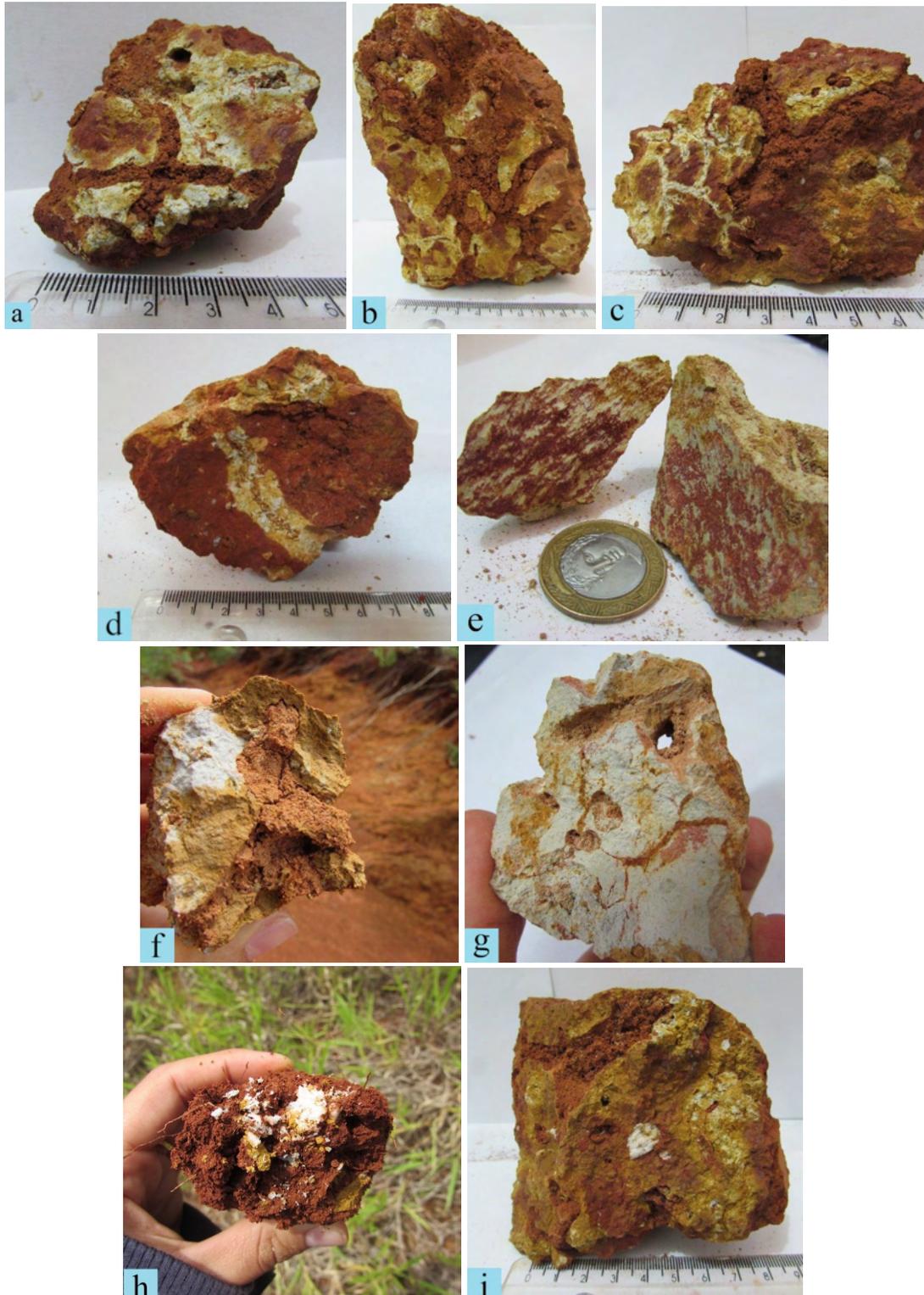
As descrições macro e micromorfológicas do Latossolo e das seções mosqueadas subjacentes estão sintetizadas nos Quadros 1 e 2. Os registros macro- e microfotográficos apresentam-se nas Figuras 6, 7, 8, 9, 10, 11 e 12.

Quadro 1 - Descrição macromorfológica das seções Latossolo e mosqueado.

Solo	Descrição Macromorfológica
Latossolo/horizonte A (0- 5 cm)	Estrutura: granular, pequena a média, forte, coalescida em blocos subangulares aparentes na maior parte. Consistência: seca-dura, úmida-friável, plástica, ligeiramente pegajosa. Cor de Munsell seca 5YR 4/6.
Latossolo / horizonte B (5- 100+cm)	Estrutura: granular, muito pequena a média, moderada, possui partes coalescidas em blocos subangulares aparentes. Consistência: seca-ligeiramente dura, úmida-friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa. Cor de Munsell seca 5YR 5/8.
Mosqueado Vermelho-amarelo	Estrutura: maciça. Consistência: seca-extremamente dura, úmida-muito firme, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa. Fracamente cimentado. Possui massas grosseiras de quartzo branco quebradiço. Feições: canais de fauna abundantes preenchidos com material de solo granular fino vermelho (2,5YR 4/9). Torrões especialmente vermelhos (2,5YR 4/9) no interior, com superfícies amarelas (10YR 7/6) a rosa claro (7,5YR 8/2); e partes brancas (7,5YR 9,5 / 1).
Mosqueado Branco-amarelo	Estrutura: maciça. Consistência: seca-muito dura, úmida-muito firme; ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa. Fracamente cimentado. Canais de fauna abundantes e preenchidos com material de solo granular fino rosa (5YR 7/4). Massas de quartzo branco e grosseiro. Interior do torrão principalmente branco (7,5YR 9,5 / 1) com superfícies amarelas (10YR 7/6) a rosa claro (7,5YR 8/2), em partes rosa (5YR 7/4).

Fonte: Zinn e Miranda (2022).

Figura 6 – Amostras indeformadas do mosqueado.



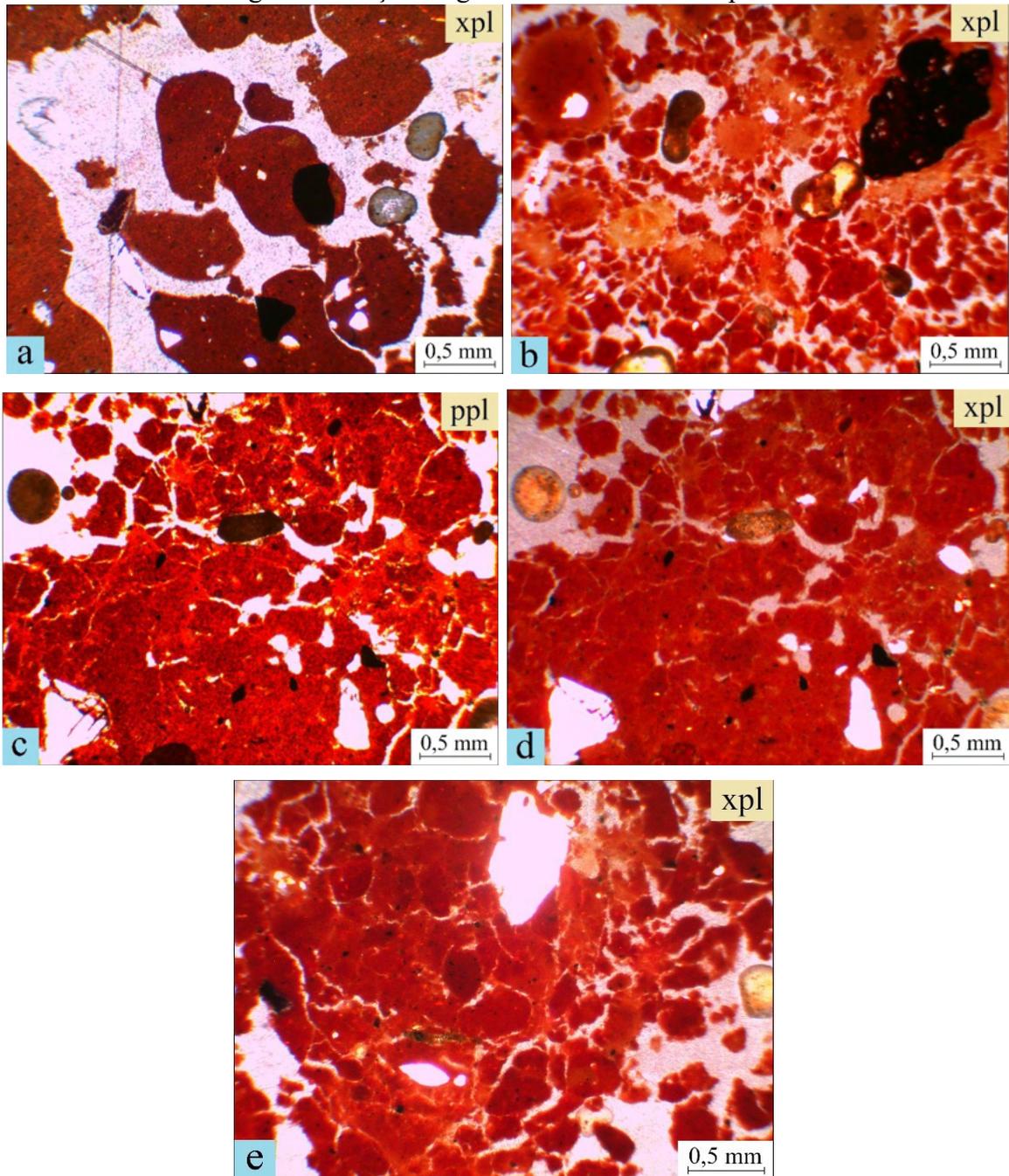
Legenda: Notar manchas por desferrificação; preenchimento solto de canais (*a, b, c, f*); provável paleo-raiz (*d*) e presença de cristais de quartzo branco com alto fraturamento (*h, i*). Fonte: Do autor (2022).

Quadro 2 - Descrição micromorfológica das seções do Latossolo e do mosqueado.

