



**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**  
**"JULIO DE MESQUITA FILHO"**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS**



ÉRIKA MARIANO

**ALTERAÇÃO E CONCENTRAÇÃO FERRUGINOSA  
NO ARENITO DO MEMBRO SERRA DA GALGA  
(TRIÂNGULO MINEIRO – MG)**

Rio Claro – SP  
2016

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**  
**Instituto de Geociências e Ciências Exatas**  
**Câmpus de Rio Claro**

**ÉRIKA MARIANO**

**Alteração e Concentração Ferruginosa no Arenito do  
Membro Serra da Galga (Triângulo Mineiro – MG)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Câmpus de  
Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de  
Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro – SP

2016

552      Mariano, Érika  
M333a      Alteração e concentração ferruginosa no arenito do  
              Membro Serra da Galga (Triângulo Mineiro – MG) /  
              Érika Mariano. - Rio Claro, 2016  
              82 f. : il., figs., tabs., fots., mapas

              Trabalho de conclusão de curso (Geologia) -  
              Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências  
              e Ciências Exatas

              Orientadora: Vania Silvia Rosolen

              1. Petrologia. 2. Couraça ferruginosa. 3. Perfil de  
              alteração. 4. Minerais primários. 5. Minerais secundários.  
              I. Título.

ÉRIKA MARIANO

## Alteração e Concentração Ferruginosa no Arenito do Membro Serra da Galga (Triângulo Mineiro – MG)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

Vania Silvia Rosolen (orientadora)

Rafael Rodrigues de Assis

Fábio Augusto Gomes Vieira Reis

Rio Claro, 02 de agosto de 2016.

Assinatura da aluna

Assinatura da orientadora

A Jeanete e Firmo, sem os quais nada disso seria possível.

## **Agradecimentos**

Ao CNPq, pelo apoio financeiro concedido através de bolsa PIBIC, projeto 34620.

À FAPESP, pelo apoio financeiro concedido ao projeto de processo n° 2014/01131-4.

Ao Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da UNESP de Rio Claro, pela infraestrutura disponibilizada.

À professora Vania, pela paciência e atenção dedicada.

Aos meus irmãos Jane, Maira e Fabrício, por toda a cumplicidade.

Ao Hélio, por me apresentar a geologia.

Ao Nicholas, por me dar forças para seguir em frente. Por todo amor, amizade e carinho entre nós.

RESUMO – A origem de sedimentos ferruginosos na chapada sedimentar do Triângulo Mineiro nunca foi objeto de estudos anteriores. Este trabalho relaciona o arenito do Membro Serra da Galga com estes níveis ferruginosos, pretendendo-se avaliar a possível formação de uma couraça por processos lateríticos. No Brasil, 75% da superfície é coberta por camadas lateríticas, formadas a partir da alteração de rochas em ambiente tectonicamente estável de clima tropical sazonal. O Triângulo Mineiro possui características que favorecem a lateritização, sendo assim, o trabalho se desenvolve a partir da análise petrográfica de um perfil de alteração do Membro Serra da Galga, examinando-se a alteração dos minerais primários do arenito e sua evolução com o decorrer do intemperismo. As observações e descrições micromorfológicas do material parental e de seus produtos de intemperismo fornecem importantes informações sobre os minerais secundários neoformados e, quando associadas com dados geoquímicos e mineralógicos, permitem interpretar a relação do material original (arenito) com a camada ferruginosa. A análise compara minerais primários e secundários, estruturas e texturas ao longo do perfil de alteração.

PALAVRAS-CHAVE: Membro Serra da Galga. Couraça ferruginosa. Perfil de alteração. Minerais primários. Minerais secundários.

**ABSTRACT** – The origin of ferruginous sediments in the Triângulo Mineiro sedimentary plateau has never been previously studied. This work relates the sandstone of Serra da Galga Member with those ferruginous levels, intending to evaluate the possible formation of a ferruginous layer by lateritic processes. In Brazil, 75% of the surface is covered by lateritic layer, formed from the alteration of rocks in tectonically stable environment with seasonal tropical climate. The Triângulo Mineiro has the characteristics that favor lateritization, therefore, the work is developed from the petrographic analysis of a weathering profile of Serra da Galga Member, examining the change of the sandstones primary minerals and its evolution through the weathering. The observations and micromorphological descriptions of parental material and its weathering products provide important information about the newly formed secondary minerals and, when combined with geochemical and mineralogical data, allow us to interpret the relationship of the original material (sandstone) with ferruginous layer. The analysis compares the primary and secondary minerals, structures and textures over weathering profile.

**KEYWORDS:** Serra da Galga Member. Ferruginous layer. Weathering profile. Primary minerals. Secondary minerals.

## Sumário

1. INTRODUÇÃO .....	8
2. ÁREA DE ESTUDO .....	9
2.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	9
2.2 GEOLOGIA REGIONAL.....	10
2.2.1 Aspectos Fisiográficos .....	15
3. MATERIAIS E MÉTODOS .....	17
4. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA.....	20
4.1 LATERITAS.....	20
4.2 MICROMORFOLOGIA DE SOLOS E ALTERAÇÃO.....	22
4.2.1 Organizações micromorfológicas .....	23
4.2.2 Plasma e Esqueleto .....	24
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	26
5.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA.....	26
5.2 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO MICROSCÓPICA .....	32
5.2.1 Horizonte Manchado.....	33
5.2.2 Zona de Transição .....	41
5.2.3 Couraça Ferruginosa .....	43
5.2.4 Solo.....	46
5.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA.....	51
5.3.1 Horizonte Manchado.....	51
5.3.2 Couraça Ferruginosa .....	54
5.3.3 Solo.....	59
5.4 CONSTITUIÇÃO QUÍMICA E MINERALÓGICA (FRAÇÃO ARGILA) DO PERFIL DE ALTERAÇÃO .....	60
6. CONCLUSÃO .....	62
REFERÊNCIAS.....	63
APÊNDICE .....	66

## 1. INTRODUÇÃO

As lateritas são formadas durante longo tempo geológico, onde o intemperismo químico possui maior atuação do que o físico, e se caracterizam pela acumulação de produtos residuais de enriquecimentos supérgenos, possuindo importante papel metalogenético (BOULANGÉ et al., 1987; MELFI, 1997). Os solos tropicais são reconhecidos por comportar depósitos minerais lateríticos (NAHON, 1991), que são formados através de alteração e pedogênese sobre superfícies cratônicas pós-gondwânicas tectonicamente estáveis (MELFI, 1997), como é o caso da região do Triângulo Mineiro.

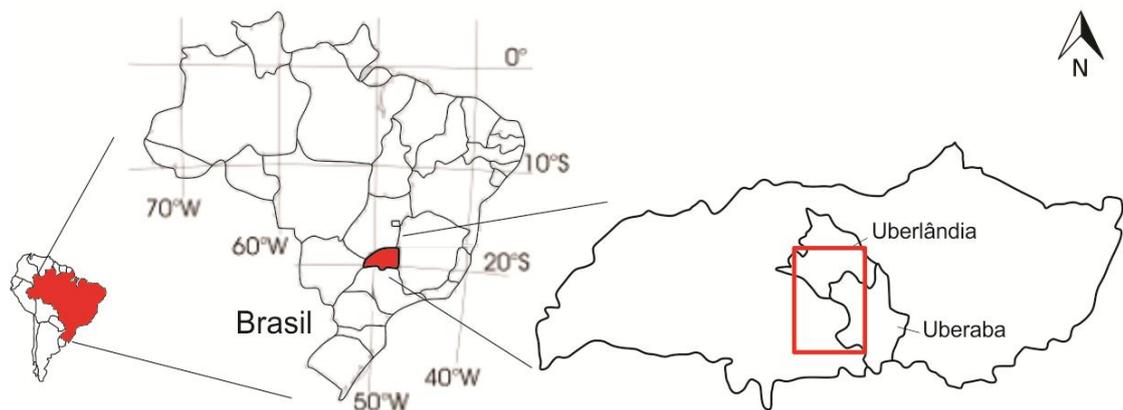
O interesse do estudo na área é decorrente da existência de níveis ferruginosos nos perfis de alteração do Membro Serra da Galga, os quais se encontram em diversos locais da porção central e nordeste da chapada sedimentar do Triângulo Mineiro. Estudos anteriores associam as camadas ferruginosas à sedimentação quaternária elúvio-coluvial (FERNANDES, 1998; FREITAS, 1955; EMBRAPA, 1982). Paralelamente a isto, outros autores (como, por exemplo, BATEZELLI, 2003; FERNANDES, 1998; BASILICI et al., 2012) afirmam que há paleossolos na Bacia Bauru, porém não os relacionam com a crosta ferruginosa existente no Membro Serra da Galga. A hipótese de que o perfil de alteração do Membro Serra da Galga pode ser um solo atual e a camada ferruginosa um horizonte proveniente do seu intemperismo é discutida neste trabalho, se apoiando na hipótese de que a formação de lateritas, endurecidas ou não, são feições típicas de ambiente tropical.

Nesses ambientes, a formação de couraças está associada a um perfil de alteração laterítico por: (1) migração de ferro, (2) lixiviação ou dissolução de caulinita, (3) formação de poros, (4) acumulações secundárias de caulinita e (5) ferruginização, e formação e coalescência de nódulos (NAHON, 1991; RIGHI & MEUNIER, 1995). O objetivo deste trabalho é avaliar a possível relação do arenito do Membro Serra da Galga com a couraça ferruginosa, através da caracterização petrográfica da evolução mineral do arenito; focando na alteração mineralógica primária e na formação das assembleias mineralógicas secundárias em um perfil de alteração e pedogênese típico.

## 2. ÁREA DE ESTUDO

### 2.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O Triângulo Mineiro situa-se no oeste do estado de Minas Gerais, e as cidades principais da região são: Uberlândia, Uberaba, Frutal, Patos de Minas, Araxá, Ituiutaba e Patrocínio. A área de estudo está localizada entre os municípios de Uberaba e Uberlândia (figura 1). Para as análises deste trabalho foi escolhido um perfil representativo, que se encontra na Rodovia BR-050, km 128. O trajeto partindo da cidade de São Paulo – SP tem 527 km de extensão, iniciando-se pela Rodovia dos Bandeirantes (SP-348) até Campinas-SP; desta segue-se pela Rodovia BR-050 até o km 128.



*Figura 1:* Localização da área de estudo, destacada pelo retângulo vermelho.

## 2.2 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo se encontra no Triângulo Mineiro, no contexto geológico do Grupo Bauru, pertencente à sub-bacia Bauru que representa a última supersequência deposicional da Bacia do Paraná, ocorrente no Neocretáceo, de acordo com Milani et al. (1998).

A Bacia Bauru, intracratônica, tem aproximadamente 370.000 km<sup>2</sup> abrangendo os estados de São Paulo (parte ocidental), Minas Gerais (Triângulo Mineiro), Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Paraná, além de uma pequena parte do Uruguai. Formou-se no Cretáceo Superior no contexto da separação gondwânica meridional. O basalto do vulcanismo fissural (Formação Serra Geral) atinge, segundo Milani et al. (2007), até 2.000 m de espessura em alguns locais, e a origem do espaço de acomodação dos sedimentos dessa bacia é atribuída à subsidência termo-mecânica que se sucedeu na região (FERNANDES & COIMBRA, 1996).

Atualmente, a Bacia Bauru no Triângulo Mineiro é composta pelas formações, Uberaba, Vale do Rio do Peixe e Marília (FERNANDES, 1998). A presença do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro foi primeiramente reconhecida por Hussak (1906) (apud HASUI, 1967), que descreve as rochas da Formação Uberaba e reconhece os sedimentos pós-Uberaba. Em 1967, Hasui retoma os estudos sobre a Formação Uberaba e descreve as rochas “pós-Uberaba” pertencentes à categoria de Grupo, porém informalmente e sem subdivisões em unidades menores. A primeira sugestão de destaque para a caracterização estratigráfica da Bacia Bauru em sua totalidade foi de Soares et al. (1980), que a subdividiu em quatro unidades, tendo da base para o topo as seguintes formações: Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília. Foi o trabalho de Almeida et al. (1981) que oficializa o termo “grupo” a essas rochas.

Fernandes (1992) propôs uma nova divisão estratigráfica para a Bacia Bauru, dividindo os sedimentos nos grupos cronocorrelatos Caiuá e Bauru. O preenchimento da bacia foi em clima semi-árido a árido, entre o Coniaciano e o Maastrichtiano (Neocretáceo), intervalo definido com base na idade de fósseis de dinossauros, na idade absoluta de intercalações de rochas vulcânicas, e na correlação com a deposição da Formação Santos, na Bacia de Santos (FERNANDES & COIMBRA, 2000). Como já citado anteriormente, no Triângulo Mineiro, porção oriental da bacia, afloram as formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe e Marília, pertencentes ao Grupo Bauru; sendo que na área de estudo, a sequência estratigráfica é dada pela Formação Uberaba (unidade basal) e Formação Marília (figura 2) (FERNANDES, 1998).

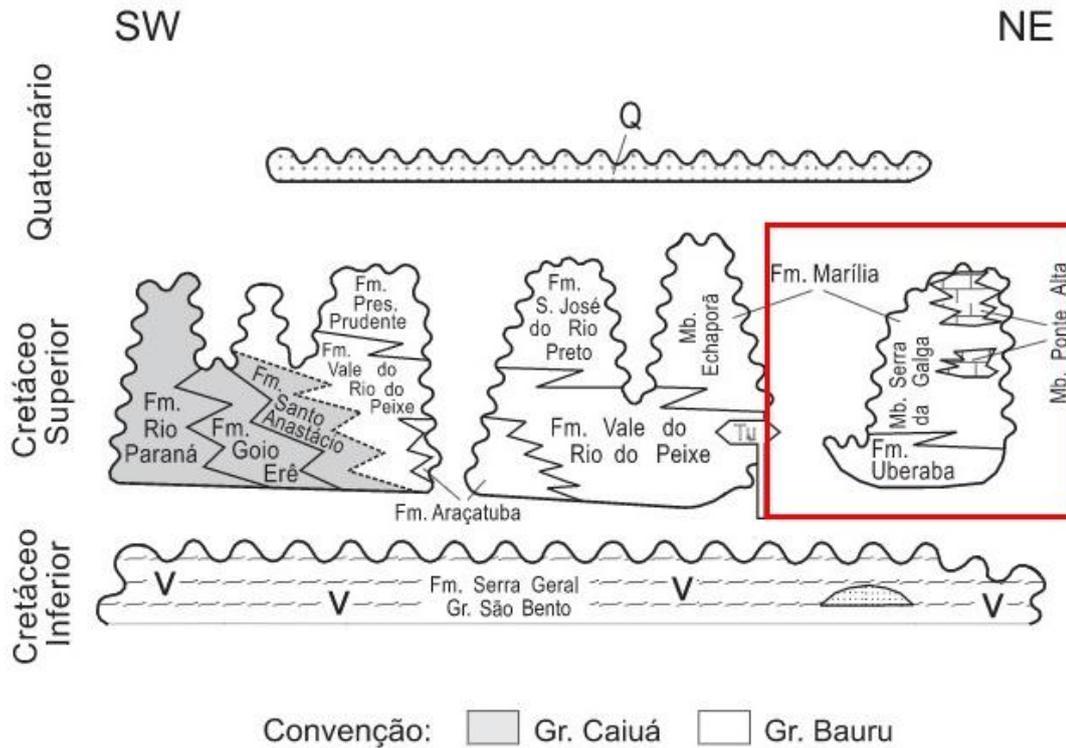


Figura 2: Distribuição dos grupos Bauru e Caiuá. Destacado em vermelho a coluna estratigráfica da área de estudo. Fonte: FERNANDES & COIMBRA (2000).

A Formação Uberaba apresenta características composicionais que a diferenciam de outras formações e permite fácil identificação na bacia (HASUI, 1967). Tem notável concentração de grãos clásticos de perovskita, e é composta por arenitos muito finos a lamitos siltsosos, arenitos finos subordinados com matriz argilosa verde. Há intercalações secundárias de argilitos, siltitos e arenitos conglomeráticos; os argilominerais mais comuns são a illita (detritica) e a esmectita (autigênica) (FERNANDES, 1998). Também estão associados à Formação Uberaba rochas epiclásticas, como tufos sedimentares (HASUI, 1967). Apresenta contato inferior com os basaltos da Formação Serra Geral em forma de uma não-conformidade. O contato superior, com o Membro Serra da Galga da Formação Marília, é encoberto e raramente observável. O ambiente deposicional da Formação Uberaba é considerado de rios entrelaçados (FERNANDES, 1998).

A Formação Marília é subdividida entre os membros Echaporã, Ponte Alta e Serra da Galga, proposto por Barcelos (1984). O Membro Echaporã é formado por arenitos finos a médios, imaturos, tem frações conglomeráticas subordinadas com cimentação e nódulos carbonáticos; há algumas intercalações de lamitos e arenitos lamíticos, os argilominerais mais

comuns são illita e esmectita. O ambiente deposicional é de partes distais de leques aluviais (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

O Membro Ponte Alta, assim como o Serra da Galga, ocorre somente no Triângulo Mineiro. É formado por calcário arenoso com lentes de calcário conglomerático e calcário fino fragmentado, são imaturos e intensamente cimentados por  $\text{CaCO}_3$ . Há palygorskita autigênica e concentração local de sílica, que forma vênulas e crostas sub-horizontais de até 20 cm. O Membro Ponte Alta é fortemente associado ao Serra da Galga, Fernandes (1998) sugere que o ambiente de sedimentação foi o mesmo para os dois membros (sistema fluvial entrelaçado, com partes medianas e distais de leques aluviais) e que a diferenciação foi pós-sedimentar, pela formação de zonas de calcretes de águas subterrâneas no Membro Ponte Alta. Porém outros autores (como BARCELOS, 1984) afirmam que o Membro Serra da Galga teve uma deposição um pouco mais proximal, de partes medianas e proximais de leques aluviais (figura 3).

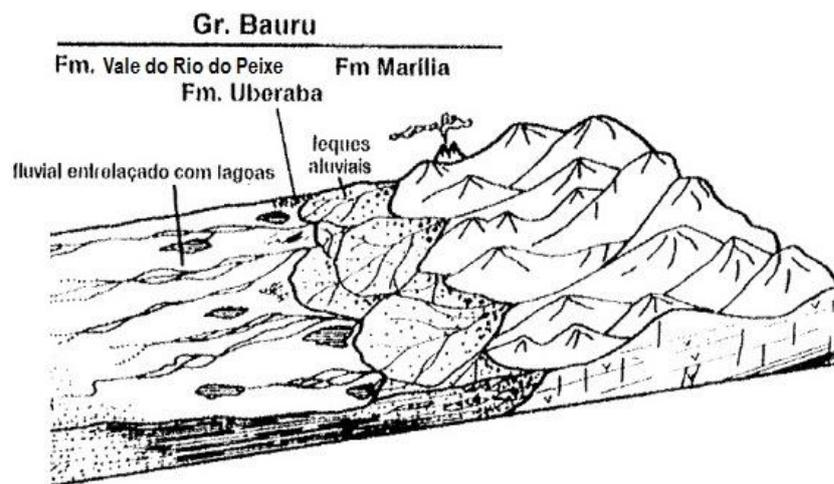


Figura 3: Reconstrução paleogeográfica para os depósitos do Grupo Bauru. Fonte: Modificado de FERNANDES & COIMBRA, 1996.

O Membro Serra da Galga é constituído por arenitos imaturos, finos a grossos, e arenitos conglomeráticos (com clastos mal selecionados de composição variada), a coloração varia de amarelo pálido a avermelhado; além disso, há lamitos marrons com clastos dispersos pela matriz. Os arenitos por vezes se apresentam parcialmente cimentados por  $\text{CaCO}_3$  e com crosta centimétrica de sílex, no geral possuem estratificação cruzada tabular e acanalada de pequeno a médio porte (FERNANDES, 1998). Há bastantes contribuições da Formação Serra Geral e do Grupo Araxá como áreas fontes dos detritos, identificadas por piroxênios, cianita, turmalina, rutilo e anatásio. A parte basal, onde a fácies conglomerática é mais desenvolvida, faz contato, ora com a Formação Uberaba ora com o Membro Ponte Alta. O contato com o membro Ponte

Alta é complexo e irregular, às vezes abrupto, mas predominantemente gradacional (BARCELOS, 1984). Para as porções mais argilosas do Membro Serra da Galga, a deposição foi devido a um possível transbordamento dos canais entrelaçados, ou seja, planícies de inundação (BARCELOS, 1984; ARID, 1967). Também há, subordinadamente, eventual intercalação de depósitos de pequenas dunas eólicas (FERNANDES, 1998). Em relação aos fósseis, o Membro Serra da Galga tem um conteúdo muito importante de ossos de répteis de grande porte, como dinossauros pertencentes aos grupos dos saurópodes e dos terópodes, citados pela primeira vez na bacia por ARID (1962).

A coluna estratigráfica do ponto de estudo se dá pela Formação Uberaba sotoposta à Formação Marília, porém, em parte da área de estudo, é possível encontrar interdigitações da Formação Vale do Rio do Peixe (figura 4). Segundo Fernandes & Coimbra (2000), no Triângulo Mineiro, a Formação Vale do Rio do Peixe ocorre apenas a oeste de uma linha que passa próxima às cidades de Uberaba e Itumbiara. Este limite coincide com a Sutura de Itumbiara, definida por Hasui & Haralyi (1991). Esta formação é mais predominante na parte leste da Bacia Bauru, onde é a unidade de maior extensão aflorante, constituindo o substrato atual de grande parte do Triângulo Mineiro e do oeste de São Paulo, onde transiciona gradualmente para as unidades do Grupo Caiuá. A Formação Vale do Rio do Peixe sobrepõe os basaltos da Formação Serra Geral; no topo, na porção do Triângulo Mineiro, faz contato gradual com o Membro Echaporã da Formação Marília. É composta predominantemente por arenitos muito finos a finos, de cor marrom-claro rosado a alaranjado, intercalados com siltitos e lamitos arenosos. O ambiente deposicional é de depósitos eólicos, e os lamitos, provavelmente depositaram-se em depressões, em corpos aquosos rasos e efêmeros (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

Há sedimentos ferruginosos em diversas porções da chapada sedimentar do Triângulo Mineiro (figura 4), sempre associados ao Membro Serra da Galga da Formação Marília, predominante no topo da chapada.

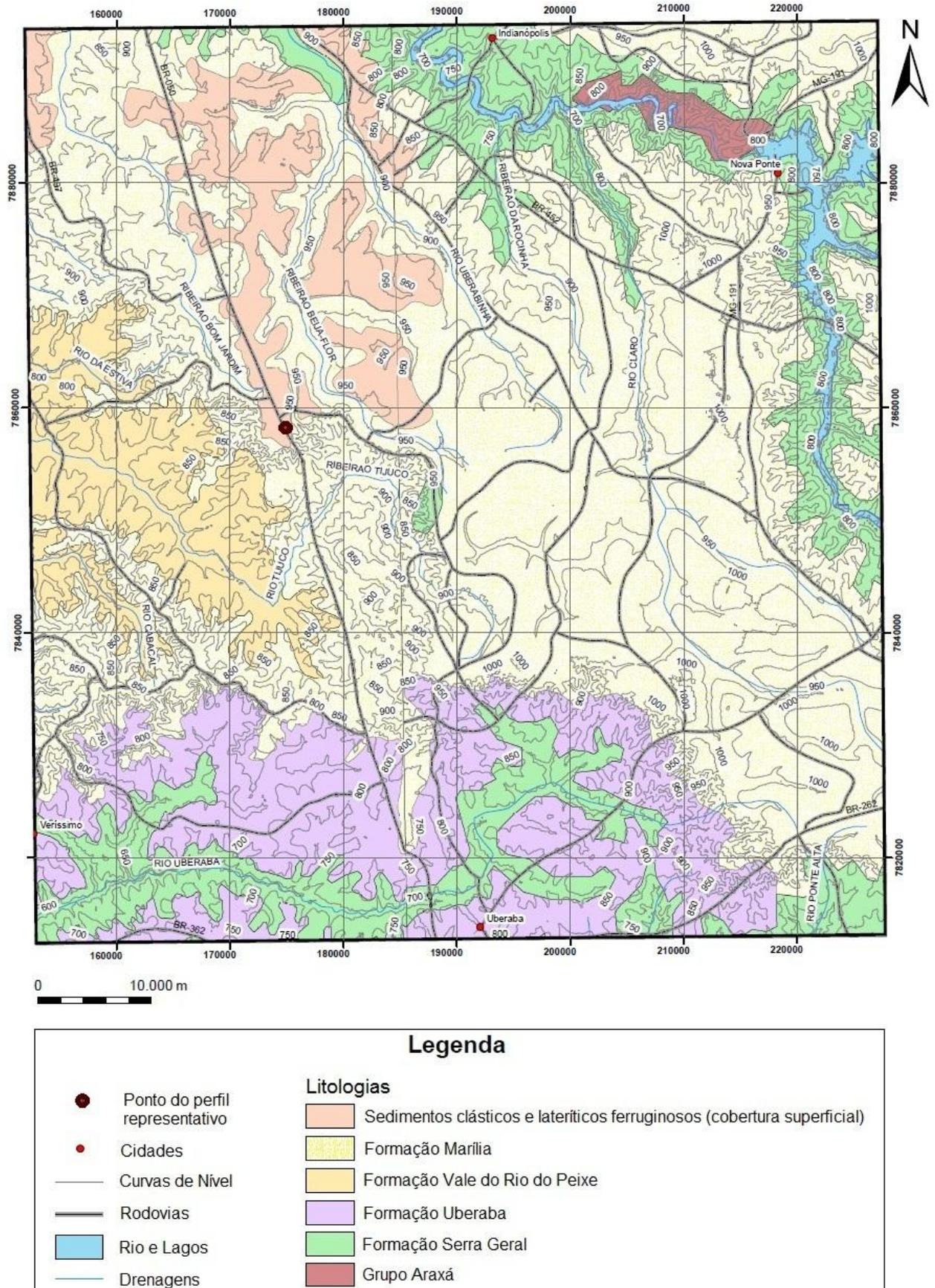


Figura 4: Mapa geológico da área de estudo. Notar o ponto do perfil representativo e os sedimentos ferruginosos. Fonte: COELHO (Projeto FAPESP/ Processo nº 2014/01131-4. Ainda não publicado).

### 2.2.1 Aspectos Fisiográficos

O Triângulo Mineiro insere-se no que Ab'Saber (1971) chamou de “Domínio dos Chapadões Tropicais do Brasil Central”. As elevações de extensão variável possuem topos aplainados e bordas escarpadas constituindo as formas denominadas chapadões e mesas. As encostas exibem estrutura tabular devido à resistência diferencial das camadas superpostas (HASUI, 1967).

O Grupo Bauru no Triângulo Mineiro constitui uma superfície aplainada de cerca de 1.000 m de altitude, com uma inclinação de cerca de 3m/km para sudoeste. O limite superior da sequência é erosivo, demarcado pelo aplainamento terciário sul-americano e/ou sua posterior dissecação. Essa paisagem é cortada pela existência de amplos vales (SUGUIO, 1973). Esses vales são formados pela intensa erosão fluvial, e alguns chegam a atingir o basalto Serra Geral, que constitui o embasamento da bacia; notável é a expressão morfológica dos basaltos, que são o nível de base para a erosão fluvial (HASUI, 1967).

As lateritas, cuja formação não parece ser recente, formam a parte superior dos chapadões regionais e ajudam na preservação dos topos aplainados (HASUI, 1967). Os chapadões são sustentados pelos arenitos da Formação Marília, sendo que as fácies conglomeráticas e as fácies cimentadas por  $\text{CaCO}_3$  desempenham importante papel (SUGUIO, 1973). Durante a fase do aplainamento terciário, o intemperismo formou importantes coberturas de alteração (MELFI, 1997). As formações rochosas são recobertas por sedimentos inconsolidados do Cenozóico, que ocupam desde o topo das chapadas até os vales fluviais (SANTOS & BACCARO, 2004). Nas chapadas do Triângulo Mineiro predominam solos do tipo Latossolo, Gleissolo, Podzólico e Cambissolo, distribuídos de acordo com a topografia (EMBRAPA, 1982).

A vegetação que predomina no Triângulo Mineiro é o cerrado. Na fisiografia da região distinguem-se dois tipos de vegetação: um arbóreo, formado por árvores pequenas (3 a 6 m), separadas por distâncias de 3 a 4 m; e um herbáceo, que dificilmente ultrapassa 0,50 m de altura, em que as gramíneas crescem em tufos isolados. Essa vegetação, principalmente desenvolvida sobre terrenos sedimentares, permite grande permeabilidade e formação de lençol freático profundo (SUGUIO, 1973), o que favorece a formação de extensas áreas hidromórficas (SANTOS & BACCARO, 2004).

O clima da região é tropical, caracterizado pela alternância de duas estações: uma chuvosa (durante o verão) e outra seca (no inverno). De acordo com a classificação climática de Köppen, pode-se interpretar o clima do Triângulo Mineiro como predominantemente Aw, cuja definição é “clima tropical de savana com estação seca no inverno”, onde a temperatura média do mês mais frio do ano é superior a 18°C e a precipitação no inverno é inferior a 60 mm em pelo menos um dos meses desta estação (SÁ JÚNIOR, 2009). Quanto ao paleoclima, o que reinou durante a sedimentação foi o regime semi-árido no início, que depois passou a ser úmido, de regime tropical (SUGUIO, 1973).

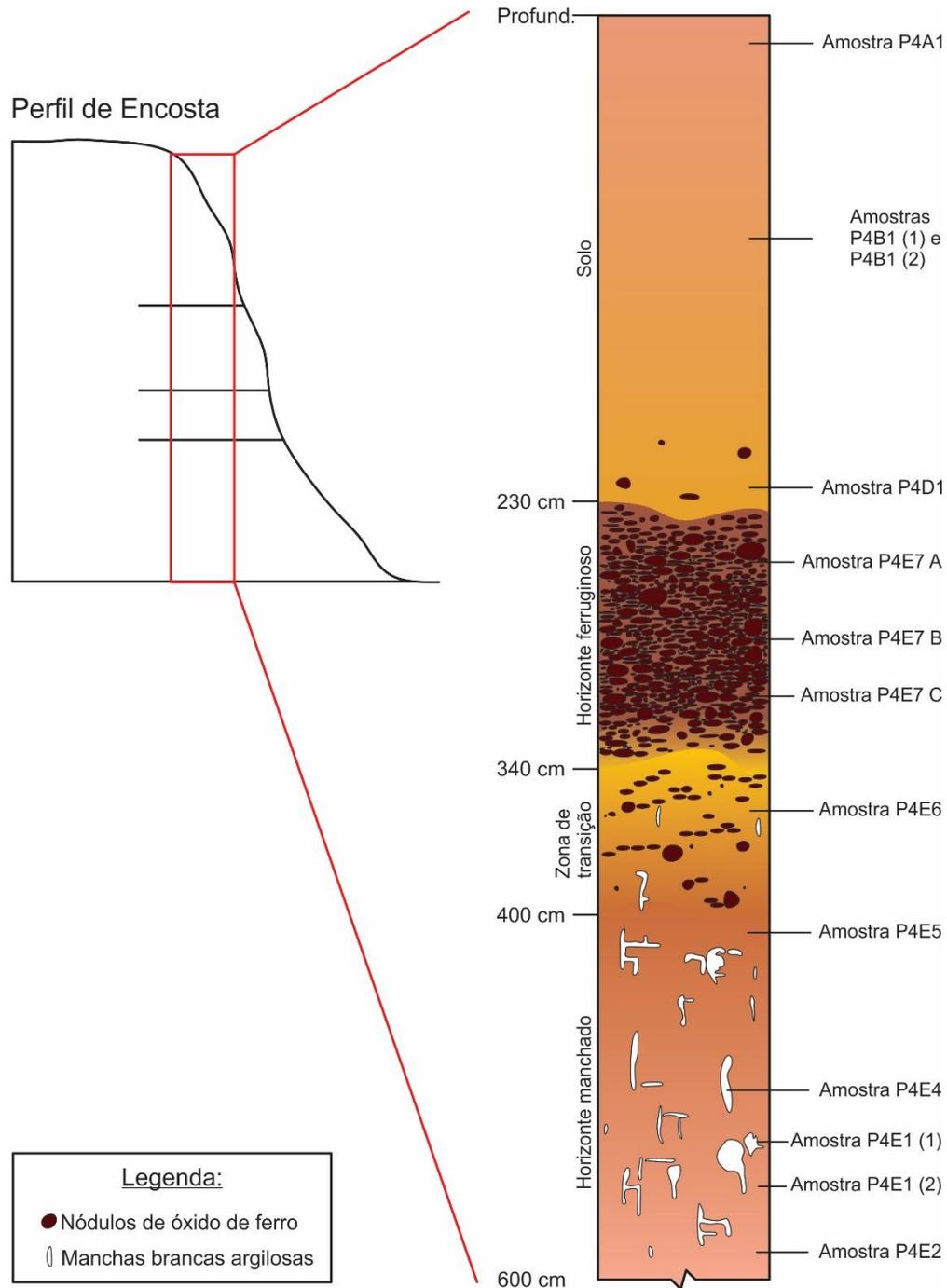
### **3. MATERIAIS E MÉTODOS**

O trabalho foi desenvolvido em etapas de campo e de laboratório.