Solo	Descrição micromorfológica
Latossolo / horizonte A (profundidade: 0-5 cm)	<p>Microestrutura: granular, agregados esferoidais (24 µm a 1000 µm de diâmetro) geralmente coalescidos atingindo aglomerados de tamanho centimétrico. Poros: empacotamento complexo, padrão de distribuição aleatório. Limite c/f e distribuição relacionada: 15 µm, porfírico aberto. Material grosseiro: quartzo subangular (diâmetro < 400 µm), frequentemente impregnado com Fe; nódulos opacos (diâmetro < 400 µm). Material orgânico: raízes, carvão. Micromassa: marrom avermelhada, trama birrefringente: indiferenciada a pontilhada e granulada. Pedofeições: nódulos, excrementos (frequentemente formando <i>peds</i> coalescidos).</p>
Latossolo / horizonte B (profundidade: 50-100+cm)	<p>Microestrutura: granular, agregados em maioria angulares de aparente rompimento de bloco, menos frequentemente esferóides rompidos em “casca de cebola” (24 µm a 1000 µm de diâmetro). Poros: empacotamento complexo, padrão de distribuição aleatório. Limite c / f e distribuição relacionada: 15 µm, porfírico aberto. Material grosseiro: quartzo subangular (diâmetro < 1000 µm), frequentemente impregnados com Fe, nódulos opacos (diâmetro < 400 µm). Material orgânico: carvão. Micromassa: vermelha a marrom avermelhada, trama birrefringente: indiferenciada a pontilhada e com estriamento circulares em partes. Pedofeições: nódulos, excrementos (frequentemente formando <i>peds</i> coalescidos).</p>
Mosqueado Vermelho-amarelo	<p>Microestrutura: maciça ou apedal. Poros: planar, cavidades (vughs), vesículas, grandes canais, padrão de distribuição aleatória. Limite c / f e distribuição relacionada: 15 µm, porfírico aberto. Material grosseiro: grãos de quartzo subangular (diâmetro < 400 µm), quartzo fragmentado em lascas, nódulos opacos (diâmetro < 400 µm). Material orgânico: não observado. Micromassa: cores mosqueadas, com limpidez salpicada e nebulosa, trama birrefringente: indiferenciada a pontilhada, granoestriada e estriada circular em partes. Pedofeições: revestimentos de argila laminados, concêntricos e reliquiaais, revestimentos de Mn, nódulos se dissolvendo, preenchimentos descontínuos soltos dentro dos canais faunísticos.</p>
Mosqueado Branco-amarelo	<p>Diferencia-se do mosqueado vermelho-amarelo pelas cores mais claras devido à depleção geral de Fe, pela conseqüente maior expressão de trama birrefringente circular e granoestriada e pela depleção de argila.</p>

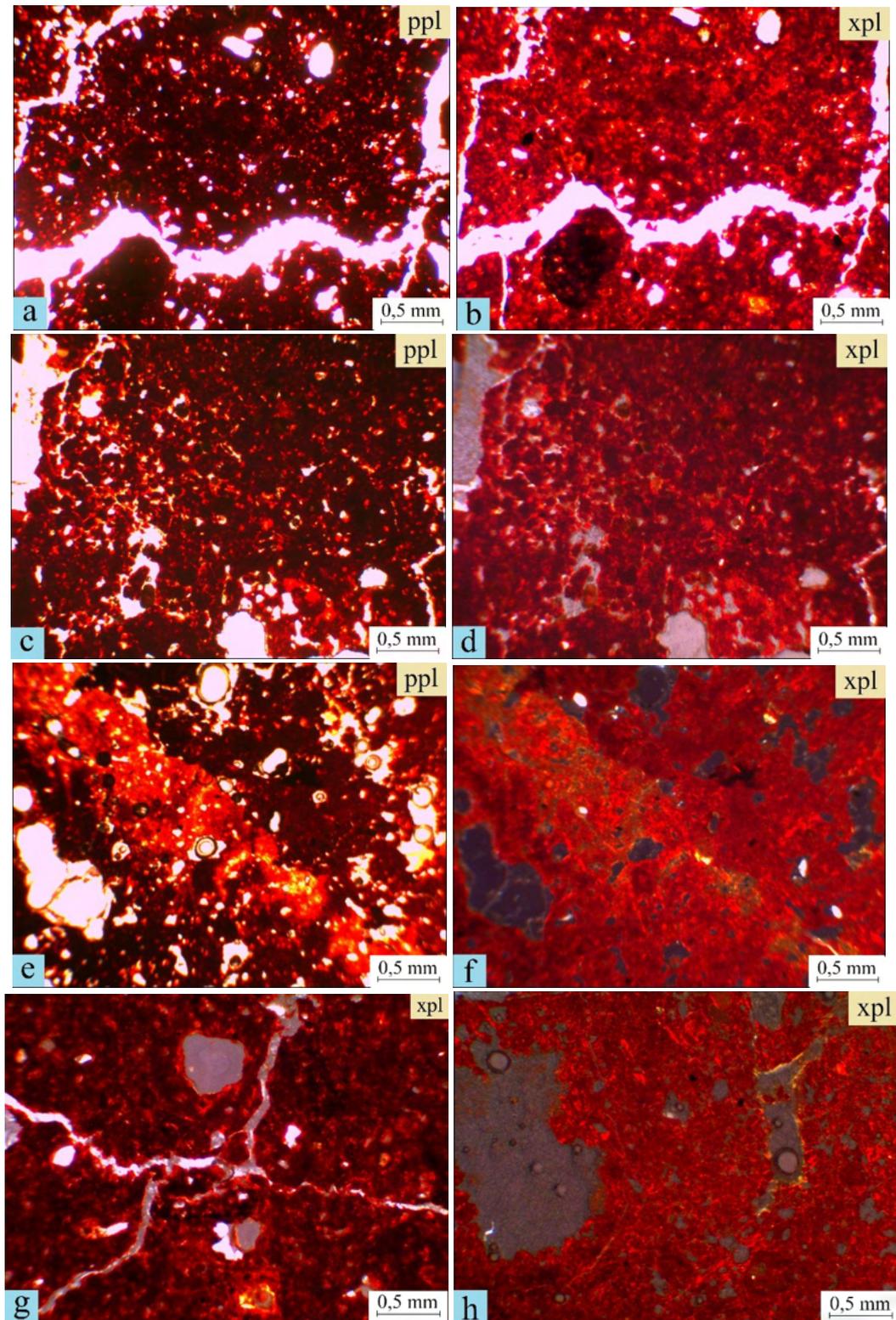
Fonte: Zinn e Miranda (2021).

Figura 7 – Seção delgada do Latossolo sobreposto



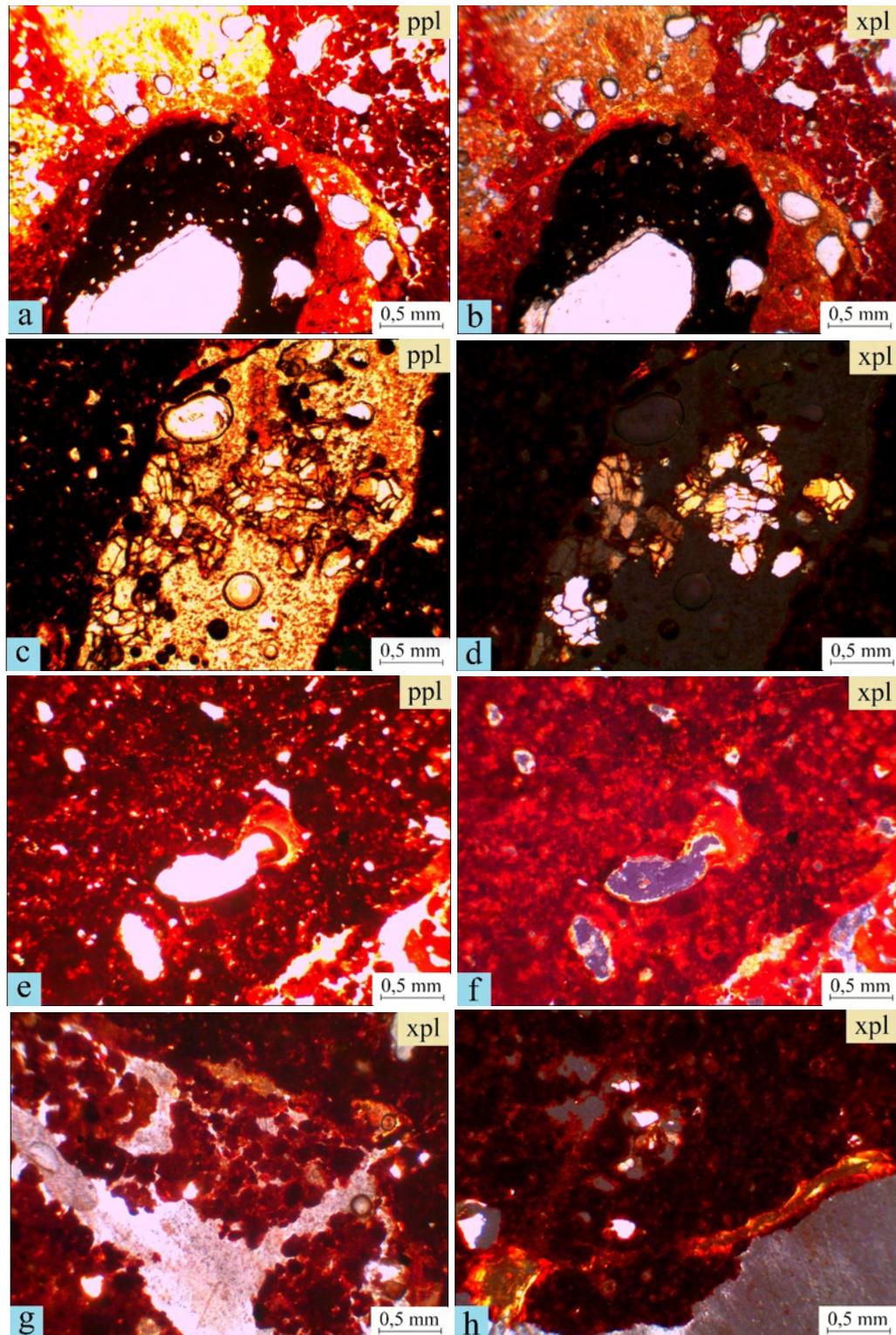
Legenda: *a)* horizonte A; *b, c, d, e)* horizonte B. Fonte: Do autor (2022).