Foram realizados três dias de campo, em fevereiro de 2016, onde selecionou-se um perfil representativo da alteração do Membro Serra da Galga, cujo afloramento é um corte de beira de estrada com aproximadamente 6 metros de altura e apresenta uma sequência completa de horizontes de alteração que atende aos objetivos da pesquisa. O perfil apresenta quatro horizontes bem marcados, que foram descritos e amostrados. A descrição macromorfológica das continuidades e descontinuidades entre os horizontes pedológicos e dos volumes de alteração permitem a interpretação inicial sobre a evolução. A partir das descrições foram coletadas amostras com estruturas indeformadas para confecção de lâminas petrográficas (figura 5), e deformadas para análises granulométrica, química e mineralógica.

Para a coleta de amostras indeformadas foram feitos os seguintes procedimentos: alisou-se a parte desejada do perfil, escavou-se ao redor e por trás da amostra dando-lhe forma grosseiramente, encaixou-se uma caixa de madeira da medida da amostra, escavou-se a parte de trás da amostra e, por fim, cortou-se o pedaço retirando do local cuidadosamente.

As amostras deformadas foram coletadas por meio de raspagem do perfil de alteração e tradagem manual realizada até quatro metros de profundidade.



*Figura 5:* Representação esquemática do perfil de alteração com localização das amostras indeformadas, coletadas para a confecção de lâminas.

Dentre os métodos de laboratório, detalhados adiante, estão confecção de lâminas e análise petrográfica em microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura (MEV), difratometria de raios X e fluorescência de raios X.

- **Confecção de lâminas e análise petrográfica:** foram confeccionadas lâminas polidas dos horizontes e estruturas representativos do perfil que permitem interpretar a alteração e neoformação mineralógica e a evolução dos materiais. As amostras indeformadas e friáveis foram impregnadas com resina araldite e confeccionadas seções delgadas de 3 x 5 cm. A descrição foi feita em microscópio petrográfico Zeiss Axioskop 40 com câmera fotográfica Canon de 5.0 megapixels (Departamento de Petrologia e Metalogenia/UNESP). A impregnação e a preparação das seções delgadas foram feitas na UNESP-Rio Claro, nos Laboratório de Análises de Formações Superficiais (LAFS) e Laboratório de Laminação da UNESPetro.

- **Microscopia eletrônica de varredura (MEV):** análise ultramicroscópica que visa detalhar as alterações mineralógicas primárias e as fases mineralógicas secundárias. Foi feita em MEV JEOL, modelo JSN 5600 LV, acoplado a um sistema de microanálises por raios-X Noran, disponível no Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), UNESP-Rio Claro.

- **Difratometria de raios X:** usada para caracterizar as fases cristalinas presentes nas amostras, ajudando na identificação das fases primárias e secundárias. Foram analisadas as amostras total e a fração argila (amostras naturais normal) separada previamente por análise granulométrica. Foi usado um difratômetro Phillips, modelo Expert PW 3710 (NUPEGEL) operado com potencial de 40 kV, com uso de monocromador para a eliminação da radiação  $K\beta$  e fonte de Cu (radiação  $K\alpha$ ,  $\lambda=1,54186 \text{ \AA}$ ) e varredura com passo de  $0,02^\circ$  ( $2\theta$ ) e tempo de acumulação de 10 segundos por passo.

- **Fluorescência de raios X:** usada para determinar a concentração dos elementos maiores e traços presentes nas amostras. As análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do DPM/UNESP.

## 4. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

### 4.1 LATERITAS

A definição de laterita proposta por Schellmann (1981) é aceita por inúmeros autores: é um produto de intenso intemperismo subaéreo, no qual o teor de Fe e/ou Al é maior que o da rocha-mãe apenas caulinizada, enquanto o teor de Si é menor. No entanto este conceito não é aceito por alguns autores (como por exemplo, BOURMAN & OLLIER, 2002), que afirmam que a definição de Schellmann não engloba as lateritas formadas por movimentação lateral do perfil. A interpretação de laterita ainda é muito ampla e inclui o que é chamado de bauxita, ferricrete, duricrostas, couraças, carapaças, formações nodulares, além de horizontes ricos em argilominerais (caulinitas), todos estes comumente endurecidos. O primeiro trabalho a se referir à laterita foi de Buchanan (1807), na Índia (apud NAHON & TARDY, 1992). No Brasil, tem sido objeto de estudo de múltiplas pesquisas no âmbito da geoquímica, metalogênese e pedogênese (BOULANGÉ et al., 1987).

As lateritas são formadas durante longo tempo geológico sobre superfícies continentais estáveis, onde o intemperismo químico é predominante ao físico (BOULANGÉ et al., 1987). O intemperismo químico é essencial para o transporte de íons e posterior concentração de bens minerais, produzindo enriquecimento secundário de minerais metálicos (BIGARELLA et al., 1994). As formações lateríticas caracterizam-se pela acumulação de produtos residuais de alteração e pedogênese, são frequentemente endurecidas e constituídas por caulinita e óxidos e hidróxidos metálicos, que formam as couraças ferruginosas, bauxíticas, manganesíferas, níquelíferas, etc. (BOULANGÉ et al., 1987).

Sabe-se que as lateritas formam-se especialmente em regiões de climas tropicais sazonais, onde, dentre os processos químicos intempéricos, a reação de hidrólise é predominante, causando a neoformação massiva de minerais secundários de caulinita e oxihidróxidos de Fe e Al (PEDRO, 1983). A reação começa com a interação da solução com as adjacências do mineral primário ou nos seus interstícios, à medida que a percolação de solução aumenta, os minerais primários vão progressivamente se dissolvendo e liberando elementos para a formação dos minerais secundários. Os minerais secundários mal cristalizados constituem o plasma de alteração (TRESCASES, 1992).

Com o intemperismo ocorre diferenciação vertical do material alterado, e o resultado é a formação de um perfil de alteração com sucessão vertical de horizontes (STOOPS & SCHAEFER, 2010). Em um perfil típico residual (*in situ*), da base para o topo, os horizontes são: rocha sã, saprólito (grosso e fino), horizonte manchado, horizonte nodular de Fe e Al, e solo (figura 6) (TRESCASES, 1992).

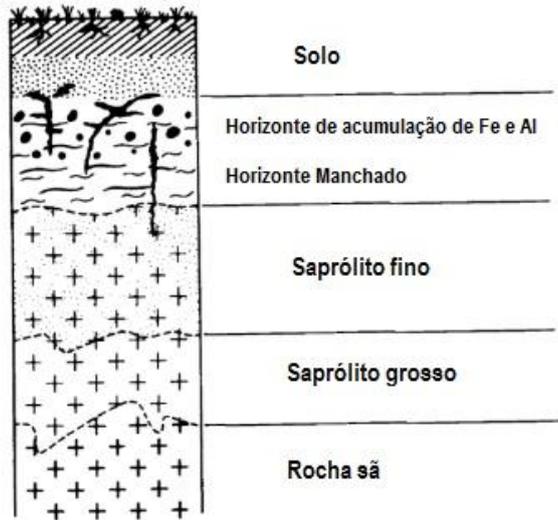


Figura 6: Representação esquemática de um perfil laterítico típico. Fonte: modificado de TRESCASES, 1992.

A evolução de solos envolve processos progressivos e regressivos de pedogênese, ou seja, não há etapa final de desenvolvimento. Tardy (1993) afirma que o processo dos materiais lateríticos é dinâmico e que pode haver degradação destas couraças.

No Brasil, as condições favoráveis à formação de lateritas existiram e ainda existem em muitas regiões e, como consequência, estes depósitos metálicos supergênicos (principalmente de bauxita) são muito abundantes (MELFI, 1997). As lateritas são presentes em quase 75% do território brasileiro (exceto no extremo norte e no Rio Grande do Sul), e muitas possuem camadas endurecidas (MELFI, 1997).

## 4.2 MICROMORFOLOGIA DE SOLOS E ALTERAÇÃO

As organizações de um perfil de alteração são, de maneira geral, identificadas em campo, e a microscopia óptica permite examiná-las em escala maior e identificar microestruturas e constituintes, que são as frações areia e silte (denominadas de esqueleto), fração argila (denominada plasma) e poros, os quais formam o fundo matricial (CASTRO, 2008).

Os objetivos da micromorfologia, além de reconhecer os constituintes dos solos, são estabelecer relação entre estes, e avaliar a dinâmica genética e evolutiva dos solos a fim de esclarecer sua origem, evolução e comportamento (CASTRO, 2008). Com relação à geologia, a micromorfologia de solos possui aplicações na geotecnia, no estudo de depósitos supérgenos e filiação entre rochas e suas alterações (CASTRO, 2008). É necessário lembrar que o mineral primário original e seus produtos secundários sempre estão geneticamente associados (DELVIGNE, 1998).

A micromorfologia é uma técnica de laboratório que não exclui o estudo de campo. É preciso relacionar a amostra com a paisagem e a geologia em que está inserida e, posteriormente, associá-la com o perfil estudado e o horizonte em questão. Essa técnica permite a comparação de estruturas e texturas que continuamente mudam ao longo do perfil, e esclarece a mútua relação destas com a evolução da paragênese mineralógica no espaço, e se possível no tempo. Além disso, a micromorfologia possibilita classificar as estruturas observadas de acordo com a origem: origem petrológica (características herdadas da rocha-mãe), origem secundária (características adquiridas da alteração dos minerais primários), e origem pedológica (microtexturas desenvolvidas pela pedogênese) (DELVIGNE, 1998).

### 4.2.1 Organizações micromorfológicas

Para a descrição dos constituintes dos solos, alguns conceitos são fundamentais. A organização morfológica forma-se por unidades de organização, as quais são constituídas por fundo matricial, feições pedológicas e agregados (figura 7). O fundo matricial, por sua vez, é formado por poros, esqueleto e plasma. As feições pedológicas são representadas por cutãs, pedotúbulos, glébulas, etc. Os agregados são aglomerados de partículas que podem ser constituídos por vários agregados menores, ou podem ter seu próprio fundo matricial e feições pedológicas (CASTRO, 2008).

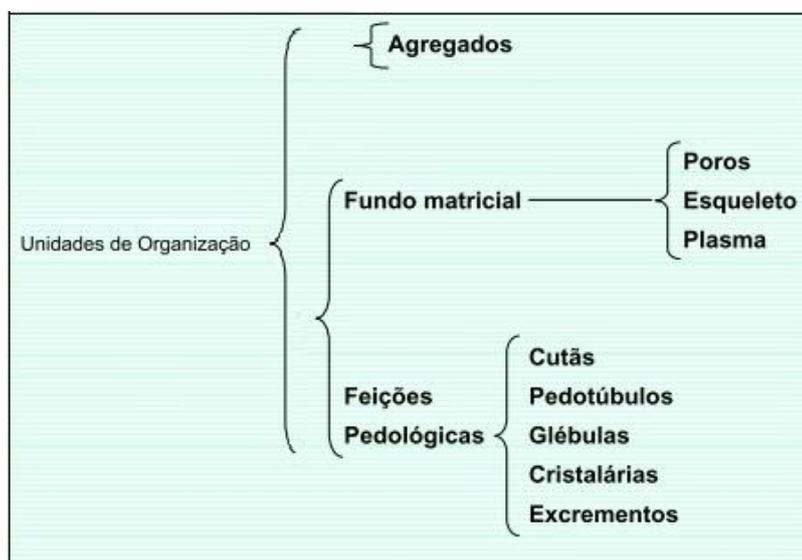


Figura 7: Unidades de organização do solo. Fonte: modificado de CASTRO, 2008.

A textura de um material pedológico é dada pela relação das frações dos constituintes (relação C/F – *coarse/fine material*), de acordo com Bullock et al. (1985).

A trama, em micromorfologia, exprime o tipo e o grau de organização (arranjo) dos constituintes do material. Por isso contempla a distribuição relativa dos minerais. A classificação de Stoops & Jongerius (1975) é a mais usada atualmente, e identifica cinco tipos de trama: mônica, enáulica, gerúfica, quitônica e porfírica (figura 8).

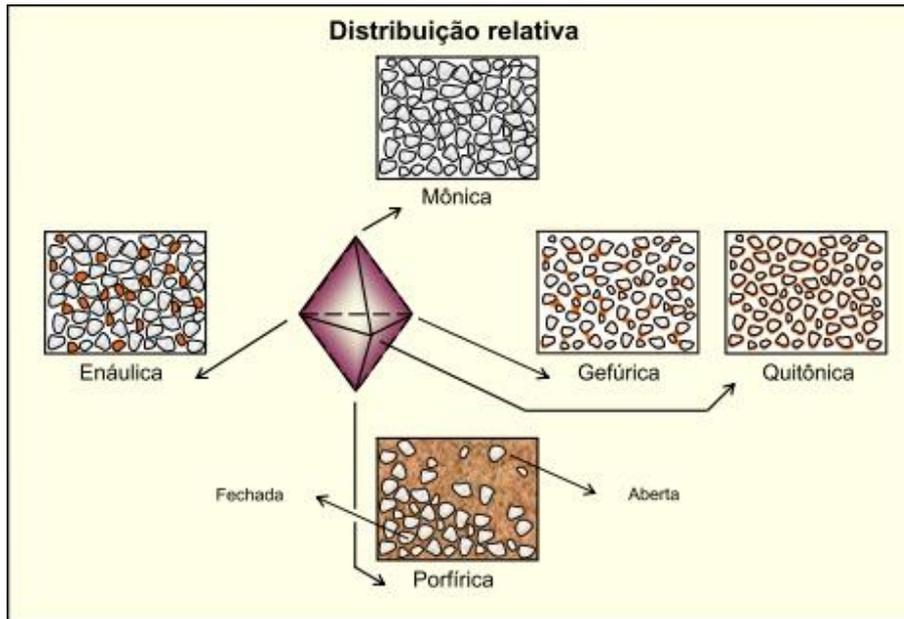


Figura 8: Tipos de distribuição relativa (trama), de acordo com o padrão de Stoops & Jongerius (1975). Fonte: CASTRO, 2008.

De maneira geral, a trama mônica é considerada como o estágio inicial da alteração. Adição de material fino pelo intemperismo gera as tramas enáulica, quitônica e gerúfica, a depender da composição do material. E por último forma-se trama porfírica (STOOPS et al., 2010). Diferentes tipos de trama podem ocorrer juntos (STOOPS & JONGERIUS, 1975).

Estrutura, em micromorfologia, possui amplo conceito e já teve muitas definições. Stoops et al. (2010) denominam as feições mônica, enáulica, gerúfica, quitônica e porfírica como microestruturas pedológicas. Podendo assim, unir ambos os conceitos.

#### 4.2.2 Plasma e Esqueleto

Denomina-se plasma as partículas menores que 2,0  $\mu\text{m}$ , granulometricamente classificadas como fração argila. Pode ser constituído por argilominerais, sais solúveis, óxidos, hidróxidos e matéria orgânica (CASTRO, 2008). Brewer (1964) propõe um sistema de classificação de plasmas de acordo com a orientação das partículas, no qual há dois grupos: plasmas assépicos e sépicos. Os plasmas assépicos são aqueles que não possuem orientação definida, enquanto que os plasmas sépicos possuem. Nessa classificação há subdivisões menores e, dentre os plasmas sépicos, encontra-se um subgrupo denominado oosépico, onde a orientação é forte e contínua com forma esférica.

Neste trabalho, o plasma em escala microscópica é denominado de matriz ao considerar a escala macroscópica.

Esqueleto são partículas maiores que 2,0  $\mu\text{m}$ , granulometricamente classificadas como areia ou silte, constitui-se de minerais primários (quartzo, feldspato, etc.), embora em alguns casos certas feições pedológicas podem ser abundantes e se comportar como esqueleto (nódulos).

## **5. RESULTADOS E DISCUSSÕES**

Nesta etapa serão descritos e discutidos os resultados dos métodos utilizados, com base nos dados recentes e em pesquisas relacionadas. Primeiramente, tem-se a descrição macroscópica do perfil de alteração, seguida pela descrição microscópica, em que é possível analisar os minerais primários e secundários, assim como as microestruturas. Logo adiante, discute-se os resultados das análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV), e a constituição química do perfil, através dos resultados de difratometria de raios X e fluorescência de raios X.