Figura 8 – Seção fina do mosqueado vermelho-amarelo.



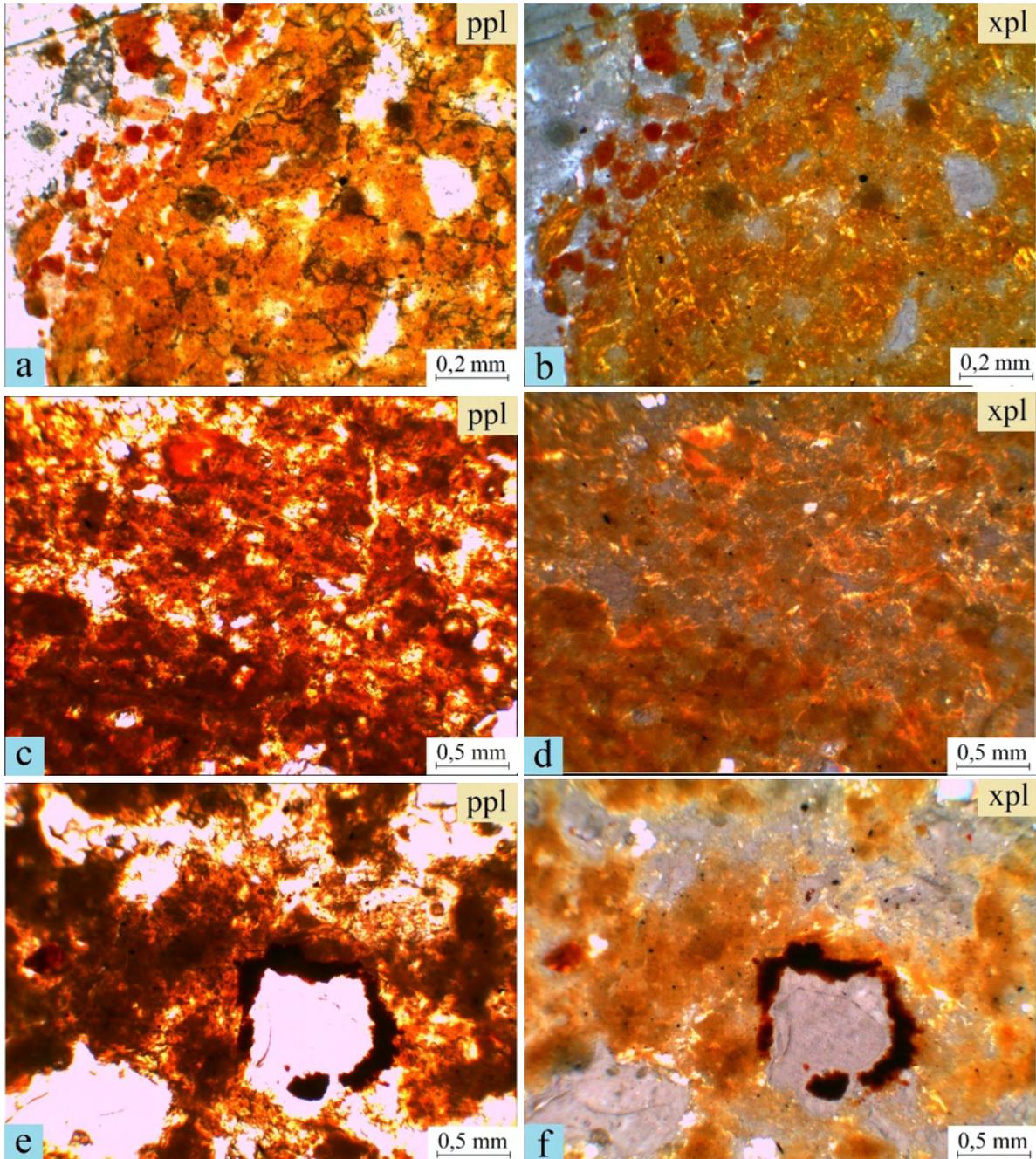
Legenda: Notar fissuras (*c, d*), poros planares (*a, b, g*), poros de empacotamento e policôncavos pequenos (*a, b, c, d*) cavidades e vesículas; depleção matricial de Fe (*e, f*), iluviação de argila (*f, g*), trama birrefringente estriada salpicada a circular e poroestriada. Fonte: Do autor (2022).

Figura 9 – Pedofeições em maior evidência na seção fina do mosqueado vermelho-amarelo;



Legenda: *a, b*) nódulo de Fe/Mn e depleção matricial de Fe justaposta; granoestriamento; *c, d*) quartzo fraturado em canal; *e, f*) revestimento de argila (*coating*); *g*) preenchimento solto descontínuo de poro; *h*) revestimento de argila (*coating*) adjacente à superfície do *ped*. Fonte: Do autor (2022).

Figura 10 – Seção fina do mosqueado branco-amarelo.



Legenda: Notar micromassa nebulosa e pontilhada, trama birrefringente estriada circular a salpicada; *a, b*) preenchimento solto descontínuo de canal; *c, d*) notar fragmento de argila límpida; *e, f*) revestimento de canal com óxido de Mn e intensa porosidade irregular por desagregação de argila associada à remoção de Fe. Fonte: Do autor (2022).

Figura 11 – Pedofeições em maior evidência na seção fina do mosqueado branco-amarelo (Continua).

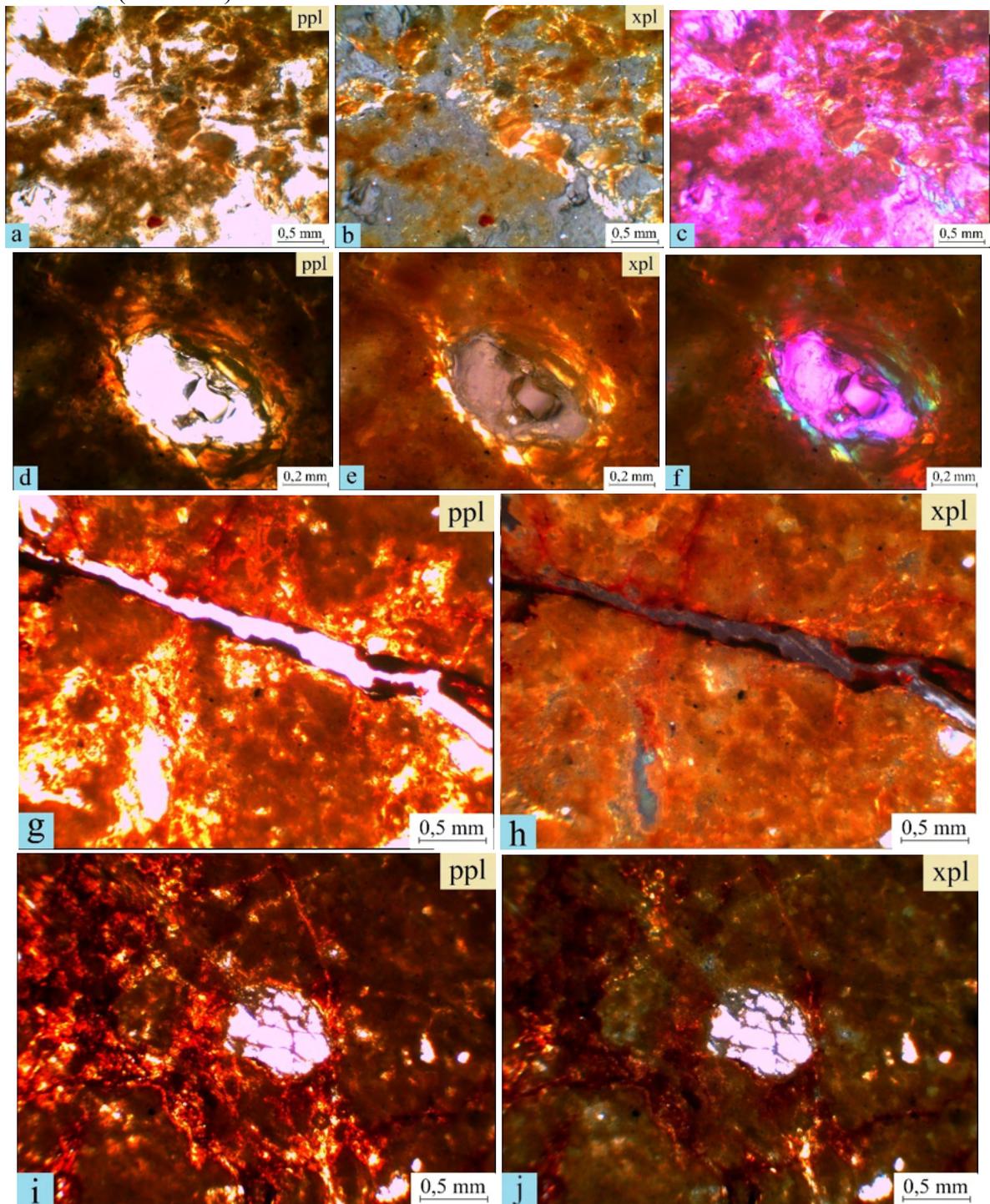
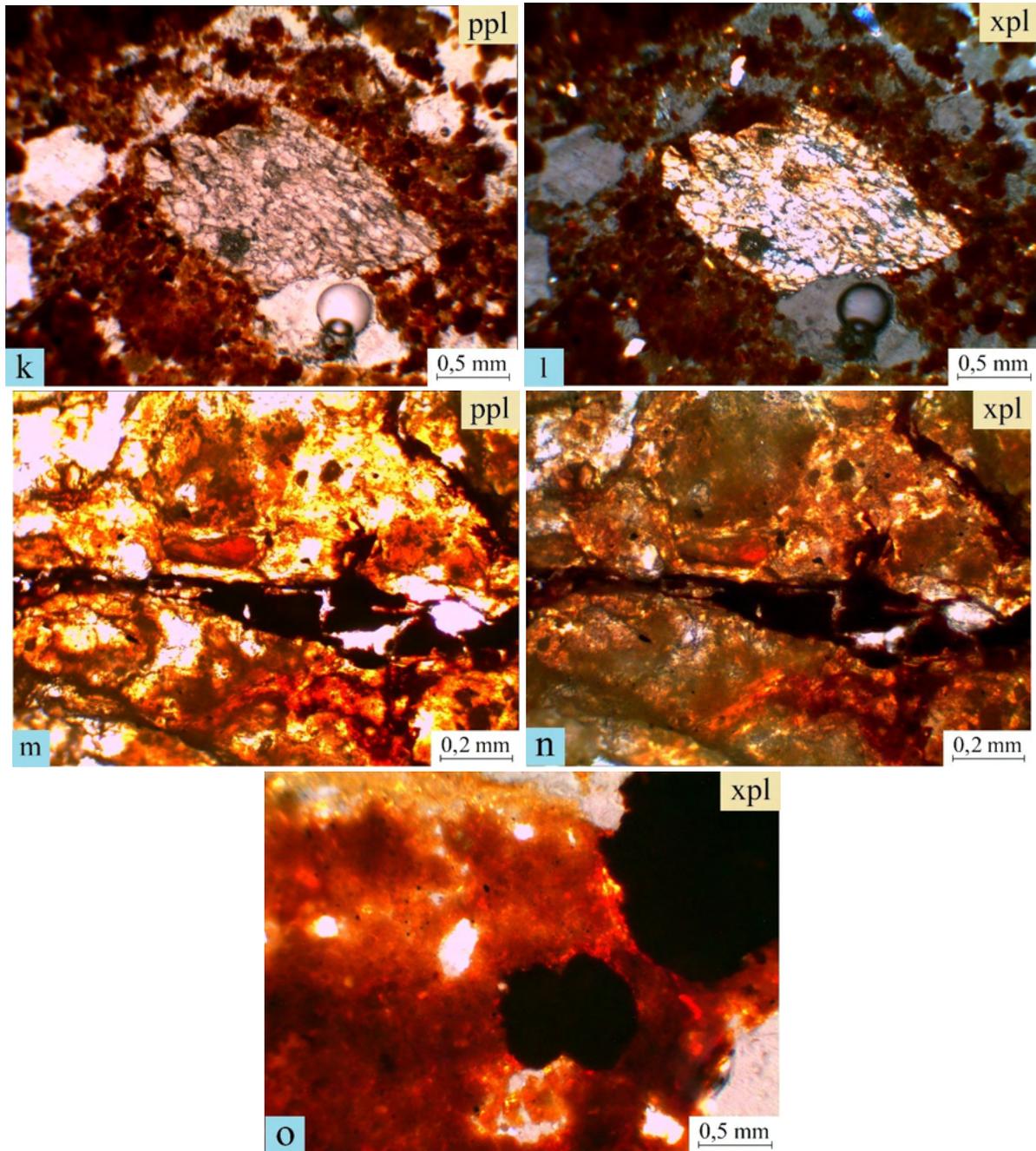


Figura 11 – Pedofeições em maior evidência na seção fina do mosqueado branco-amarelo (Conclusão).



Legenda: *a, b, c*) depleção matricial de argila e deposição concêntrica de argila; *d, e, f*) deposição concêntrica de argila; *g, h*) revestimento de Fe/Mn; *i, j*) quartzo fraturado; *k, l*) quartzo angular em preenchimento de canal, *m, n*) revestimento de Fe/Mn em poros planares e estriamento; *o*) nódulos disórticos típicos de Fe/Mn. Fonte: Do autor (2022).

O exame micromorfológico dos solos ao microscópio confirma os padrões das estruturas observadas em campo. O horizonte A do Latossolo, no qual está inserido o paleossolo, é marcado por uma microestrutura granular fina a média na qual os agregados são grânulos esféricos com contornos nítidos, isolados ou coalescidos em grumos (FIGURA 7a). Este padrão do Latossolo foi atribuído à intensa atividade de fauna e argila quase exclusivamente gibbsítica (ARAÚJO; ZINN; LAL, 2017), e contrasta com o horizonte B do mesmo Latossolo, que também é caracterizado por uma microestrutura fina, mas possui agregados também granulares, mas menores e de forma angular (FIGURA 7b, c, d, e). É possível que esses pequenos grânulos angulares sejam resultado da rachadura das seções mosqueadas subjacentes, as quais possuem microestrutura apedal, conforme descrito abaixo.

Em contraste, os mosqueados apresentam estrutura maciça, ou seja, não formam *peds* de ocorrência natural de nenhum tipo visível no campo, e possuem cimentação marcante: comparativamente, os mosqueados possuem consistência seca e úmida muito mais forte do que o Latossolo. Para Andreis (1981 apud CAMARGO FILHO, 2005), paleossolos de estrutura maciça são fontes de incertezas, em função de nunca se saber se suas estruturas foram obliteradas por diagênese, ou se elas realmente foram produzidas no solo original, pois os solos maciços estão relacionados a processos de extrema alteração meteórica dos materiais originais. Para Moreau (2006), a gênese de solos coesos tem explicações variáveis e, em muitos casos, contraditórias. Segundo Jacomine (1974), o efeito cimentante de elementos químicos como Si, Al e Fe parece ter papel efetivo na gênese desses solos. Para Araújo Filho (2003), solos cimentados por óxidos e hidróxidos de ferro (ver item sobre mineralogia) parecem estar associados a ambientes úmidos ou que foram úmidos no passado e suas formações estão, em geral, relacionadas a repetidos processos de segregação e concentração de óxidos de ferro em ambientes de redução e oxidação, respectivamente.

Assim como a estrutura, a microestrutura dos mosqueados é apedal ou maciça e pode ter se originado pelo soterramento e compactação de grânulos arredondados (ex., FIGURA 8cd, 10). Neste caso, pode estar associada a antigos Latossolos (LADEIRA, 2010) que foram adensados por soterramento. Mas também pode ser interpretada como um indicador de um *pedossedimento*, ou seja, materiais de solo transportados e depositados compactamente (FEDOROFF, 2010; LADEIRA, 2010). Em qualquer caso, a presença desta estrutura maciça e mosqueada sob o Latossolo de estrutura granular foi a razão da sugestão inicial de um paleossolo no presente estudo, e não de um mosqueado hidromórfico comum.

A densidade aparente do mosqueado vermelho-amarelo, determinada pelo método dos torrões, foi de $1,15 \text{ g cm}^{-3}$, refletindo a baixa porosidade da sua estrutura maciça. Este valor é consideravelmente mais alto do que os valores relatados para o Latossolo sobrejacente. À profundidade de 1 metro, a densidade do Latossolo sobreposto é de $0,77 \text{ g cm}^{-3}$ e, a uma profundidade 5 metros, é de apenas $0,85 \text{ g cm}^{-3}$ (SILVA et al., 2013), o que sugere que o padrão da estrutura granular e a alta porosidade por empacotamento é constante no perfil desse Latossolo, muito menos denso que as seções mosqueadas sotopostas. Desta forma, o contraste no padrão de estrutura e densidade entre o Latossolo e o mosqueado é uma primeira evidência física em favor da diagnose de um paleossolo.

A partir da microestrutura maciça nos mosqueados, existe a tendência da fragmentação em blocos angulares concordantes, fracamente separados, delimitados por fissuras pouco contínuas e poros planares lineares ou irregulares (FIGURAS 8b, g; 11g, h). Também ocorrem poros do tipo cavidades (*vughs*) (FIGURAS 8e, g; 11h) e vesículas (FIGURA 8e, f, g), alguns com revestimentos de argila aparentes e estriações de poros (FIGURA 8g). A distribuição c/f foi porfírica em espaçamento aberto devido às quantidades muito baixas de material grosseiro, o que também é o caso do Latossolo, refletindo uma textura semelhante do Latossolo e dos mosqueados. O material grosseiro dos mosqueados se constitui por grãos de quartzo angulares a sub-arredondados (FIGURA 7a), poucos nódulos opacos (FIGURAS 7a, b; 9a, b), e o mais notável é o quartzo de cascalho quebradiço e incolor (FIGURA 6h, i).

Fraturas em grãos de quartzo são muito comuns em alguns solos, como Latossolos e Lateritas, mas geralmente são preenchidas com óxidos de ferro e alumínio (MARCELINO; STOOPS; SCHAEFER, 2010), o que difere do observado neste estudo, em que as fraturas são limpas de material fino. A orientação óptica contínua de alguns grãos (FIGURAS 9c, d; 11i, j) indica que são fenocristais fraturados, ou seja, grandes cristais que se quebraram, mas foram preservados como um aglomerado não perturbado, o que sugere pouca pedoturbação após a deposição inicial, e grande estabilidade do suposto paleossolo.

Os grãos de quartzo ocorrem principalmente dentro da matriz do solo (FIGURAS 6h, i; 11i, j) e algumas vezes ao longo dos poros dos quais a argila foi aparentemente removida (FIGURA 9c, d). A ausência de material fino, ou seja, argila ou matéria orgânica, entre os cacos é responsável por sua cor branca e clara (FIGURA 6h, i). Com a pressão suave dos dedos, os cacos se quebram facilmente e, portanto, é provável que os fragmentos angulares espalhados na matriz do solo em seção fina (FIGURAS 7d, 8g; 9d, h; 11i, j) sejam o resultado

dessas massas de quartzo macroscópicas ao terem sido perturbadas naturalmente durante o desenvolvimento do solo. Embora lascas de quartzo tenham sido relatadas em muitos paleossolos (FEDOROFF; COURTY; GUO, 2010), até onde sabemos, este padrão incomum de quartzo fraturado e transparente nunca foi relatado em solos tropicais ou outros, atuais ou relíquias, e pode ser considerado um indicador de paleossolos em configurações semelhantes.