### **5.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA**

O perfil apresenta quatro horizontes bem definidos: horizonte manchado, zona de transição, couraça ferruginosa e solo (figuras 9 e 10).

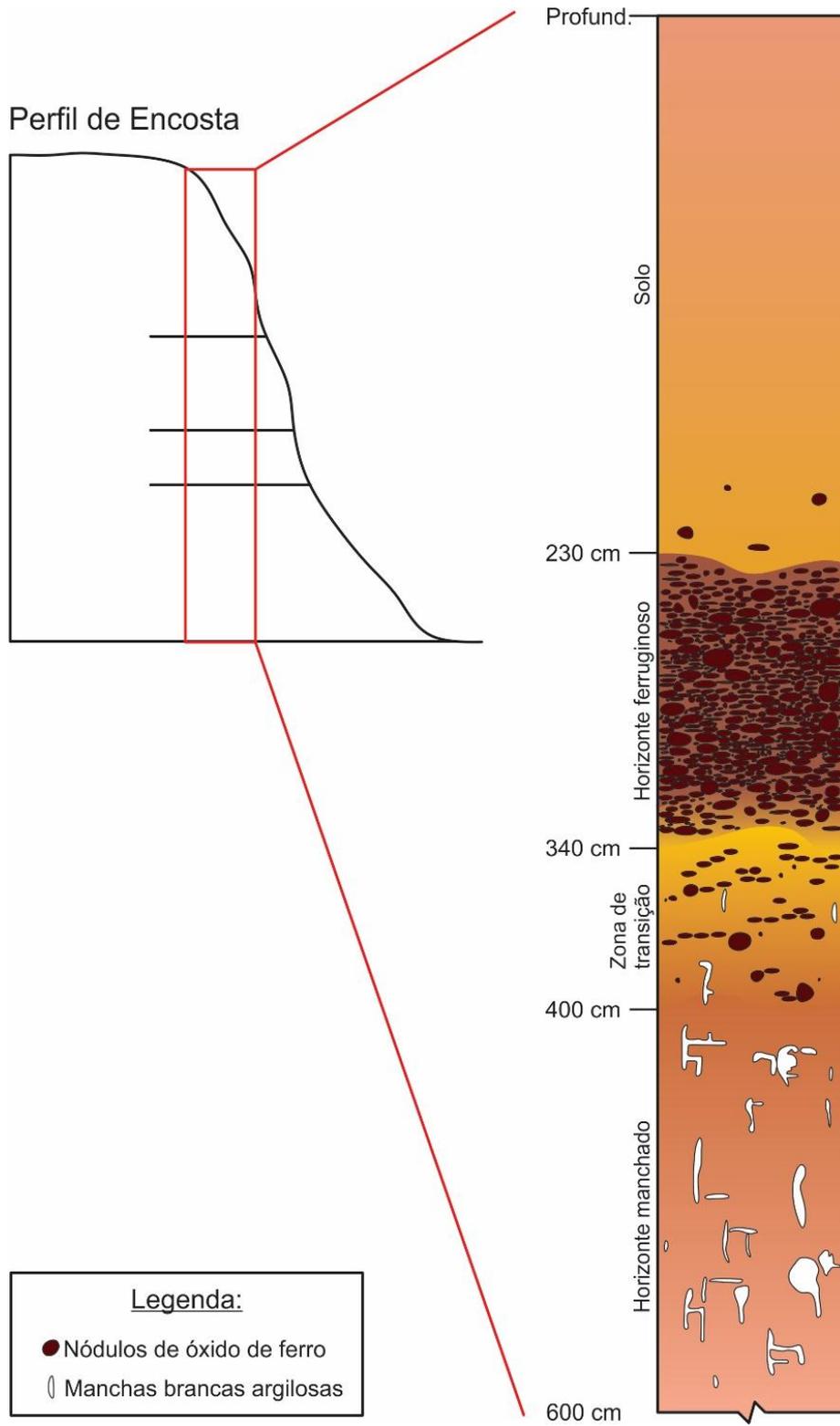


Figura 9: Representação esquemática do perfil de alteração do Membro Serra da Galga.



*Figura 10:* Perfil de alteração apresentando os três horizontes de base.

A base do perfil representa o saprólito do arenito, é friável e contém cristais de quartzo mal selecionados com granulometria muito fina a grosseira; o arranjo dos grãos é desordenado. Não se observam, a olho nu, cristais de feldspato potássico nem de plagioclásio. A alteração da rocha é avançada, por isso é difícil caracterizar a cor original do arenito com base nesse perfil. A estrutura sedimentar primária não é nítida, porém em alguns locais é possível deduzir sets de estratificações tabulares. A matriz possui coloração creme avermelhada/ocre e é friável. Também associado a este horizonte observa-se matriz branca, distribuída de forma irregular e isolada, ou formando retículos isolando matriz vermelha com núcleos endurecidos, tal feição é muito abundante no saprólito, e forma manchas que variam desde 0,5 cm até 20 cm de largura. Tais manchas são concentrações de caulinita, e possuem contato abrupto com a matriz (figura 11), porém algumas vezes nota-se matriz amarela entres as fases vermelha e branca.



*Figura 11:* Contato abrupto entre as matrizes branca e avermelhada. Horizonte manchado.

Na zona de transição entre o horizonte manchado e a couraça, a matriz é mais argilosa e a cor amarela é mais sobressalente, há formação de pequenos microagregados. Há nódulos ferruginosos isolados em meio a matriz, os quais são, ou muito duros de cor vermelha escura, ou friáveis vermelhos (figura 12). A matriz branca diminui de quantidade e de tamanho. É possível observar uma fina camada amarela entre as manchas brancas e a matriz, porém a predominância ainda é o contato abrupto. Ocorrência de manchas avermelhadas mais ferruginosas.



*Figura 12:* Nódulos ferruginosos isolados em meio a matriz mais amarela. Zona de transição.

O horizonte ferruginoso com couraça constitui-se de uma camada extremamente dura composta por níveis ferruginosos e nódulos de cor vermelha muito escura, por vezes marrom, que variam de 0,5 cm a 7,0 cm de diâmetro. Alguns possuem borda avermelhada, menos friável do que aquelas do horizonte abaixo. Este material com concentração ferruginosa sustenta a camada. Há cristais de quartzo mal selecionados e desordenados. Localmente os nódulos são orientados de forma que parecem estar de acordo com a estrutura horizontal do arenito, porém como não há um padrão regular de distribuição não se pode caracterizar essa feição como generalizada; contribuem para este aspecto grãos de quartzo cimentados por óxido de ferro e a presença de nódulos alongados horizontalmente. Entre essas feições aparecem matrizes amarelas vivas e vermelhas friáveis.

O contato da couraça ferruginosa e o horizonte superior é abrupto. O horizonte sobreposto à couraça é friável, vermelho pálido e quartzoso. Pode ser classificado como solo devido a maior interação que apresenta com a superfície: águas meteóricas, bioturbação e atuação de raízes.

O horizonte manchado e argiloso da base do perfil continua em profundidade. O contato da matriz branca com as outras matrizes é mais nítido e abrupto. Os níveis alternam-se entre matrizes mais brancas e vermelhas com indicação mais acentuada da estrutura horizontal do

arenito. Há mudança de textura à medida que se aumenta a profundidade, com bandas mais arenosas e bandas mais argilosas. A partir de aproximadamente 3,0 m abaixo da superfície as amostras são claramente mais arenosas, contendo cristais de quartzo de granulometria muito grossa e matriz branca/cinza-clara. A descrição foi feita por tradagem manual.

## 5.2 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO MICROSCÓPICA

Foram analisadas 13 seções delgadas de amostras indeformadas e orientadas, referentes aos horizontes do perfil de alteração: horizonte manchado, zona de transição, couraça ferruginosa e solo (figura 13).

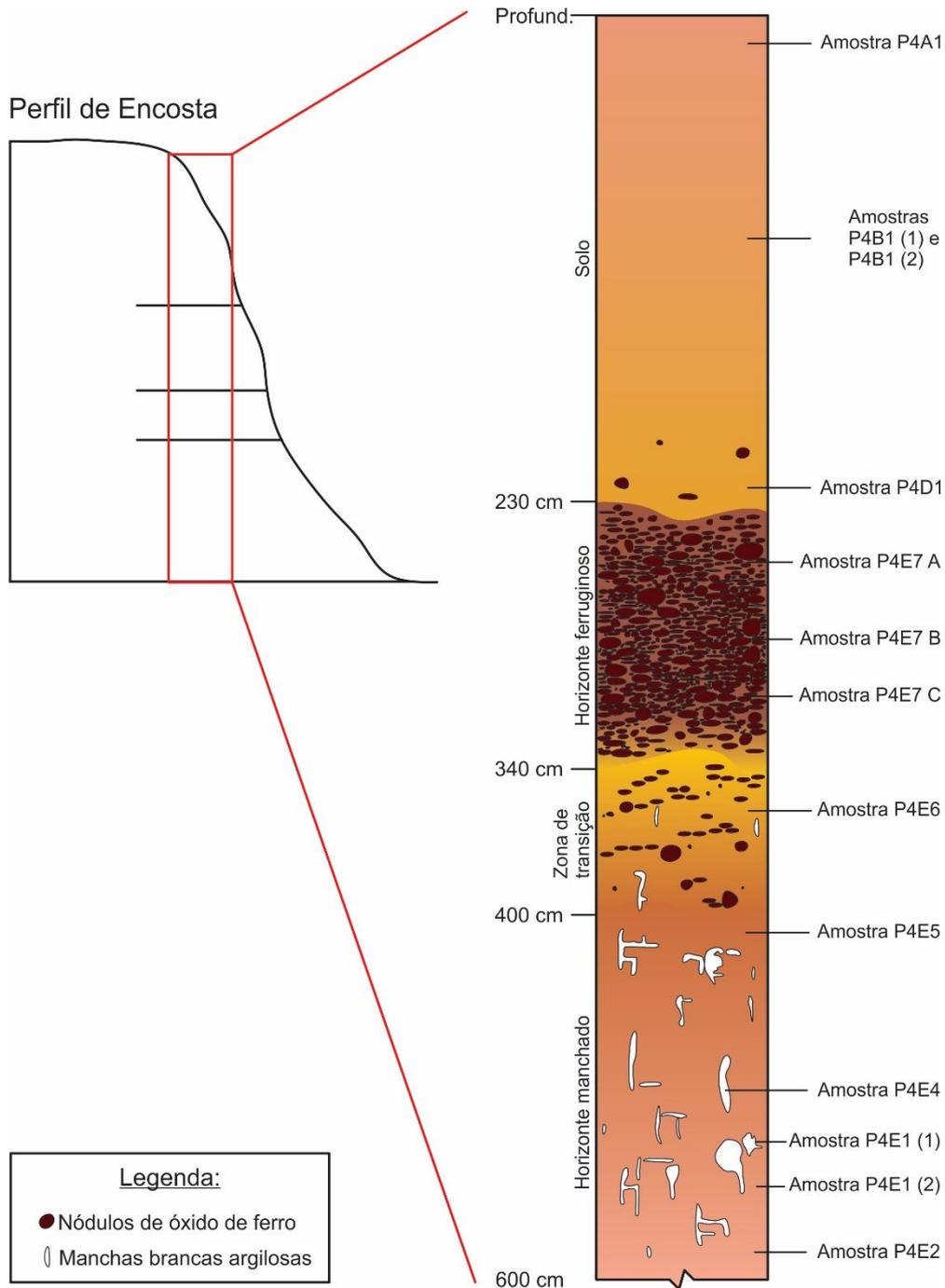


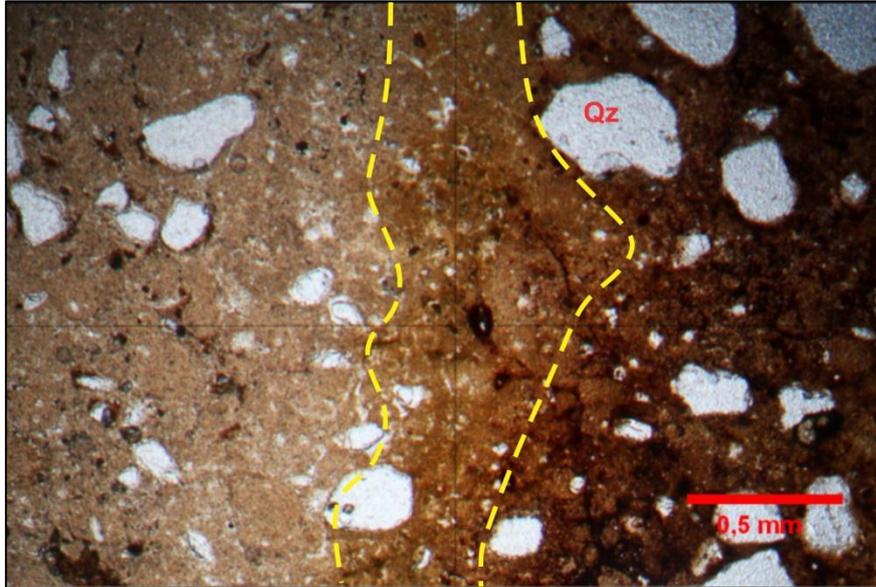
Figura 13: Perfil esquemático com localização das amostras.

### 5.2.1 Horizonte Manchado

Consiste-se em um horizonte com grande variação na coloração da matriz. Observações microscópicas sob nicóis paralelos mostram plasmas argilosos e ferruginosos frequentemente misturados, e as mudanças na coloração são devidas às concentrações relativas dos diferentes plasmas, variando do bege ao vermelho, isto é, de plasmas mais caulíníticos aos mais ferruginosos, respectivamente. Essa mudança de cores se reflete nas amostras de mão e lâminas a olho nu. Ambos os plasmas são formados pela alteração dos minerais primários do arenito (plasmas neoformados), no entanto uma parte do plasma argiloso é original da rocha-mãe, pois o Membro Serra da Galga é caracterizado por ter fácies de arenito argiloso (SUGUIO, 1973).

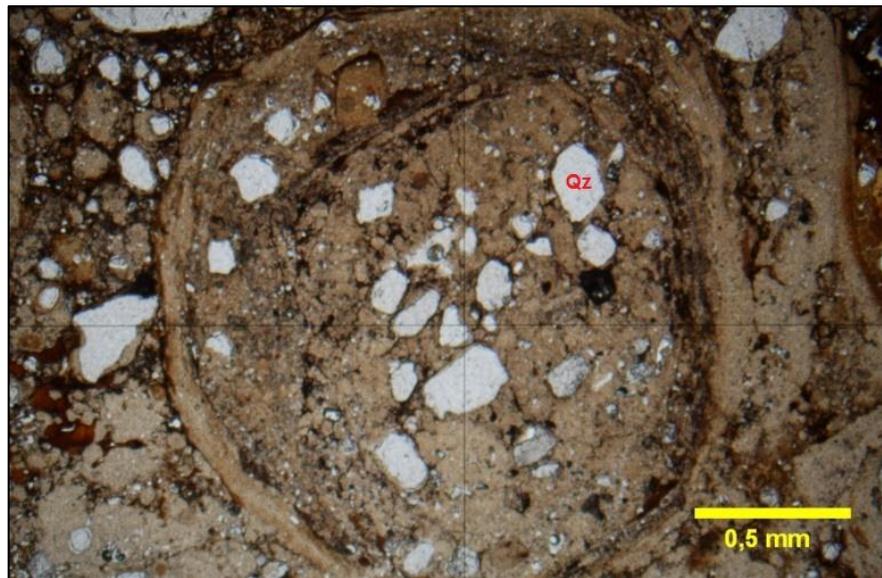
Na maior parte do horizonte manchado o plasma não possui orientação e é opticamente isotrópico (em termos de birrefringência), constituindo um plasma asséptico de acordo com a definição de Brewer (1964). Há porções com o plasma levemente orientado (plasma séptico), que sob nicóis cruzados tem orientação acentuada, sendo perceptível a presença de estrias, denominadas por Castro (1998) de “separações plásmicas”. Essa orientação é resultante de estresse causado pela alternância de um perfil ora seco ora úmido (AMBROSI & NAHON, 1986), possivelmente originado pelo hidromorfismo ocorrente na região de estudo.