O efeito do mascaramento de óxidos de ferro pode explicar a trama birrefringente indiferenciada no Latossolo e na maior parte do mosqueado vermelho-amarelo (FIGURA 7a, b), como sugerido por Marcelino, Stoops e Schaefer (2010). A trama birrefringente é o resultado do micro-cisalhamento causado por processos de contração e intumescência e que leva à reorientação das argilas laminares, com alinhamento face-a-face dos domínios de argila (WILDING; TESSIER, 1988 apud KOVDA; MERMUT, 2010, p.114). Em agregados granulares coalescidos, como no mosqueado vermelho-amarelo, o estriamento circular pode ser explicado pela argila mais facilmente dispersível ao redor dos mesmos (EMBRECHTS; STOOPS, 1986), ou por pressões exercidas por cupins na superfície das pelotas durante a regurgitação (MARCELINO; STOOPS; SCHAEFER, 2010). Nos mosqueados, poro- e granoestriamentos tornam-se mais evidentes com o aumento da desferrificação (FIGURAS 8e; 9a, b; 11h), assim como as estriações circulares derivadas da coalescência de *peds* granulares (FIGURAS 10b; 11n).

Em geral, as pedofeições do Latossolo se restringem a nódulos opacos de Fe e excrementos (QUADRO 2). Todavia, há várias pedofeições nas seções mosqueadas, que compreendem: depleção matricial de Fe, depleção de argila, preenchimento de canais, revestimentos de argila iluvial, nódulos opacos de Fe, e revestimentos opacos de Mn (FIGURAS 8, 9, 10, 11). Estas feições serão melhor discutidas a seguir:

a) Segregação do Fe: a depleção de Fe varia da localizada até a quase completa na massa do mosqueado. Feições oxirredutivas, em geral, são associadas à redução e oxidação de compostos de ferro e manganês no solo após a saturação e posterior entrada de ar no solo respectivamente (SOIL SCIENCE SOCIETY AMERICA, 2008), implicando translocação de Fe ou Mn reduzido (BOUMA; FOX; MIEDEMA, 1990). Inundações periódicas podem criar um ambiente redutor no perfil do solo e, ao contrário, o abaixamento do lençol freático local pode resultar em oxidação. Alguns dias de saturação da água não são suficientes para produzir feições de depleção, mas sob longa duração, com semanas a meses de saturação, as feições depletivas de óxido de Fe tendem a ocupar toda a massa do solo (BOUMA; FOX;

MIEDEMA, 1990). À medida que os solos se tornam mais úmidos ou saturados, goethita e lepidocrocita predominam, enquanto hematita e goethita tendem a dominar em ambientes mais bem drenados e oxidantes (AROCENA; PAWLUK; DUDAS, 1994). Portanto, o mosqueado branco-amarelo indica ambiente permanentemente úmido ou redutor, com dissolução de hematita ou hidratação em goethita e representam um processo de desferrificação mais intenso que o mosqueado vermelho-amarelo (FIGURAS 6f, g; 10).

Para Wright (1992b), uma massa de solo oxidado, onde cores indicativas de ferro reduzido ocorrem em torno de zonas de maior porosidade no solo, constitui um horizonte denominado pseudoglei. Em paleossolos, a interpretação da coloração pelos óxidos de ferro deve ser feita com extremo cuidado, pois a cor vermelha é associada a processos de oxidação e hematita, comum em muitos tipos de solo (DUCHAUFOR, 1982 apud WRIGHT, 1992b, p. 595), mas também comum em rochas sedimentares, resultado de processos diagenéticos em depósitos mais antigos (WRIGHT, 1992b).

De acordo com Wright (1992b), em muitos casos, os mosqueados dos paleossolos são a razão da sua identificação inicial no afloramento, tal como ocorrido neste estudo. Os mosqueados se desenvolvem de forma relativamente rápida e podem ser formados mesmo em um curto período de pedogênese. Bernard Besly (1989 apud WRIGHT, 1992b, p. 596) sugere que a persistência de mosqueados, mesmo em paleossolos pré-cambrianos, seja decorrente do sepultamento e compactação, que isolam os pigmentos da reação com águas subterrâneas. Apesar de estas feições se formarem por processos reversíveis e prontamente suscetíveis a alterações (YAALON, 1971), as manchas do mosqueado vermelho-amarelo não são atuais e não sofreram alterações contemporâneas, o que fica evidente pela presença de canais antigos de fauna cruzando estas manchas (FIGURA 3). A maioria das depleções de Fe ocorrem ao longo do fluxo preferencial de canais e poros planares, mas podem não se relacionar a grandes poros, que são, provavelmente, mais recentes (FIGURAS 8e, f; 9a, b).

Ao analisar seções delgadas, vários pesquisadores observaram que o material fino sem óxidos de Fe tem aparência mais pontilhada (limpidez granulada), que eles explicaram por 'ferrólise' levando à destruição de alguns minerais da argila (BRINKMAN, 1970; BRINKMAN et al., 1973; ZHANG; GONG, 2003). Esta aparência manchada caracteriza a micromassa do mosqueado branco-amarelo, que também apresenta porosidade irregular por desagregação ou depleção de argila (FIGURAS 10f; 11b). Ao contrário das depleções de óxido de Fe, as feições de depleção de argila ocasionam uma trama que é diferente da matriz

do solo vizinho, por conta de suas zonas de remoção. Se o revestimento de óxidos em partículas de argila torna-se reduzido e removido, elas se tornam mais facilmente dispersas em eventos subsequentes de saturação de água e podem ser translocadas (BRINKMAN, 1970; BRINKMAN et al., 1973; AUROUSSEAU, 1990).

b) Canais e preenchimentos: os preenchimentos dos canais de fauna ajudam a definir a sucessão dos diferentes ciclos de pedogênese nos mosqueados. Eles cruzam as manchas ao longo dos poros planares (fissurais) e superfícies dos torrões (FIGURA 6a, c, f) e, portanto, foram necessariamente formados *após* este ciclo de formação de mosqueados. Os preenchimentos são, em sua maioria, soltos e descontínuos, e compostos por material granular. No mosqueado vermelho-amarelo, a cor dos preenchimentos é intermediária às cores das matrizes, o que pode ser o resultado da mistura do solo durante a pedoturbação (FIGURA 4a, b; 6a, b, c).

Os preenchimentos de canais de cor rosada na Figura 6f, g indicam que a seção de mosqueado branco-amarelo resulta de uma desferrificação adicional e quase completa do mosqueado vermelho-amarelo, após a escavação pela fauna e preenchimento com material de solo. Em seção delgada, os grânulos são em sua maioria arredondados e esféricos, embora muitas vezes soldados em coalescência (FIGURAS 9g; 10b), com uma trama birrefringente contrastando com o do entorno. Estes agregados granulares são muito menores do que os agregados do Latossolo (FIGURA 7a), o que indica trabalho de fauna, em vez de preenchimento abiótico de canais abandonados, o que resultaria, provavelmente, em grânulos irregulares ou preenchimento denso.

Em análise macroscópica, os canais variam de 3 a 20 mm de diâmetro. É possível que haja canais e preenchimentos formados pelo enraizamento de plantas nesse paleossolo, mas a maior parte deles apresenta uma conformação que se assemelha mais a passagens de animais, pois bifurcam em direções aleatórias, formando galerias, e possuem espessura tipicamente regular (FIGURA 6a, c). De acordo com Pierini e Mizusaki (2007), canais de raízes possuem espessuras bem variadas, mas geralmente bifurcam e afinam em um único sentido, o basal. É importante frisar que paleossolos podem ser reconhecidos a partir do reconhecimento de tocas de animais, mas é apenas a associação com outras feições pedológicas que permite diferenciá-los dos vestígios fósseis marinhos, característicos de sedimentos (RETALLACK, 1985).

c) Revestimentos de argila: as feições de argila iluvial estão associadas à remoção de argila de horizontes superiores e ao seu reposicionamento como revestimento e

preenchimento em horizontes mais profundos. Revestimentos são tipicamente caracterizados por uma orientação contínua de partículas de argila paralelas à superfície do poro ou ped à qual estão associadas (KÜHN, P; AGUILAR, J; MIEDEMA, R, 2010). A presença de camadas dentro de um revestimento de textura grosseira indica que essa feição é iluvial (LINDBO; STOLT; VEPRASKAS, 2010).

Feições de iluviação de argila são frequentemente consideradas um dos indicadores mais confiáveis de processos de formação de solo e geralmente são associadas à pedogênese em materiais de origem menos intemperizados (MARCELINO; STOOPS; SCHAEFER, 2010). Nos mosqueados, os revestimentos de argila foram percebidos apenas em seções delgadas, sendo possível que não tenham sido tão frequentes devido à textura muito argilosa do material do solo, ao contrário do que ocorre normalmente em solos de textura mais grosseira, onde os revestimentos são mais evidentes. Além disso, Stoops (2003) considera que uma área pequena, tal como 5%, de revestimento de argila em uma seção delgada já indica iluviação extrema.

Nos mosqueados, em sua maioria, os revestimentos envolvem poros do tipo vesículas ou canal como revestimentos laminados (FIGURA 9e, f) com deposição concêntrica (FIGURA 11d-f). Em outros paleossolos, revestimentos de argila com laminação pobre também aparecem como feições não relacionadas às superfícies atuais de agregados ou torrões (FEDOROFF; COURTY; GUO, 2010).

d) Nódulos opacos de óxido de Fe: os nódulos de Fe/Mn são o resultado da relativa curta duração da saturação da água ou rápida flutuação dos lençóis freáticos (LINDBO; STOLT; VEPRASKAS, 2010). À medida que a duração da saturação de água aumenta de alguns dias para algumas semanas, feições impregnativas, como os nódulos, se relacionam com feições depletivas (VENEMAN; VEPRASKAS; BOUMA, 1976). Nas seções mosqueadas, os nódulos apresentaram evidências de instabilidade devido à hidratação dos óxidos de Fe ou desferrificação, resultando em dissolução parcial (FIGURA 9a, b), em contraste com a aparente estabilidade dos nódulos presentes na matriz do Latossolo sobreposto, que é muito bem drenado (FIGURA 7a).

e) Revestimentos opacos de óxidos de Mn: estão presentes ao longo de poros planares e canais (FIGURA 11g, h, m, n), na matriz branco-amarela. Aparentemente, esses revestimentos de Mn ocorrem apenas nas áreas mais desferrificadas, o que sugere que eles se formaram apenas nos locais de pior drenagem, onde o redoximorfismo era ou ainda é mais

ativo. A rachadura desses revestimentos de Mn ao longo de vazios planares em algumas partes sugere seu caráter reliquial, embora sejam as feições formadas mais recentemente (FIGURA 11m).

Com exceção dos revestimentos de argila, todas as feições aqui relatadas também podem ocorrer em sedimentos, ou seja, em materiais que não são considerados como solo. Além da evidência dos preenchimentos, esses revestimentos de argila são suficientes para o requisito usual de duas das três características para um diagnóstico de paleossolo, sendo os horizontes pedogenéticos, a outra evidência, ausentes no paleossolo do presente estudo (NETTLETON; OLSON; WYSOCKI, 2000).

4.2 Descrição química, granulométrica e mineralógica.

A caracterização química do solo das matrizes vermelha, amarela e branca dos torrões amostrados e dos horizontes A e B (0-15 e 50-100 cm de profundidade, respectivamente) do Latossolo sobreposto são apresentadas na Tabela 1, para melhor comparação.

Tabela 1 - Caracterização química e granulométrica do Latossolo e dos mosqueados.

Solo/Matriz	pH	K ⁺	P	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H ⁺ Al ³⁺	SB	CTC pH 7,0	Sat. Base	Sat. Al ³⁺	CO	%		
													Areia	Silte	Argila
Latossolo (A)	4,8	50	1,9	0,5	0,1	0,9	9	0,7	9,7	6,6	58,9	2,32	10	17	73
Latossolo (B)	5,4	4	0,9	0,1	0,1	0,2	5,9	0,2	6,3	3,9	49,5	0,81	8	13	79
Vermelha	4,9	12	0,84	0,2	0,1	0,5	3,6	0,33	3,91	8,5	60,2	0,08	23	21	56
Amarela	5,0	12	0,56	0,5	0,3	0,7	3,5	0,83	4,37	19	45,7	0,14	-	-	-
Branca	5,3	6,1	0,64	0,1	0,1	2,2	8,6	0,25	8,85	2,8	89,7	0,01	5	78	17

Fonte: Zinn e Miranda (2021).

O pH é ácido em todos os solos e o valor de P pelo Mehlich-I não se diferencia entre as diferentes matrizes do mosqueado. O Al³⁺ trocável é maior no horizonte A do que no B do Latossolo e, no suposto paleossolo, aumenta com a desferrificação das matrizes mosqueadas, atingindo um valor consideravelmente alto de 90% de saturação de Al na matriz branca. As bases trocáveis foram baixas em todas as amostras, com níveis ligeiramente mais elevados na matriz amarela.

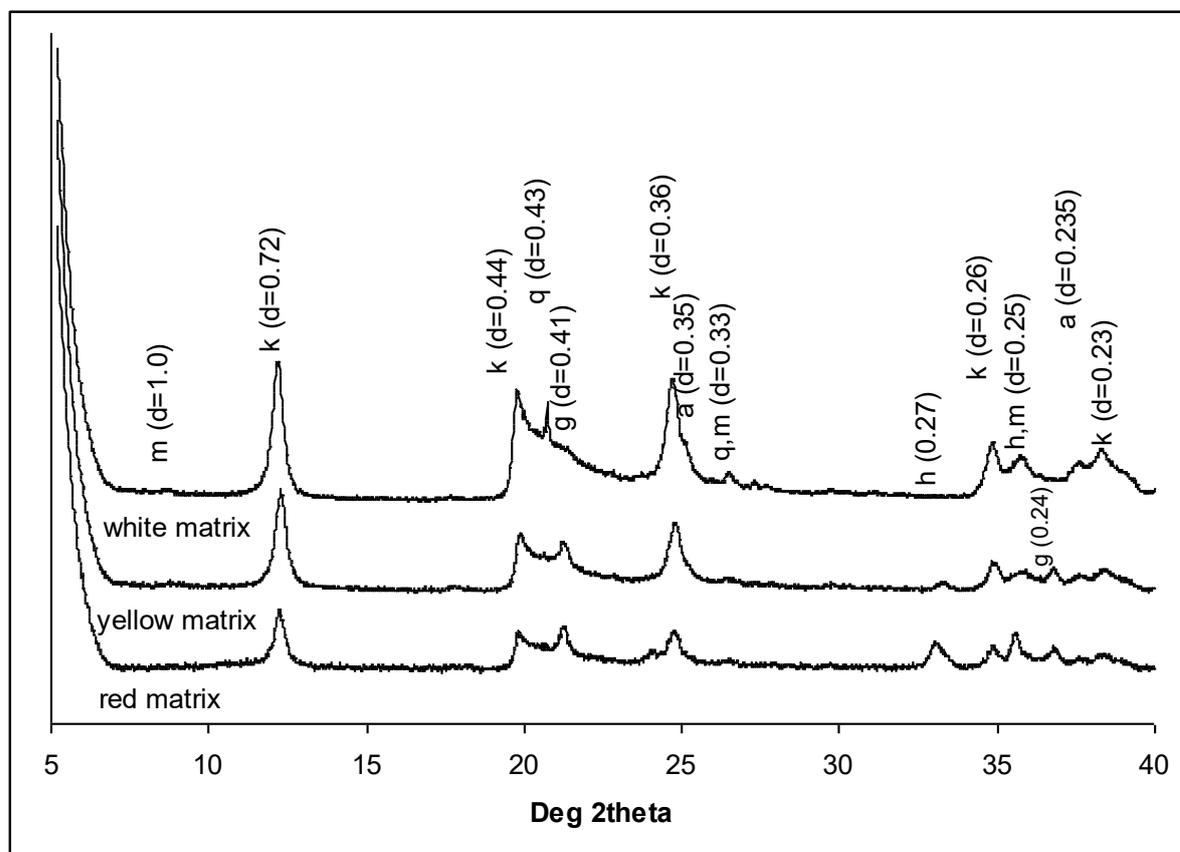
A propriedade que mais se diferenciou entre os materiais de solo foi o carbono orgânico, que atingiu níveis elevados no Latossolo, mas valores quase desprezíveis nas matrizes mosqueadas, especialmente a branca (FIGURA 6g). A decomposição da matéria

orgânica é uma característica comum da “*palimpsest-like memory*” dos paleossolos enterrados (FEDOROFF; COURTY; GUO, 2010). Assim, o teor de carbono nos mosqueados é outra dica forte para o diagnóstico de paleossolo, que pode ser interpretado como indicação de isolamento durante um tempo muito longo após a pedogênese do Latossolo e o soterramento, durante o qual o C orgânico teria sido decomposto ou lixiviado. Para comparação, a uma profundidade de 5 m, e amostrado a uma distância de 50 m das zonas mosqueadas, o Latossolo apresentou teor de carbono orgânico muito maior, de 0,5% (SILVA et al., 2013), sugerindo que as seções mosqueadas apresentam uma idade de formação muito mais velha.

Outro contraste entre o Latossolo e as seções mosqueadas é observado na distribuição de tamanho de partículas: o Latossolo possui > 70% de argila e <20% de silte, enquanto que o mosqueado vermelho-amarelo possui 56% de argila e 21% de silte. Para o mosqueado branco-amarelo, o teor de argila foi de apenas 17%, enquanto o silte foi de 78%. O mosqueado branco-amarelo apresenta aspecto visual nitidamente argiloso na análise da seção fina, portanto, os resultados dos teores de argila muito mais baixos na Tabela 1 só poderiam ser interpretados como resultado de uma dispersão incompleta em NaOH, resultante da cimentação da argila. Em outras palavras, a distribuição de tamanho de partícula muito mais grosseira na dispersão com NaOH, em comparação com a análise de seção fina, é outra evidência que sugere fortemente que as seções mosqueadas são de fato um paleossolo, com grau de litificação relativamente baixo, mas com cimentação muito superior à do Latossolo sobreposto (ZINN; MIRANDA, 2021).

A composição mineralógica das três frações de argila dos mosqueados está apresentada no Figura 12. A característica mais marcante é a predominância de picos de caulinita, dos quais o principal é muito simétrico e com uma relação altura/largura razoável, o que indica estrutura altamente cristalina, principalmente na matriz branca, desprovida de hematita e goethita, o que aumentou o *background* de difração para as matrizes vermelha e amarela. Além disso, traços de um filossilicato 2:1, provavelmente illita (mica argilosa), existentes nas matrizes amarela e especialmente, na branca, com uma assimetria aparente à esquerda (ângulos baixos 2θ), consistente com uma fase interestratificada. Anatósio, um óxido de Ti secundário indicativo de intemperismo avançado (FITZPATRICK; CHITTLEBOROUGH, 2002) também está presente, principalmente na matriz branca, que também apresentou quartzo, ao contrário da vermelha e da amarela (ZINN; MIRANDA, 2021).

Figura 12 – Mineralogia dos mosqueados



Legenda: Padrão de difração de pó de raios-X de diferentes matrizes de solo com espaçamentos d (nm) e minerais: m- mica, k- caulinita, g- goethita, h- hematita, a- anatase. Fonte: Zinn e Miranda (2021).

Os picos de gibbsita estão ausentes, o que é um contraste surpreendente e inesperado com a argila gibbsítica do Latossolo circundante (ARAÚJO et al., 2014). Embora esse contraste mineralógico entre as matrizes mosqueadas e o Latossolo seja, por si só, um forte argumento para a hipótese de paleossolo, ele também ajuda a explicar os contrastes entre os tipos de estrutura. Uma argila gibbsítica está associada principalmente a microestruturas granulares finas em Latossolos atuais na área de estudo, desenvolvidos a partir de materiais originais pobres em sílica (ARAÚJO et al., 2014; ARAÚJO; ZINN; LAL, 2017), enquanto as argilas cauliníticas são tipicamente associadas a Argissolos e Cambissolos desenvolvidos a partir de rochas mais ricas em sílica (ZINN et al., 2014). Embora não seja possível determinar se o paleossolo é realmente desenvolvido a partir do meta-calcário situado mais abaixo, é mais provável que seja derivado do acúmulo residual do intemperismo de camadas mais ricas em impurezas de silicato ou calcifilitos (QUÉMÉNEUR et al., 2002).

4.3 Síntese e interpretação

De todas as evidências morfológicas, químicas e mineralógicas apresentadas aqui, propomos que as mais convincentes para confirmar o diagnóstico de um paleossolo são as que promovem o contraste entre o mosqueado e o Latossolo sobreposto, conforme o Quadro 3:

Quadro 3 - Comparação entre mosqueado e Latossolo.