Como descrito anteriormente, por todo o horizonte manchado há manchas associadas a diferentes matrizes (plasmas). Amostras do mesmo horizonte apresentam plasmas bastante distintos em lâminas, há porções muito ferruginosas (amostras P4E1 (1) e P4E5 – consultar descrição de lâminas em apêndice) e outras muito argilosas (amostra P4E4). A transição entre o plasma caulínítico para um mais ferruginoso (hematítico) origina um plasma amarelo e/ou laranja, constituído de mistura de argila e hidróxido de ferro (goethita) (AMBROSI & NAHON, 1986). É comum o contato entre os plasmas ser caracterizado por uma fina camada de plasma goethítico (amostras P4E1 (1) e P4E2) (figura 14). Porém os minerais primários possuem as mesmas características independentes do plasma predominante.

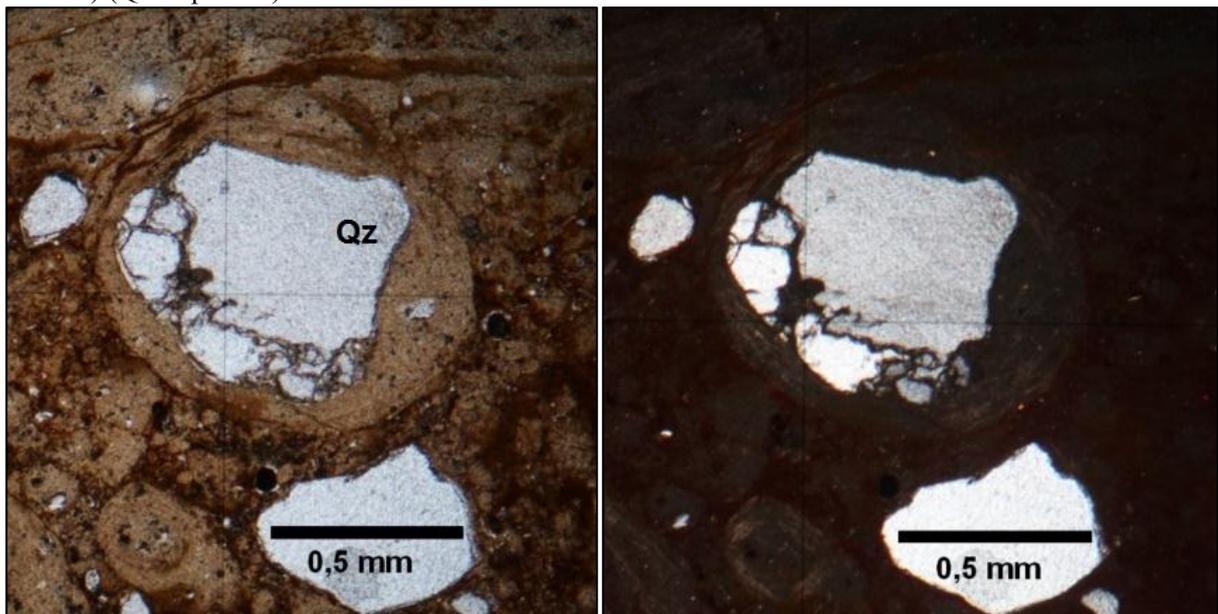


*Figura 14:* Transição do plasma caulínítico (esquerda) para o caulínítico-hematítico (direita). Notar a fina camada de plasma goethítico (alaranjado) no contato (Qz = quartzo). Amostra P4E1 (1).

Nódulos desferruginizados de diversos tamanhos (alguns chegam a ser perceptíveis na lâmina a olho nu – amostra P4E5) estão presentes em todas as amostras do horizonte manchado, e são facilmente reconhecidos pela forte orientação concêntrica do plasma, denominado de plasma oosépico (figura 15). O padrão de orientação forte e contínuo observado nas bordas dos nódulos não se associa às separações plásmicas citadas anteriormente, mas a concentrações plásmicas por acumulações absolutas (CASTRO, 1998). Os nódulos maiores possuem cristais de quartzo no centro e resquícios de plasma hematítico e/ou goethítico, os nódulos menores são formados frequentemente por plasma oosépico no entorno de um único cristal de quartzo (figura 16). Nódulos concêntricos são típicos de regimes sazonais com ciclos secos e úmidos (BREWER, 1964).



*Figura 15:* Nódulo delimitado pelo plasma concêntrico oosépico. Notar resquícios ferruginosos (cores escuras) (Qz = quartzo). Amostra P4E5.



*Figura 16:* Nódulo com o plasma oosépico englobando um único cristal de quartzo (Qz). À esquerda, sob nicóis paralelos; à direita, sob nicóis cruzados. Notar que a orientação é acentuada sob nicóis cruzados. Amostra P4E2.

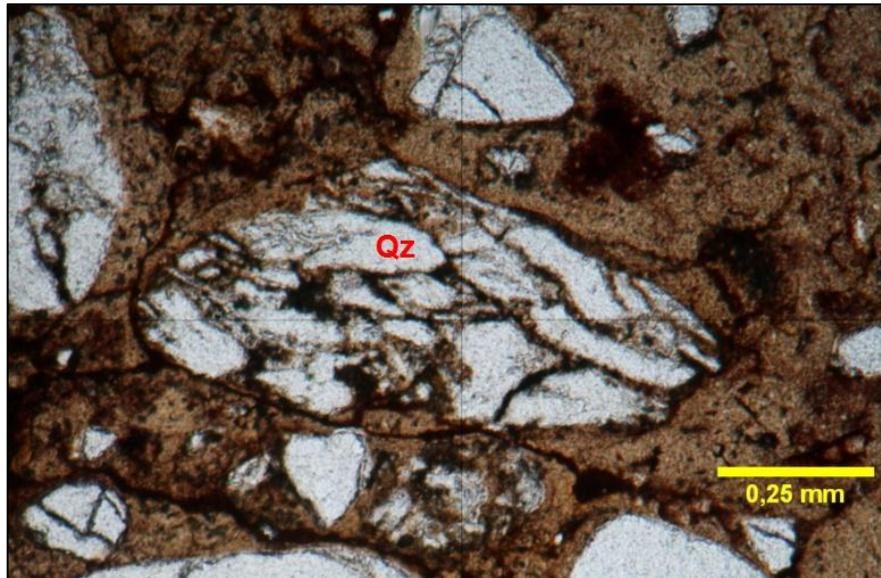
Há muitos poros pequenos preenchidos totalmente por plasma argiloso, porém a presença de cutãs é rara. A argila diminui a porosidade original da rocha depositando-se nos poros; sendo assim, pode-se afirmar que o plasma argiloso neoformado no horizonte manchado não somente é derivado dos minerais primários (acumulação relativa), mas também da circulação e precipitação de soluções nos poros, tratando-se de um produto de transferência, causando acumulação absoluta (AMBROSI & NAHON, 1986). Em alguns locais (amostra

P4E4) observam-se depositados em macroporos muitos microagregados caulíníticos e nódulos ferruginosos alóctones, que se movimentaram no perfil até poderem se acumular em um espaço grande. As fissuras e poros em forma de canal possuem diversos tamanhos e orientações e, quando preenchidos, são destacados por cores vermelhas e laranjas, representantes dos óxidos e hidróxidos de ferro, respectivamente. Stoops et al. (2010) consideram que a concentração de plasma ferruginoso em canais é uma feição de hidromorfismo. Glébulas estriadas são feições pedológicas muito comuns, algumas estão presentes em poros, sendo outra indicação de grande movimentação dos plasmas no perfil de alteração.

Há indícios da estrutura parental do arenito do Membro Serra da Galga, como fragmentos de rocha que conservam texturas e estruturas originais e se encontram englobados no plasma evoluído do perfil de alteração. Tais fragmentos, isolados em meio ao plasma neoformado, são denominados de litorrelíquias, cujo caráter residual está bem evidenciado. Foram conservados provavelmente pela acumulação de ferro no perfil. Em algumas lateritas, o horizonte manchado pode ser um material saprolítico (STOOPS & MARCELINO, 2010). Zauyah et al. (2010) afirmam que em climas tropicais, saprólitos podem ser rapidamente transformados em materiais lateríticos. As características morfológicas de um saprólito são resultado da alteração de minerais primários e de processos como iluviação e neoformação, incluindo a acumulação em poros de óxidos de ferro e argilominerais neoformados; e mesmo sofrendo tais processos, o saprólito é considerado um material que contém estruturas e texturas da rocha sã (ZAUZYAH et al., 2010).

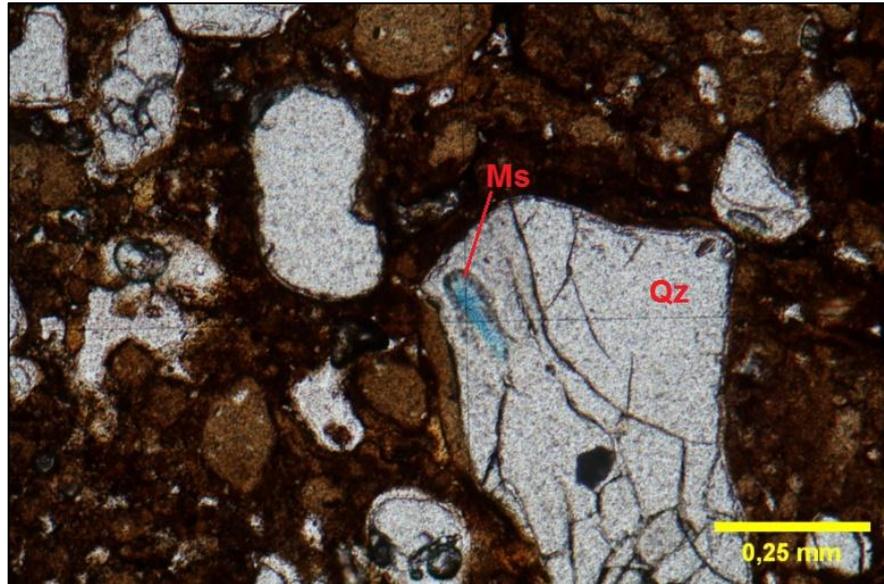
O mineral primário predominante no horizonte manchado é o quartzo. Em todas as amostras os grãos se apresentam mal selecionados, subarredondados a angulosos, e possuem a superfície rugosa devido à dissolução. Tais feições de corrosão no quartzo remetem a intensas condições de lixiviação (LINDBO et al., 2010). O contraste do cristal com a matriz é sempre nítido. Comumente as bordas dos cristais de quartzo são recobertas por uma película argilo-ferruginosa, ou seja, a alteração está causando substituição por plasma neoformado. Vale ressaltar que neste caso a substituição é alóctone e circunda o cristal, sendo assim, tem composição química diferente do mineral substituído: quartzo não contém alumínio ou ferro (DELVIGNE, 1998). Em muitas amostras os grãos de quartzo estão intensamente fraturados; também é frequente observar as bordas dos cristais dissolvidas, criando poros que, assim como as fraturas, podem ou não estar preenchidos por plasma neoformado (figura 17). Trata-se de dispersão de micropartículas de óxi-hidróxidos de ferro que se instalam nos planos de clivagem e fraturas (COSTA, 1991). De acordo com Delvigne (1998) essas fraturas formam um padrão

irregular de alteração que não se associa à estrutura interna do cristal e, portanto, não possui orientação; este aspecto é usual nos grãos de quartzo, pois é um mineral muito homogêneo. Stoops et al. (2010) afirmam que cristais de quartzo com fissuras preenchidas por hematita e argilominerais remetem a formações lateríticas. O quartzo, por ser estruturado exclusivamente por tetraedros de silício, é o mineral mais resistente ao intemperismo e tende a se concentrar nos solos e perfis de alteração (DELVIGNE, 1998).



*Figura 17:* Cristal de quartzo (Qz) com as bordas e fraturas preenchidas por plasma neoformado. Amostra P4E1 (2).

Pequenos cristais lamelares de muscovita e de biotita são encontrados em diversas amostras do horizonte manchado; muitas vezes são inclusões nos grãos de quartzo, o que facilita a preservação (figura 18), embora também apareçam dispersos na matriz. A alteração de ambos minerais é pseudomórfica, sendo possível observar alguns “fantasmas” com alteração linear, ou seja, entre as clivagens do grão, como descrito por Delvigne (1998). A alteração de biotita, mesmo incipiente, torna-se fonte do elemento Fe, o qual é oxidado e liberado da camada octaédrica que estrutura o cristal do filossilicato (WILSON, 2004; ESWARAN & HENG, 1976). É comum goethita se cristalizar em situação interlamelar (BOULANGÉ et al., 1987). Cristais de muscovita são muito mais resistentes ao intemperismo em relação aos cristais de biotita, segundo a sucessão de alteração de Goldich (1938), justificando a maior quantidade de muscovita observada em lâmina. Os cristais de biotita permanecem no perfil possivelmente devido à preservação causada pelo endurecimento da camada ferruginosa.

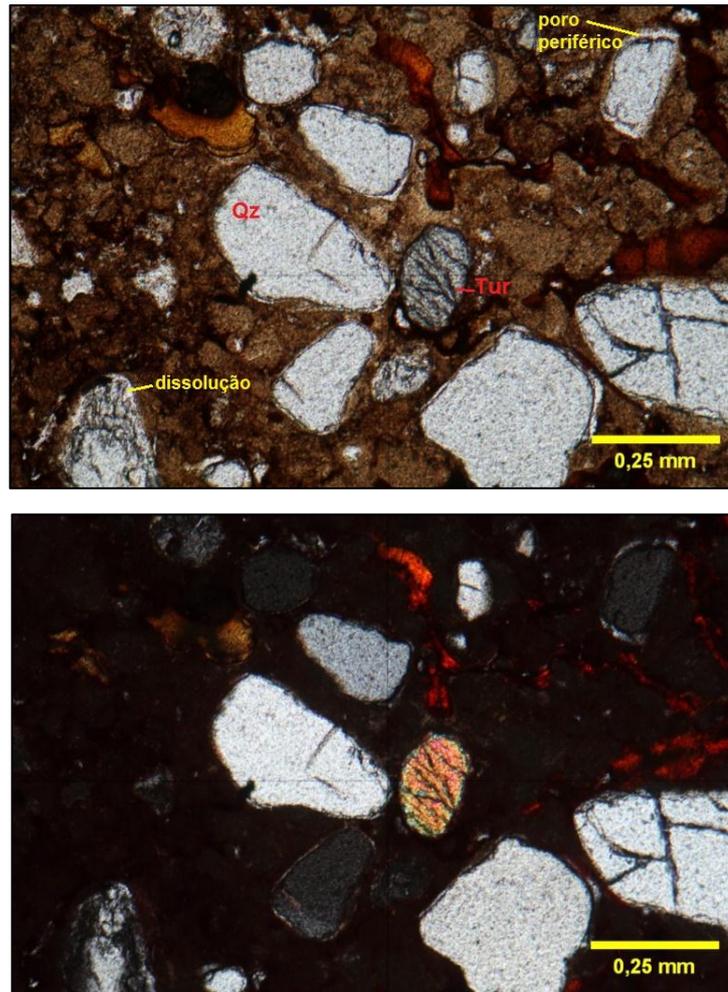


*Figura 18:* Cristal de muscovita (Ms) em inclusão no quartzo (Qz). Amostra P4E5.

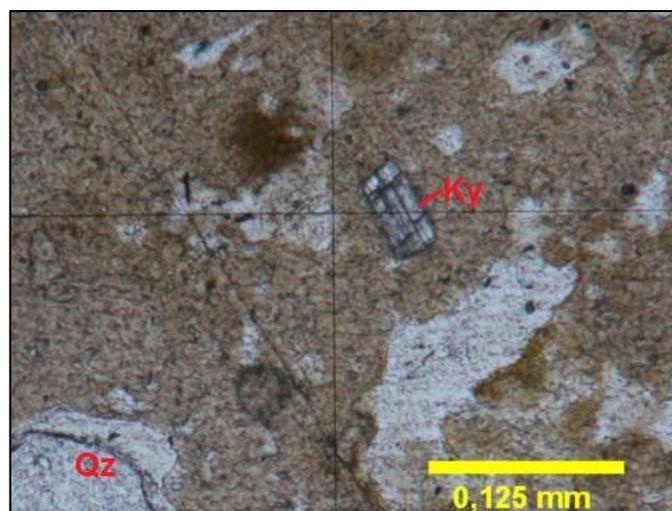
Cristais de turmalina são recorrentes na maioria das amostras do perfil, apresentam hábitos prismáticos e tabulares de diversos tamanhos, e alguns estão muito bem preservados. Em alguns casos a clivagem é destacada pela alteração (figura 19).

Cristais de cianita são comuns, apesar de representarem pequena porcentagem das lâminas, variando de 0,1 a 1,0%. Alguns se mostram alterados, principalmente entre as clivagens do grão (figura 20).

Turmalina e cianita são, segundo Delvigne (1998), minerais pesados altamente resistentes ao intemperismo, e comumente exibem tamanhos e formas muito similares àquelas que possuíam na rocha original (antes de se transformar em detrito para a formação do arenito Serra da Galga), neste caso, as rochas do Grupo Araxá.



*Figura 19:* Cristal de turmalina (Tur) com clivagem acentuada. Notar a dissolução atuante em cristal de quartzo (Qz), assim como a formação de poro periférico causado pela dissolução das bordas. O canal em meio à matriz (canto superior direito) é destacado por oxi-hidróxidos de ferro. Acima: sob nicóis paralelos. Abaixo: sob nicóis cruzados. Amostra P4E5.



*Figura 20:* Cristal de cianita (Ky) com clivagem acentuada em meio ao plasma caulínítico. (Qz = quartzo). Amostra P4E4.

O Membro Serra da Galga é caracterizado por ter arenitos com cristais de feldspato potássico (FERNANDES, 1998), porém estes não são observados em nenhum dos horizontes estudados, permitindo inferir que sua alteração foi completa. De maneira geral, a alteração de feldspatos em saprólitos tropicais resulta em substituição por argilominerais 1:1, tais como caulinita (ZAUZYAH et al., 2010). Delvigne (1998) exemplifica diversas situações, inclusive em condições ferralíticas, em que cristais de feldspato estão completamente alterados, enquanto grãos de quartzo parcialmente dissolvidos ainda permanecem no perfil, possibilitando associar tal situação ao perfil estudado. O ferro mantém-se com altos teores durante a evolução do perfil, sugerindo que à medida que o intemperismo atua sobre a rocha, o Fe presente nos minerais primários é liberado, formando óxidos; como a presença de feldspatos potássicos e plagioclásios é nula, interpreta-se que a principal fonte interna de ferro para o perfil foram estes minerais.

Delvigne (1998) salienta que a extinção dos minerais primários é um forte indicativo de alteração *in situ*: quando cristais de quartzo apresentam extinção ondulante na mesma direção significa que estes sofreram alteração *in situ*. Embora muitos grãos do perfil estudado apresentem extinção ondulante, não há sincronia da direção entre os mesmos tipos de minerais, podendo-se inferir que, neste caso, a alteração é incisiva e o plasma neoformado já movimentou os minerais primários resistentes.

Ao se observar os minerais primários presentes nas amostras do horizonte manchado pode-se concluir que a alteração é diferencial, isto é, não ocorre simultaneamente para todos os minerais, e que os minerais secundários formados dependem do mineral primário do qual derivaram. Com exceção do quartzo, os outros minerais presentes perfazem porcentagem muito pequena das lâminas, a preservação destes associa-se à maior resistência (GOLDICH, 1938), porém o endurecimento causado pelo ferro pode ter sido favorável.

A distribuição relativa dos grãos em meio a matriz (ou trama) é predominantemente porfírica, de acordo com o padrão proposto por Stoops & Jongerius (1975), de modo que os grãos primários se distribuem em matriz de material mais fino (plasma). Também é encontrada trama quitônica, em que os minerais primários são envolvidos por películas de material mais fino. Menos frequentemente há distribuição relativa enáulica (amostra P4E4), em que agregados de material fino estão dissociados dos minerais primários e dispostos nos poros, mas sem preenchê-los.

### 5.2.2 Zona de Transição

O contato do horizonte manchado com a zona de transição é progressivo. O plasma amarelo goethítico é mais abundante e a fração mais fina predomina neste horizonte. Há mais nódulos presentes e estes não estão totalmente desferruginizados, se mostram menos friáveis do que aqueles encontrados no horizonte manchado. Da base para o topo da zona de transição os nódulos aumentam em quantidade, tamanho e conteúdo de ferro, com o plasma se tornando cada vez mais avermelhado. A distribuição relativa dos grãos (trama) é porfírica.

Os minerais primários são os mesmos encontrados no horizonte manchado, porém são menos abundantes e os cristais são menores. Um único cristal de plagioclásio foi encontrado (amostra P4E6), provavelmente outro exemplo de preservação causado pelo endurecimento ferruginoso. Os grãos de quartzo também possuem fraturas preenchidas por oxi-hidróxidos de ferro associados à caulinita. As fraturas podem ser preenchidas por argilas iluviais derivadas da alteração local de cristais de biotita e feldspatos (ZAUZYAH et al., 2010). Frequentemente plasma neoformado recobre cristais inteiros de quartzo, ou seja, o produto secundário substitui progressivamente a totalidade do mineral primário. O rearranjo químico em um perfil de alteração é acompanhado pela troca de elementos, seja em suspensão ou em solução, e o resultado mais visível deste processo, em lâminas delgadas, é a presença de películas de argila em poros ou sobre os minerais primários, e a cristalização de minerais em poros (neste caso, goethita e caulinita) ou em meio a matriz (nódulos ferruginosos difusos) (STOOPS & SCHAEFER, 2010).

Diversos poros arredondados são preenchidos totalmente por argila e há muitos canais em que há iluviação de goethita associada à caulinita, formando glébulas (figura 21). Nas porções em que há mais espaço para os poros observam-se depositados muitos microagregados e nódulos ferruginosos, provavelmente alóctones, sugerindo que são esses macroporos que governam o fluxo dentro do próprio perfil (figura 22) (MCKAY et al., 2005).

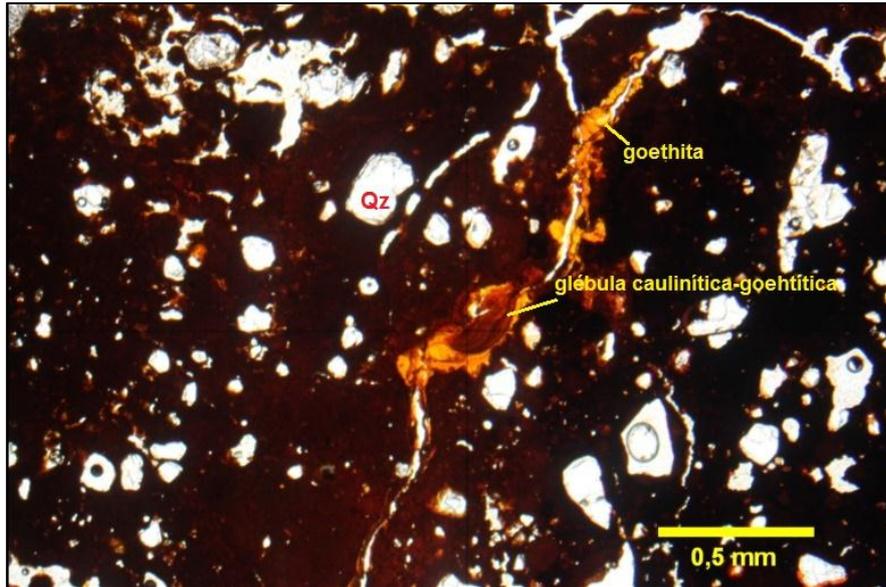


Figura 21: Formação de goethita em canais e iluviação de goethita associada à caulinita (Qz = quartzo). Amostra P4E6.

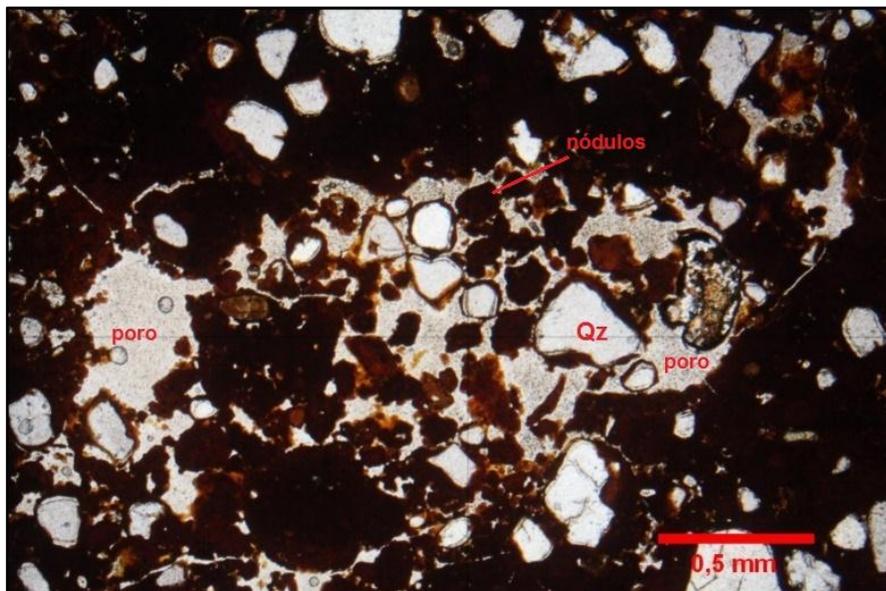


Figura 22: Macroporosidade preenchida por nódulos ferruginosos (Qz = quartzo). Amostra P4E6.

Observam-se vestígios do bandamento original do arenito Serra da Galga (litorrelíquias). Zauyah et al. (2010), afirmam que é possível a estrutura da rocha-mãe ser preservada por depósitos de óxidos de alumínio ou de ferro e, sendo assim, o saprólito é preservado por depósitos de óxidos de alumínio ou de ferro e, sendo assim, o saprólito é transformado diretamente em material laterítico. Ressalta-se que o saprólito é formado por intenso intemperismo *in situ* de uma rocha; é o material em que ainda permanecem características geológicas da rocha sã, tais como estruturas e texturas parentais. Considera-se, na prática, todo material que contém características moderadas da rocha-mãe (MCKAY et al., 2005).

### 5.2.3 Couraça Ferruginosa

O plasma é predominantemente hematítico, com coloração avermelhada a marrom escura; se caracteriza como asséptico, embora usualmente observam-se estrias de plasma séptico. Nas zonas onde hematita é formada, cristais de argilominerais são dissolvidos e substituídos por nódulos ferruginosos; nas zonas onde goethita se precipita, uma nova geração de argilominerais mal cristalizados se forma, coexistindo com a goethita (AMBROSI & NAHON, 1986). Há muitos poros em forma de canais horizontais que, como nos horizontes anteriores, são destacados pela concentração de oxi-hidróxidos de ferro. Há presença de glébulas, tanto nas porções caulínico-ferruginosas como nas mais caulínicas.

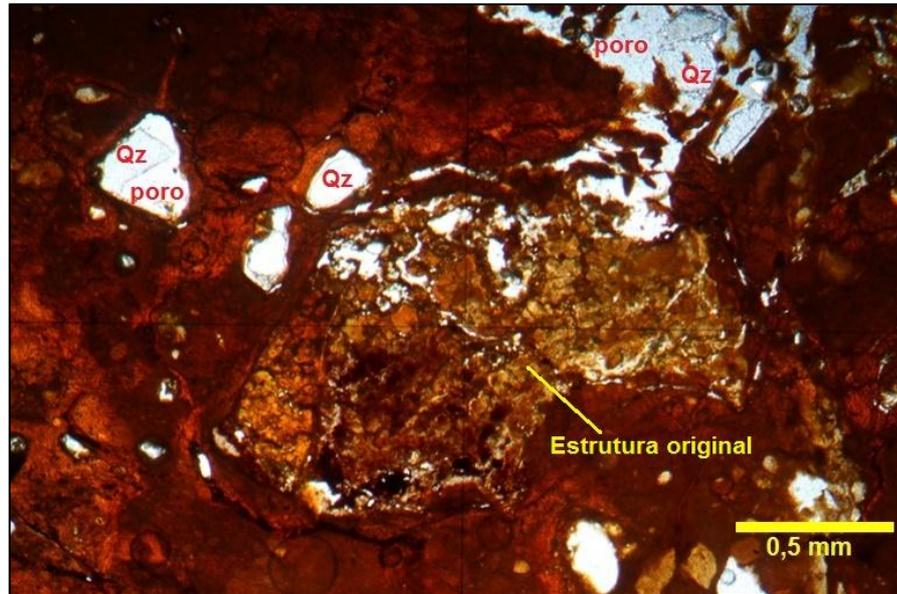
Notam-se vestígios de uma estrutura horizontal (litorrelíquias) presentes em porções da camada ferruginosa, marcada pelo bandamento original do arenito, por canais paralelos ao bandamento e por fragmentos residuais da rocha-mãe (mais resistentes com matriz diferente do entorno) (figura 23); a isso se atribui o endurecimento causado pela acumulação de ferro e, conseqüentemente, preservação de estruturas originais do arenito do Membro Serra da Galga.

Favoráveis a esta hipótese, somam-se as características dos arenitos argilosos, que tendem a ter maior acumulação de ferro, principalmente hematita. Os argilominerais adsorvem íons de oxigênio facilitando a oxidação de ferro ferroso ( $Fe^{2+}$ ) para ferro férrico ( $Fe^{3+}$ ) e, portanto, em zonas argilosas, onde as partículas são menores e mais abundantes, este processo é acentuado (AMBROSI & NAHON, 1986).

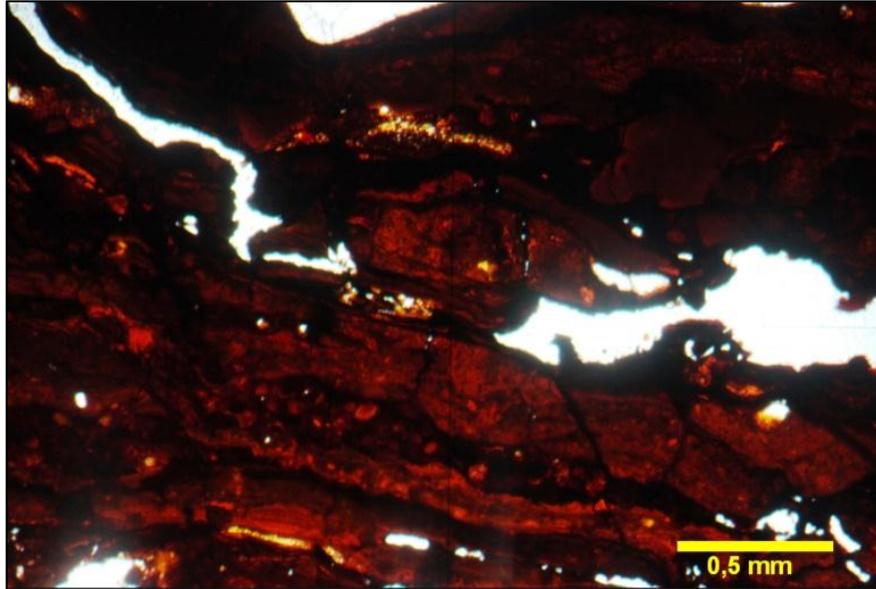
Boulangé et al. (1987) comparam dois perfis de alteração em rochas diferentes (nefelina-sienito e granito) e afirmam que a evolução do perfil de nefelina-sienito é mais rápida devido a maior porosidade que a rocha apresenta em relação ao granito. A porosidade determina diferentes condições na variação do lençol freático para os dois perfis. Na rocha mais porosa o lençol freático sofre rápido rebaixamento, caracterizando baixa lixiviação de produtos; já na rocha menos porosa a dinâmica da água é menor e proporciona flutuações no lençol freático, o que causa mudança na dinâmica do perfil, permitindo maior concentração absoluta de produtos secundários. O fluxo hídrico pequeno (devido aos diminutos poros) cria uma zona de acumulação absoluta; estes depósitos lateríticos conferem a conservação e o aumento da coesão das estruturas originais (BOULANGÉ et al., 1987).