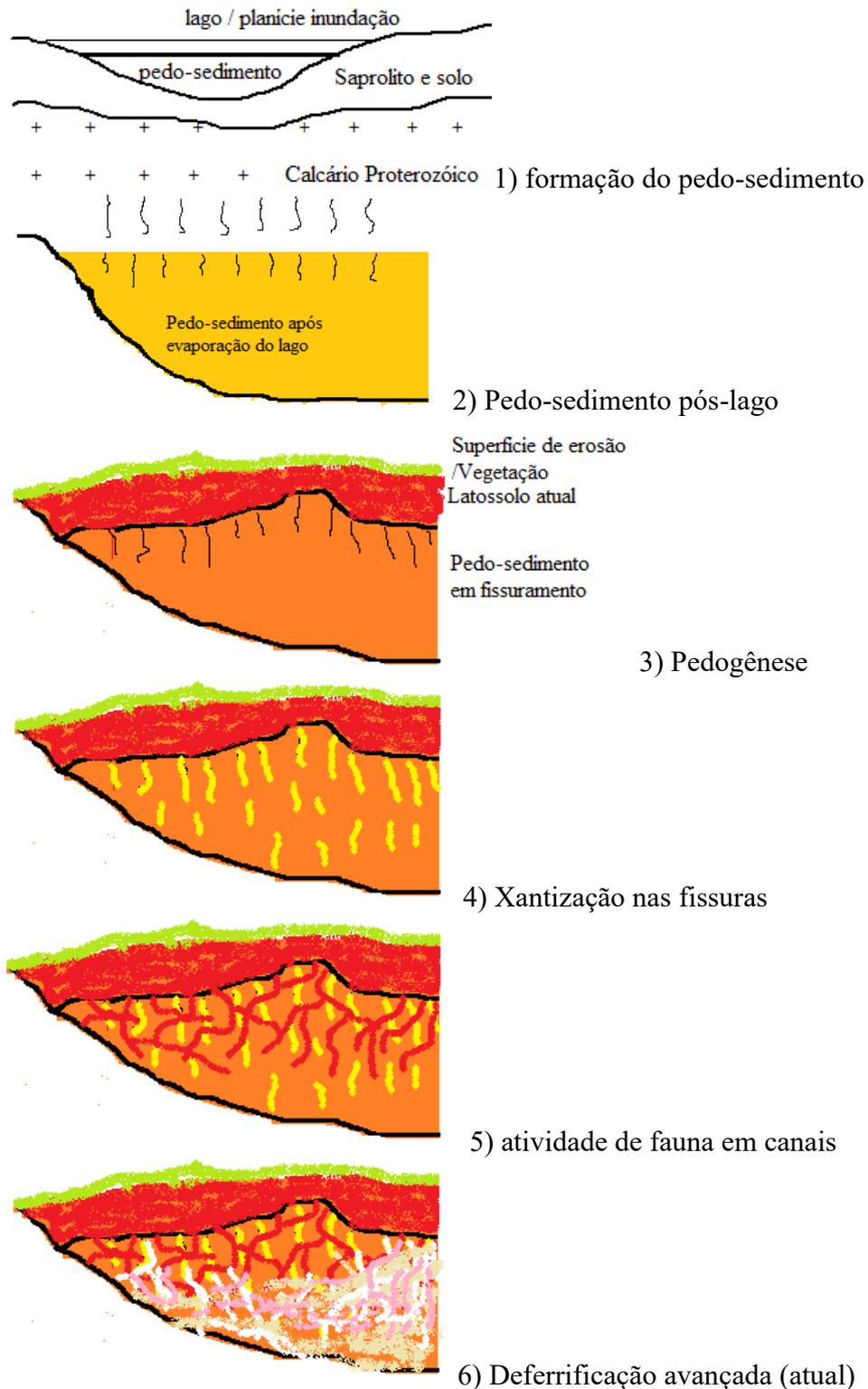
Solo	Mosqueado	Latossolo
Características		
Estrutura	maciça apedal, com densidade aparente moderada	granular com baixa densidade
Processo pedogênico	iluviação de argila	lixiviação avançada de sílica
Textura	baixo teor de argila após a dispersão com NaOH devido à cimentação da argila no paleossolo	alto teor de argila
Teores de Carbono	muito baixos	altos
Argila	caulinítica-illítica	gibbsítica-caulinítica

Fonte: Do autor (2022).

Aceitamos a hipótese de que as seções manchadas expostas como um corte vertical no terreno são de fato remanescentes de um paleossolo, do tipo soterrado. Neste caso, o Latossolo terá se formado a partir do material do paleossolo em dismantelamento. Outra etapa deste trabalho seria tentar identificar o tipo de material e processos que deram origem ao paleossolo. A combinação de revestimentos de argila, além da espessura acima de 2 m, estrutura maciça e um conjunto de minerais de argila típico de intemperismo avançado, mas não extremo, sugere que o paleossolo pode provavelmente ser melhor descrito como um Paleoargissolo. Na verdade, muitos Argissolos atuais na área têm alto conteúdo de argila caulinítica vermelha e são muito profundos (ARAÚJO et al., 2014; ZINN et al., 2014).

Uma provável sequência de evolução da paisagem (Paleoargissolo + Latossolo) pode ser articulada da seguinte forma:

Figura 13 - Esquematisação das prováveis etapas de formação do Paleossolo.



Legenda: Notar cores prováveis mais amareladas do pedo-sedimento após secagem do lago (2), avermelhamento posterior (3), mosqueado vermelho-amarelo (4), e formação do mosqueado amarelo-branco (6). A forma atual da paisagem em corte vertical (Fig. 2) após inversão de relevo pela erosão aparece representada em 3-6. A formação das películas de argiluviação deve ter ocorrido entre etapas 2 e 5. Fonte: Y.L. Zinn (2022).

Zinn e Miranda (2021) propõem que o pedossedimento pode ter se formado a partir do acúmulo de materiais em camadas ricas em silicato dentro do calcário, após sua dissolução gradual. A estrutura homogênea e massiva sugere que ele poderia ter se formado em uma suspensão, ou mais provavelmente em um fluxo tixotrópico (deslizamento de terra ou água subterrânea em movimento) (FEDOROFF; COURTY; GUO, 2010). Em seguida, terá ocorrido a cimentação parcial e, posteriormente, a erosão da parte superior do pedossedimento, preservando um pequeno morro (FIGURA 2a) ou coto truncado. Essa erosão provavelmente foi simultânea ao desenvolvimento do Latossolo atual, que terá se originado a partir da dessilicação e dismantelamento do pedossedimento cimentado, formando a estrutura granular incomum (FIGURA 7b) e a gibbsita pela dessilicação da argila caulínica.

A fissuração da estrutura maciça do pedossedimento terá resultado em hidratação da hematita, formando goethita (xantização), e em desferrificação, formando pequenas áreas brancas, constituindo o mosqueado vermelho-amarelo, que atualmente é a parte mais alta do Paleossolo, e a maior parte da seção em forma de colina na Figura 2a, b. Em seguida, os canais de fauna teriam sido formados e preenchidos no Paleoargissolo e a desferrificação adicional teria transformado seções de mosqueado vermelho-amarelo em seções de mosqueado branco-amarelo, que agora predomina no local.

Não está claro em qual etapa ocorreu a argiluviação, formando os revestimentos, e a transformação do pedossedimento em Paleoargissolo, mas é provável que tenha ocorrido entre as etapas de cimentação e formação de canais. Atualmente, ocorrem na área o processo de formação do Latossolo a partir do intemperismo do paleossolo, e o processo de redoximorfismo e desferrificação total, originando as feições mosqueadas branco-amarelas. Não podemos explicar a formação de agregados de quartzo transparentes e quebradiços presentes na matriz do paleossolo, embora esta característica incomum possa ser considerada como mais um indicador da existência de um paleossolo semelhante a este.

5 CONCLUSÕES

Podemos concluir que o mosqueado se trata realmente de um paleossolo devido ao conjunto de características que o diferenciam do Latossolo que o sobrepõe, e devido também às características que não correspondem aos processos pedogenéticos atuais. Com este estudo, foi possível admitir que o provável solo de origem do paleossolo foi um Argissolo, se tratando, portanto, de um paleoargissolo. O Latossolo sobreposto, por sua vez, se desenvolve a partir do intemperismo do paleoargissolo, diferente do que se pensou em trabalhos anteriores (ARAUJO et al., 2014). Finalmente, a característica incomum de fenocristais de quartzo transparentes e quebradiços também pode ser uma indicação para a identificação de outros paleossolos semelhantes. Por fim, ansiamos que este trabalho seja útil nos esforços de identificação e estudo de paleossolos pouco litificados no Brasil e os resultados obtidos aqui possam ser úteis para futuros trabalhos nesta linha.

REFERÊNCIAS

- ANDREIS, R. R. Identificación e Importância Geológica de los Paleosuelos. Porto Alegre. Ed. Da UFRGS, 67 p., 1981. apud CAMARGO FILHO, M. **O significado paleoambiental de sequência pedossedimentar em baixa encosta: o caso dos paleossolos monjolo – Lapa – Paraná.** Florianópolis, 2005.
- ARAUJO, M. A. et al. Paragênese mineral de solos desenvolvidos de diferentes litologias na região sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 38, p. 11-25, 2014.
- ARAUJO, M.A.; ZINN, Y.L.; LAL, R. Soil parent material, texture and oxide contents have little effect on soil organic carbon retention in tropical highlands. **Geoderma**, v. 300, 1–10, 2017.
- ARAÚJO FILHO, J. C. **Horizontes cimentados em argissolos e espodossolos dos tabuleiros costeiros e em neossolos regolíticos e planossolos da depressão sertaneja no nordeste do Brasil.** São Paulo: USP, 223 p., 2003.
- AROCENA, J.M., PAWLUK, S.; DUDAS, M.J. Iron oxides in iron-rich nodules of sandy soils from Alberta (Canada). In: RINGROSE-VOASE, A.J. & HUMPHREYS, G.S. **Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis.** Developments in Soil Science, v. 22. Amsterdam: Elsevier, 1994, p. 83–97.
- AUROSSEAU, P. A microscopic and mineralogical study of clay degradation in acid and reducing conditions. In: DOUGLAS, L.A. **Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science.** Developments in Soil Science, v. 19. Amsterdam: Elsevier, p. 289–294, 1990.
- BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. e ASSINE, M. L. Ambientes deposicionais e evolução estratigráfica do cretáceo superior da Bacia dos Parecis. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 33, n. 3, 2014, p.429-448.
- BOUMA, J.; FOX, C. A.; MIEDEMA, R. Micromorphology of hydromorphic soils: applications for soil genesis and land evaluation. In: DOUGLAS, L. A. **Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science.** Developments in Soil Science. Amsterdam: Elsevier, v. 19, 1990, p. 257–278.
- BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils.** 2ed. Nova Iorque: Krieger, 482p. 1976. apud CAMARGO FILHO, M. **O significado paleoambiental de sequência pedossedimentar em baixa encosta: o caso dos paleossolos monjolo – Lapa – Paraná.** Florianópolis, 2005.
- BRINKMAN, R. Ferrolysis: a hydromorphic soil forming process. **Geoderma**, v. 3, p. 199–206, 1970.