Ao se comparar as fácies arenosas com as fácies argilosas do Membro Serra da Galga, constata-se maior preservação da estrutura original (e *in situ*) dentro das porções argilosas,

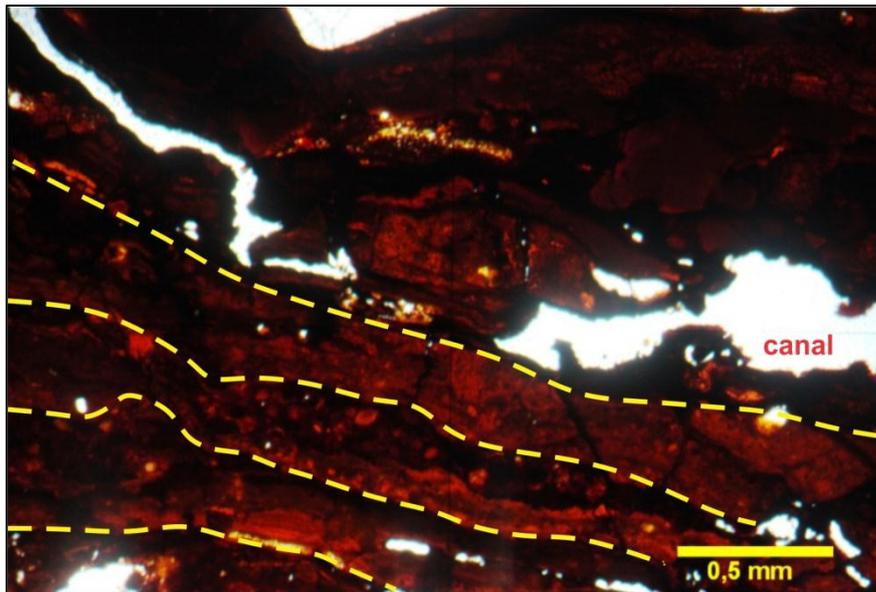
sendo muito difícil, especialmente neste horizonte, diferenciar a argila presente durante a diagênese das argilas neoformadas. Segundo McKay et al. (2005), a litologia parental desenvolve importante papel controlando a frequência de macroporos, e a estratificação original da rocha-mãe forma fraturas e canais que rapidamente são preenchidos por plasmas neoformados; é o que se observa com a recorrência de canais paralelos ao bandamento do arenito argiloso Serra da Galga (figura 24).



*Figura 23:* Litorreliquia da estrutura original do arenito, englobado no plasma neoformado. Amostra P4E7 A (Qz = quartzo).



*Figura 24a:* Vestígio da estrutura original do arenito. Notar o acamamento horizontal e o canal paralelo. Amostra P4E7 A.



*Figura 24b:* Destaque do bandamento do arenito.

### 5.2.4 Solo

As amostras analisadas do horizonte mais superficial apresentam diversas porções com matriz diferente dos outros horizontes. O fundo matricial não possui continuidade, já que os plasmas formam muitos microagregados, que são separados por poros interconectados (figura 25). Os poros constituem grande parte das amostras, chegando a 18% das lâminas. Interpretam-se estas feições como uma maior interação deste horizonte com a superfície (por isso a denominação de solo): águas meteóricas, penetração de raízes e bioturbação são fatores favoráveis à formação dos grandes poros, caracterizando uma evolução do perfil. Ambrosi & Nahon (1986) explicam que ao longo destes poros há reidratação de hematita e, sendo assim, goethita se desenvolve à medida que a porosidade aumenta.

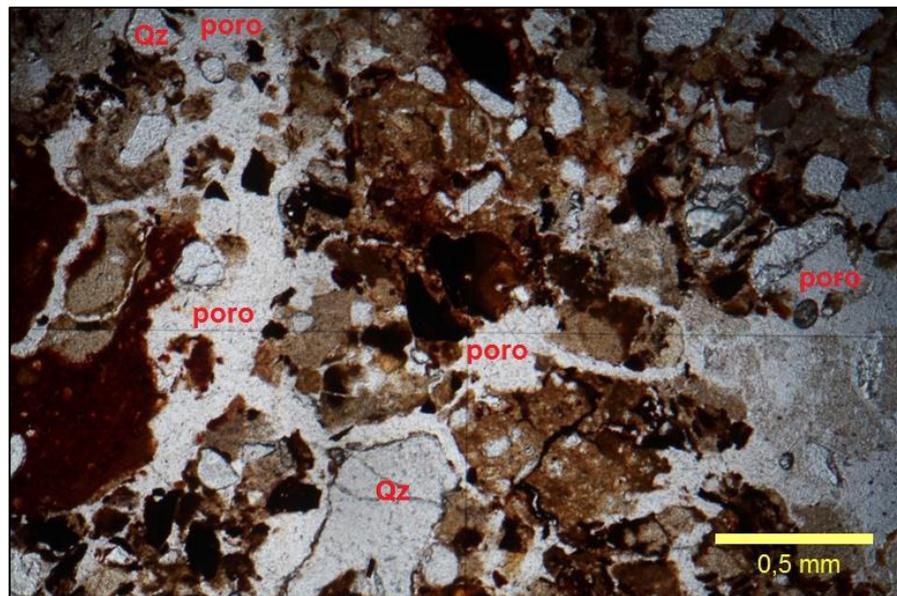
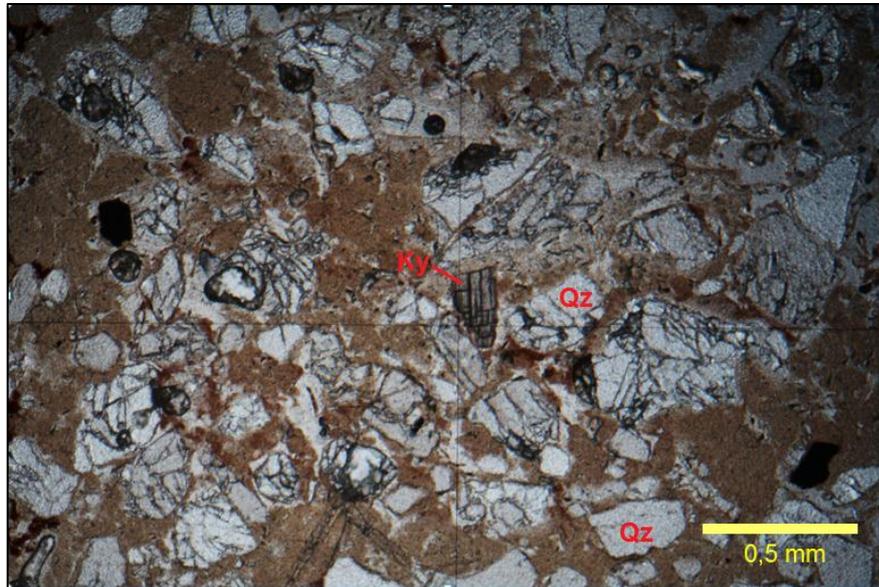


Figura 25: Fundo matricial descontínuo pelos poros interconectados (Qz = quartzo). Amostra P4A1.

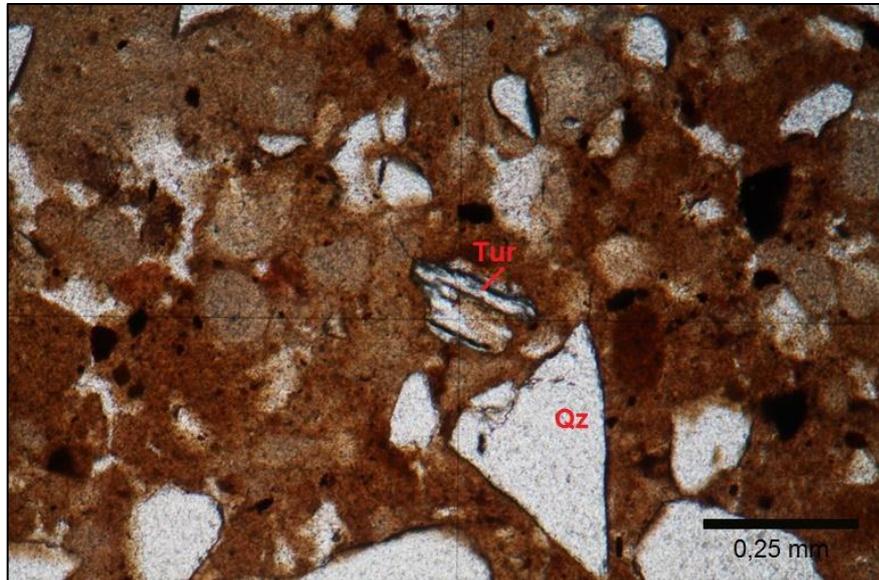
A textura das amostras é mais grosseira, ou seja, o horizonte é mais quartzoso, possibilitando maior fluxo hídrico. Sendo assim, este horizonte superficial pode ter sido mais uma fonte para a concentração absoluta que ocorre na couraça (zona argilosa), através de eluviação dos plasmas pedológicos para o horizonte abaixo.

A matriz neste horizonte foi retrabalhada, porém permanece *in situ*, o que pode ser confirmado pela presença dos mesmos minerais primários existentes nos horizontes anteriores. Os grãos de quartzo também estão parcialmente dissolvidos e fraturados, com a superfície rugosa. Cianita e turmalina exibem o contraste dos grãos levemente menos nítido com relação

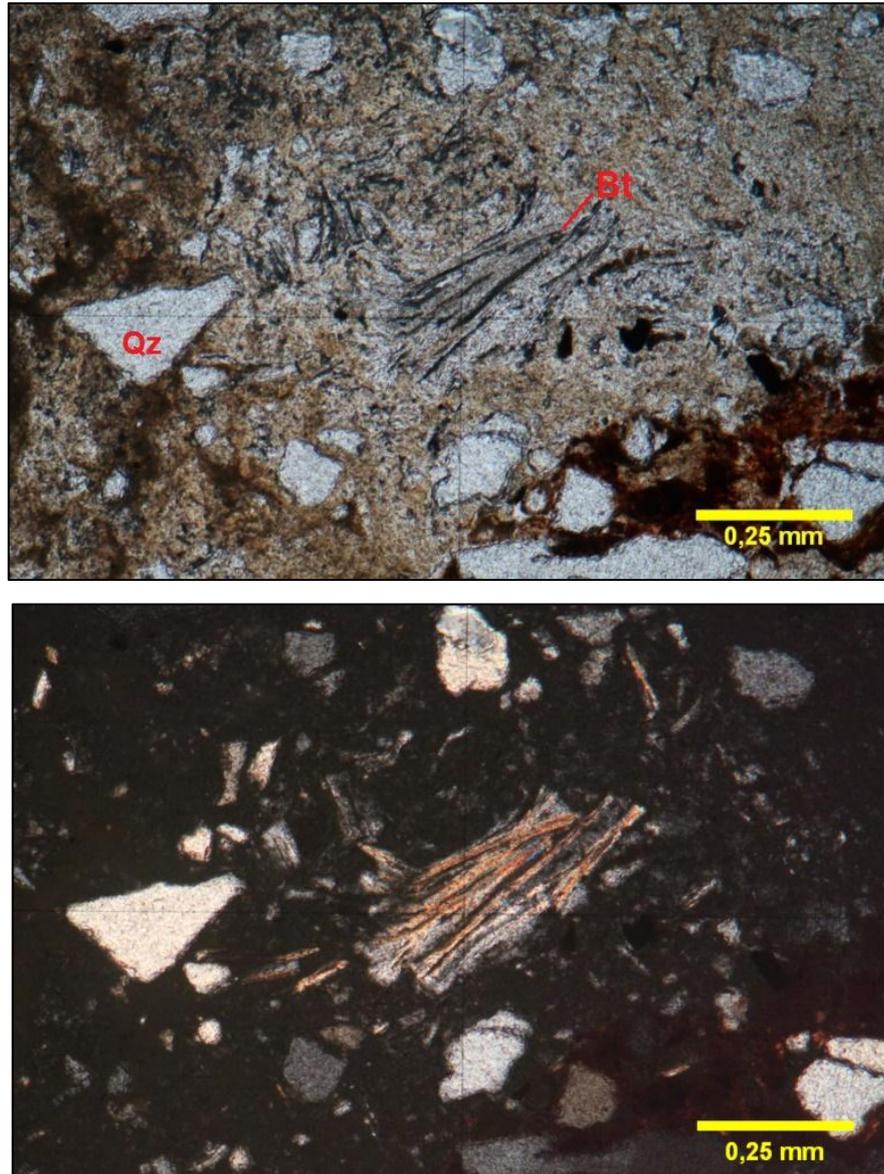
aos outros horizontes (figuras 26 e 27). Há bastantes cristais de biotita e muscovita, ambos minerais com alteração linear expressiva (figura 28).



*Figura 26:* Cristal de cianita (Ky) com clivagem acentuada. Cristais de quartzo (Qz) intensamente fraturados. Amostra P4A1.



*Figura 27:* Cristal de turmalina (Tur) alterado. (Qz = quartzo). Amostra P4B1 (1).



*Figura 28:* Cristal de biotita (Bt) com alteração linear muito marcante. Acima: sob nicóis paralelos. Abaixo: sob nicóis cruzados. (Qz = quartzo). Amostra P4A1.

Há nódulos ferruginosos presentes no topo do perfil de alteração. Alguns se caracterizam por poros periféricos que, associados aos macroporos, evidenciam a degradação superficial do horizonte ferruginoso e do solo. Idéia destacada por Tardy (1993), que explica que o perfil de alteração não possui um ápice de evolução; o desenvolvimento de um perfil é contínuo, e após o máximo de concentração absoluta de elementos químicos, a própria couraça endurecida pode sofrer desmantelamento. Sendo assim, a hipótese de a couraça ferruginosa ser um paleossolo é refutada, pois o intemperismo continua atuante no perfil; aliado a isto, não foram encontradas discontinuidades estratigráficas entre os horizontes, o que sugere uma estreita relação entre eles, desconsiderando a hipótese de paleossolos para este perfil.

Melfi (informação verbal) afirma que litorrelíquias são materiais pouco resistentes ao transporte, mesmo a curtas distâncias, sendo muito raro, portanto, encontrá-las nas formações superficiais alóctones de origem coluvial e aluvial. Quando encontradas nestes tipos de depósitos, são muito heterogêneas, correspondendo à diversidade geológica das possíveis áreas fontes. No perfil de alteração do Membro Serra da Galga há bastantes exemplos de litorrelíquias, inclusive no horizonte mais superficial (figuras 29, 30 e 31), e todas são de mesma natureza ao longo de todo o perfil, evidenciando o caráter *in situ*.

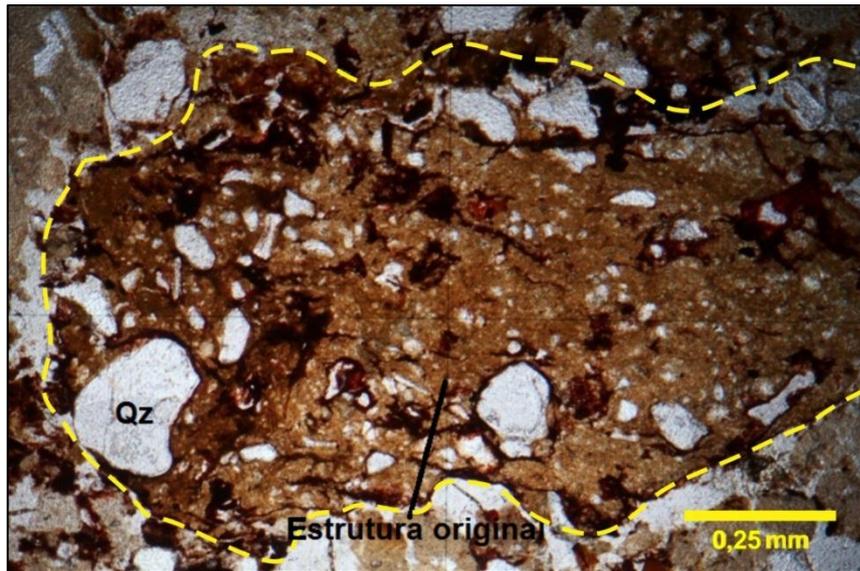


Figura 29: Fragmento da estrutura original do arenito (destacado pelo pontilhado amarelo). (Qz = quartzo). Amostra P4A1.