BRINKMAN, R., et al. Clay decomposition in seasonally wet, acid soils: micromorphological, chemical and mineralogical evidence from individual argillans. **Geoderma**, v. 10, p. 259–270, 1973.

BUOL, S. W. et al. **Soil genesis and classification**. 6 ed. Iowa: Wiley-Blackwell, 2011.

BUURMAN, P. Possibilities of palaeopedology. **Sedimentology**, n. 22, p.289-298, 1975.

CAMARGO FILHO, M. **O significado paleoambiental de sequência pedossedimentar em baixa encosta: o caso dos paleossolos monjolo – Lapa – Paraná**. Florianópolis, 2005.

CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J. A.; RAIJ, B. van. Determinação da matéria orgânica. In: RAIJ, B.van; ANDRADE, J. C.; CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J. A. **Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais**. Campinas: Instituto Agronômico de Campinas, 2001.

CASTRO, S.S. *et al.* Micromorfologia do solo: bases e aplicações. **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa, v. 3, p.107-164, 2003.

DUCHAUFOR, P. **Pedology**. London: Allen and Unwin, 1982. apud WRIGHT, V. P.1992. Paleosol Recognition: a guide to early diagenesis in terrestrial settings. In: WOLF, K. H.; CHILINGARIAN, G. V. **Diagenesis III. Developments in Sedimentology**. Elsevier, 1992. v. 47, p. 591-619.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2.ed. Rio de Janeiro: Embrapa, 1997.

EMBRECHTS, J STOOPS, G., 1986. Relations between microscopical features and analytical characteristics of a soil catena in a humid tropical climate. **Catena**, v. 36, p. 315–328, 1986.

FAIRBRIDGE, R. W. Syndiagenesis-Anadiagenesis-Epidiagenesis: Phases in Lithogenesis. In: LARSEN, G.; CHILINGAR, G. V. **Diagenesis in sediments and sedimentary rocks**. Amsterdam: Elsevier, v. 2, 1983.

FEDOROFF, N.; COURTY, M. A; GUO, Z. Palaeosoils and Relict Soils. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. Amsterdam: Elsevier, 2010.

FITZPATRICK, R.W.; CHITTLEBOROUGH, D.J. Titanium and Zirconium Minerals. In: DIXON, J.B., SCHULZE, D.G. **Soil Mineralogy with Environmental Applications**. Soil Science Society of America:Madison, WI, USA, p. 667–690, 2002.

GROSS, M. et al. Late Miocene sedimentary environments in south-western Amazonia (Solimões Formation; Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, p. 169-181, 2011.

JACOMINE, P. K. T. **Fragipãs em Solos de “Tabuleiros”**: Características, gênese e implicações no uso agrícola. Recife, Universidade Federal Rural de Pernambuco, 85 p., 1974.

JENNY, H. **Factors of soil formation – a system of quantitative pedology**. New York: Dover, 1941.

KOVDA, I; MERMUT, A, R. Vertic Features. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. 1. ed. Amsterdam: Elsevier, 2010. p. 109-127.

KÜHN, P; AGUILAR, J; MIEDEMA, R. Textural Pedofeatures and Related Horizons. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. 1. ed. Amsterdam: Elsevier, 2010. p. 217-250.

LADEIRA, F. S. B. SOLOS DO PASSADO: ORIGEM E IDENTIFICAÇÃO. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, Mg, p.1773-1786, set. 2010.

LADEIRA, F. S. B; SANTOS, M. O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri (SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n. 2, p. 3-20, 2005.

LINDBO, D. L; STOLT, M. H.; VEPRASKAS, M. J. Redoximorphic Features. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. 1. ed. Amsterdam: Elsevier, 2010. p. 129-147.

MARCELINO, V.; STOOPS, G.; SCHAEFER, C. E. G. R. Oxic and Related Materials. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. 1. ed. Amsterdam: Elsevier, p. 305-327, 2010.

MEDEANIK, S. e STEVAUX, J. C., Palinomorfos e partículas de carvões nos sedimentos holocênicos na região do alto rio Paraná e sua aplicação nas reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas. **Acta Scientiarum. Biological Sciences**, n. 4, v. 30, p. 351-359, 2008.

MOREAU, A. M. S. S. Gênese de horizonte coeso, fragipã e duripã em solos do tabuleiro costeiro do sul da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v. 20, p. 1021-1030, 2006.

MUNSELL COLOR. **Munsell Soil Color Charts**. Revised Edition. Macbeth, Division of Kollmorgen Instruments Corp. Newburgh, New York. 1994.

NETTLETON. W. D.; OLSON, C.G.; WYSOCKI, D. A. Paleosol classification: Problems and solutions. **Catena**, v. 41, p. 61-92, 2000.

PAISANI, J. C., et al. O papel das mudanças climáticas do Quaternário Superior na dinâmica evolutiva de paleovale de segunda ordem (Sul do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, p.103-116, 2013.

PAISANI, J. C.; et al. Evolução de paleocabeceira de drenagem do rio Chopinzinho (sul do Brasil) durante o quaternário superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.17, n.1, p.43-59, 2016.

PIERINI, C.; MIZUSAKI, A. M. P. Significados Paleoambientais e Paleoclimáticos dos Paleossolos: Uma Revisão. **Pesquisas em Geociências**. Porto Alegre, v. 34 p. 45-61, 2007.

QUAGGIO, J.A.; van RAIJ, B. Determinação do pH em cloreto de cálcio e da acidez total. In: van RAIJ, B.; ANDRADE, J. C.; CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J.A. **Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais**. Campinas: Instituto Agronômico de Campinas, 2001.

QUÉMÉNEUR, J.J.G. et al. Mapa Geológico—Folha Lavras. COMIG: Belo Horizonte, Brasil, 2002.

RETALLACK, G. J. Fossil Soils as Grounds for Interpreting the Advent of Large Plants and Animals on Land. **Philosophical Transactions: Biological Sciences**. Londres, v. 309, n. 1138, p. 105–142, 1985.

RETALLACK, G. J. Field recognition of paleosols. **Special Paper/ Geological Society of America**, Virginia, n. 216, p. 1-20, 1988.

RETALLACK, G. J. **Soils of the Past: An introduction to paleopedology**. London: Springer, 2001. 520 p.

SILVA, T.A.C. et al. Densidade do solo e carbono orgânico do solo ao longo do perfil de um Latossolo Vermelho-Amarelo sob vegetação nativa. In: XXVI Congresso de Iniciação Científica da UFLA-CIUFLA **Anais** [...], Lavras: Universidade Federal de Lavras, 2013.

SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Gênese dos latossolos húmicos e sua relação com a evolução da paisagem numa área cratônica do sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, p. 329-341, 1999.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. **Glossary of Soil Science Terms**. Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America, 2008.

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

VALENTINE, K.W.G.; DALRYMPLE, J.B. Quaternary buried palaeosols: a critical review. *Quat. Res.*, 1976, v.6, p. 209-222. *apud* WRIGHT, V. Paul. Paleopedology: stratigraphic relationships and empirical models. In: MARTINI, I. P. CHESWORTH, W. **Developments in Earth Surface Processes**. Elsevier, 1992, v.2, p. 475-499.

VENEMAN, P.L.M.; VEPRASKAS, M.J.; BOUMA, J. The physical significance of soil mottling in a Wisconsin toposequence. **Geoderma**, v. 15, p. 103–118, 1976.

WILDING, L.P. & TESSIER, D. Genesis of Vertisols: Shrink-swell phenomena. In WILDING, L.P. & PUENTES, R. (eds.), **Vertisols: their Distribution, Properties,**

Classification, and Management. Texas A & M University Printing Services, College Station, Texas, p. 55–82, 1988. apud KOVDA, I; MERMUT, A, R. Vertic Features. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. 1. ed. Amsterdam: Elsevier, p. 109-127, 2010.

WRIGHT, V. P. Paleopedology: stratigraphic relationships and empirical models. *In*: MARTINI, I. P. CHESWORTH, W. **Developments in Earth Surface Processes**. Elsevier, v.2, 1992a, p.475-499.

WRIGHT, V. P. Paleosol Recognition: a guide to early diagenesis in terrestrial settings. In: WOLF, K. H.; CHILINGARIAN, G. V. **Diagenesis III. Developments in Sedimentology**. Elsevier, 1992b. v. 47, p. 591-619.

YAALON, D.H. Soil-forming processes in time and space. In: YAALON, D.H. **Paleopedology - Origin, Nature and Dating in Paleosols**. Jerusalem: Israel Universities Press, 1971. p. 29- 39.

ZHANG, G.L.; GONG, Z.T. Pedogenic evolution of paddy soils in different soil landscapes. **Geoderma**, v. 115, p. 15–29, 2003.

ZINN, Y.L. et al. Soil organic carbon and morphology as affected by pine plantation establishment in Minas Gerais, Brazil. **Forest Ecology Management**. v.318, p. 261–269, 2014.

ZINN, Y. L.; MIRANDA, C. F. A Mottled, Non-Lithified Paleosol in Brazil: Diagnosis by Morpho-logical and Mineralogical Features. **Minerals**, v. 11, 6ed. p. 1-15, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/min11060616>. Acesso em: 8 jun. 2021.