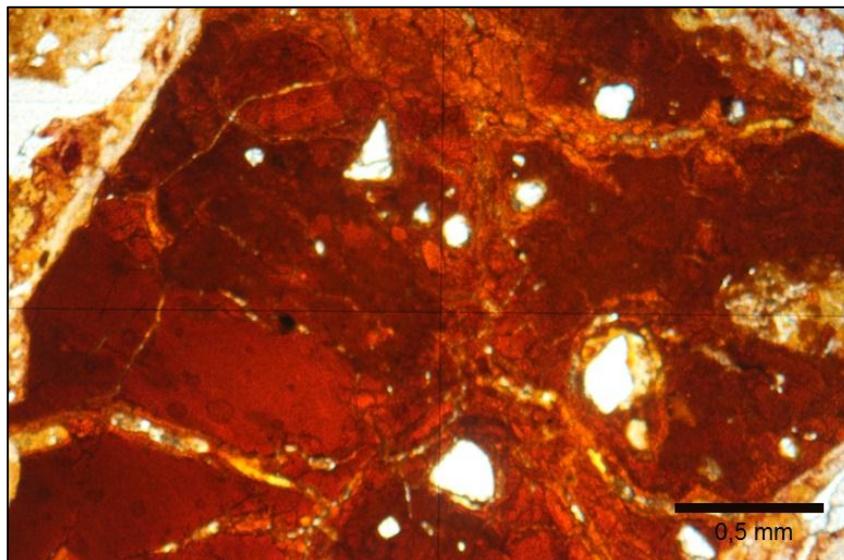
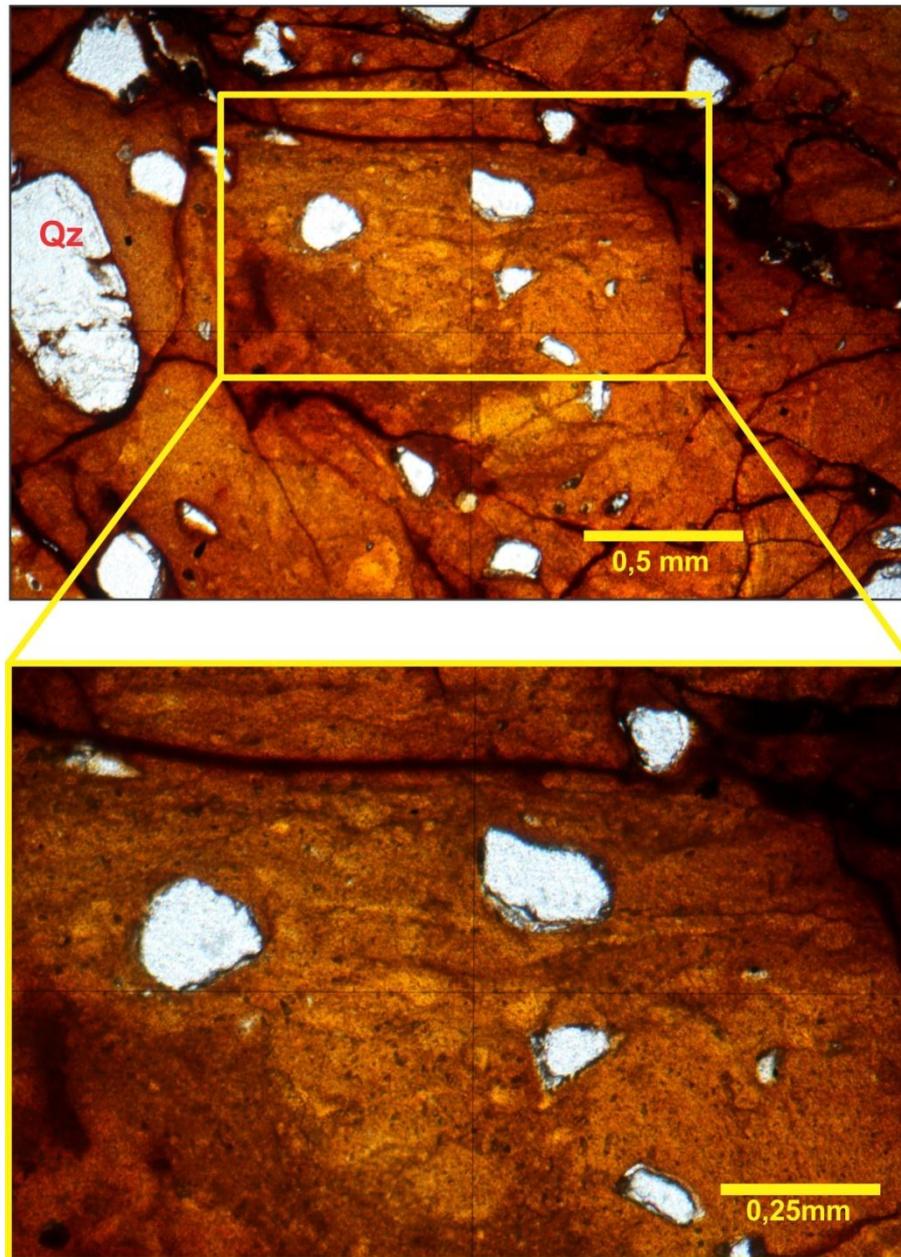


Figura 30: Estrutura original do arenito. Notar ferruginização. Amostra P1B1 (1).



*Figura 31:* Estrutura original do arenito. Abaixo, uma visão detalhada. Notar o bandamento horizontal e o nódulo no centro (Qz = quartzo). Amostra P4D1.

## 5.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

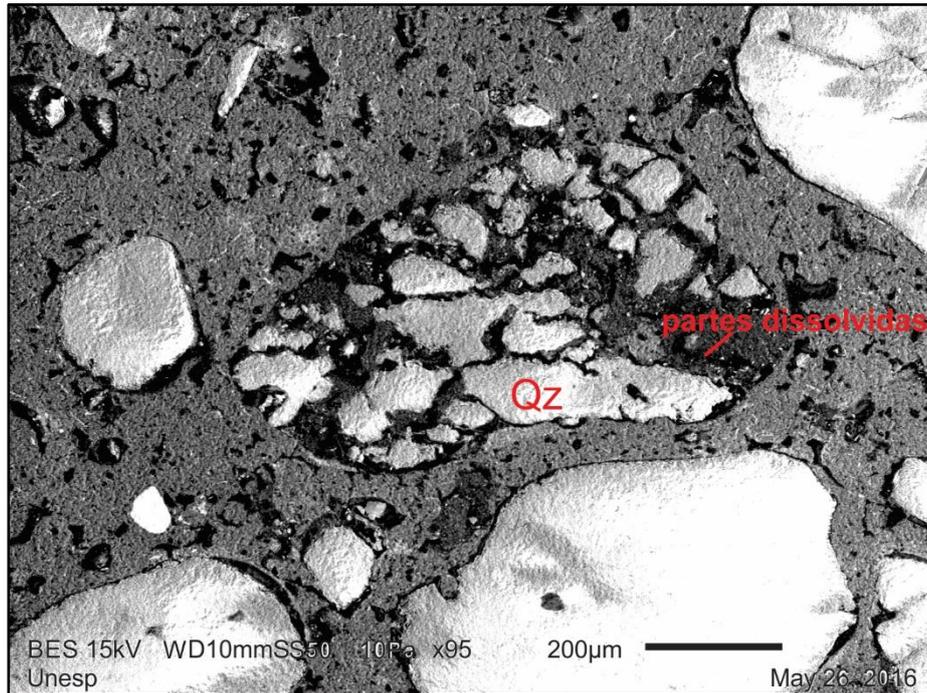
O limite da resolução do microscópio óptico impõe restrições às observações de constituintes muito finos, portanto utilizou-se o método de microscopia eletrônica de varredura (MEV) como complemento para caracterizar química e morfológicamente as amostras laminadas. Foram escolhidas amostras representativas do perfil para esta etapa.

### 5.3.1 Horizonte Manchado

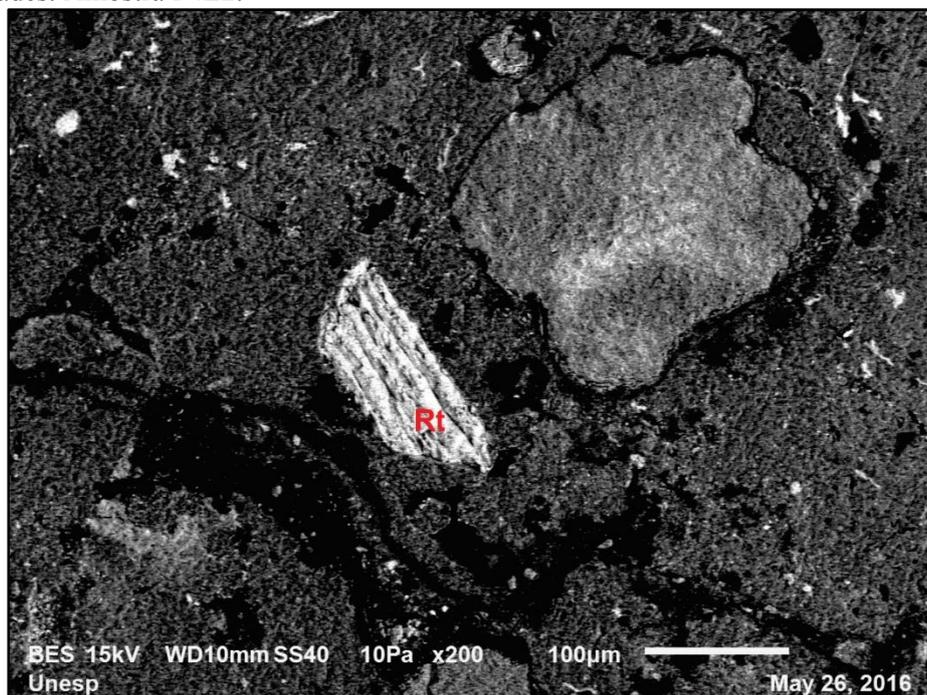
O plasma possui a morfologia bastante homogênea em todas as amostras, se caracterizando pela superfície levemente rugosa. As diferenças de cores observadas em imagens do MEV refletem as diferenças de número atômico dos óxidos e hidróxidos de ferro em relação ao plasma (elementos mais pesados ficam mais claros), porém, independentemente da presença deste elemento químico, a morfologia é contínua, podendo-se inferir que o plasma é constituído primordialmente de argilominerais cauliníticos, e os oxi-hidróxidos são concentrações ferruginosas secundárias que se misturam posteriormente ao plasma argiloso. Ressalta-se, novamente, que o Membro Serra da Galga é caracterizado por fácies de arenitos argilosos (SUGUIO, 1973), sendo assim, há argilominerais primários e secundários no perfil, sendo muito difícil, mesmo em MEV, particularizar ambas as fases.

A análise química quantitativa por energia dispersiva (EDS), realizada juntamente com o MEV, mostra que os argilominerais presentes têm como principal elemento o alumínio e, dada a estrutura cristalina diminuta e considerando-se o ambiente de clima tropical sazonal da área de estudo, ratifica-se que sejam caulinitas. A técnica EDS considera apenas os elementos químicos presentes, portanto não difere óxidos e hidróxidos e, sendo assim, impossibilita individualizar hematita e goethita.

Cristais de quartzos são presentes em meio a matriz com a superfície parcialmente dissolvida (figura 32). Dentre os minerais primários, encontrou-se um tipo não observado ao microscópio óptico, cristais brancos prismáticos ou tabulares, de diversos tamanhos que, ao estimar a composição química aproximada (através da técnica EDS acoplada ao MEV), exibem elevado teor do elemento titânio, podendo tratar-se de cristais de rutilo. Tais cristais mostraram-se alterados, com a superfície rugosa e a clivagem acentuada (figura 33).

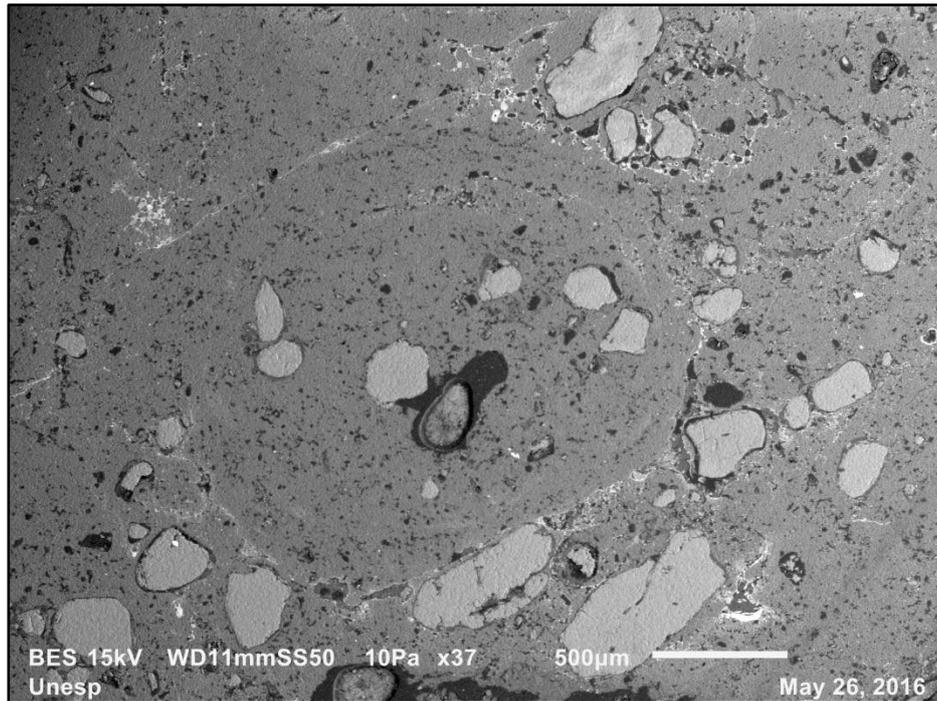


*Figura 32:* Cristal de quartzo (Qz) dissolvido, com plasma neoformado preenchendo porosidades. Amostra P4E2.



*Figura 33:* Cristal de rutilo (Rt) parcialmente alterado. Amostra P4E5.

Mais próximo da zona de transição há nódulos desferruginizados (figura 34), porém a orientação concêntrica do plasma não é tão marcante como ao microscópio óptico, que ressalta as cores.



*Figura 34a:* Nódulo desferruginizado (desprezar bolha no centro: imperfeição da lâmina). Amostra P4E5.



*Figura 34b:* Destaque do nódulo desferruginizado (Qz = quartzo).

### 5.3.2 Couraça Ferruginosa

O plasma se mostra morfológicamente semelhante ao horizonte manchado, e a uniformidade mineralógica do plasma continua a mesma (caulinita), sendo destacado pela concentração relativa de óxidos e hidróxidos de ferro. Posto isso, se deduz que o plasma de alteração é contínuo em todo o perfil e, conseqüentemente, que o intemperismo na área é muito antigo e os plasmas neoformados se homogeneizaram. Essas características são grandes indícios de que o perfil permaneceu *in situ* e não se trata de material coluvionar.

Alguns cristais de quartzo aparecem com coloração diferente do horizonte manchado (figura 35), e a análise elementar (EDS) revela alto teor de ferro juntamente com sílica, além de um valor expressivo de alumínio (tabela 1), indicando que sobre os cristais há uma película de plasma neoformado (caulinítico e ferruginoso). Através da tabela 1 é possível analisar que o plasma do horizonte ferruginoso (ponto 3 da figura 35) contém elevado teor de ferro.

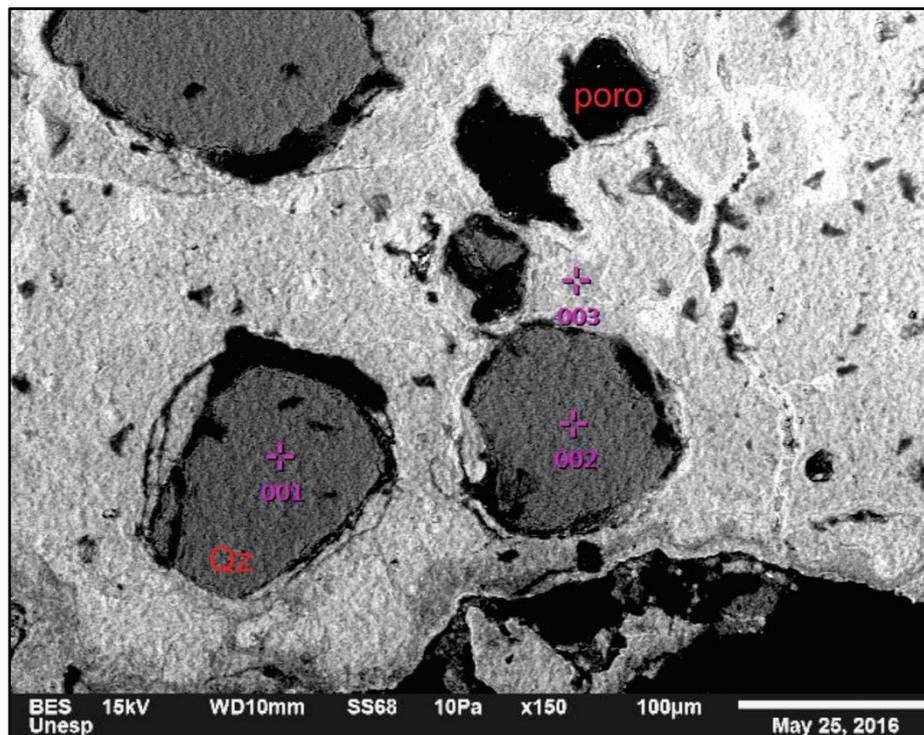
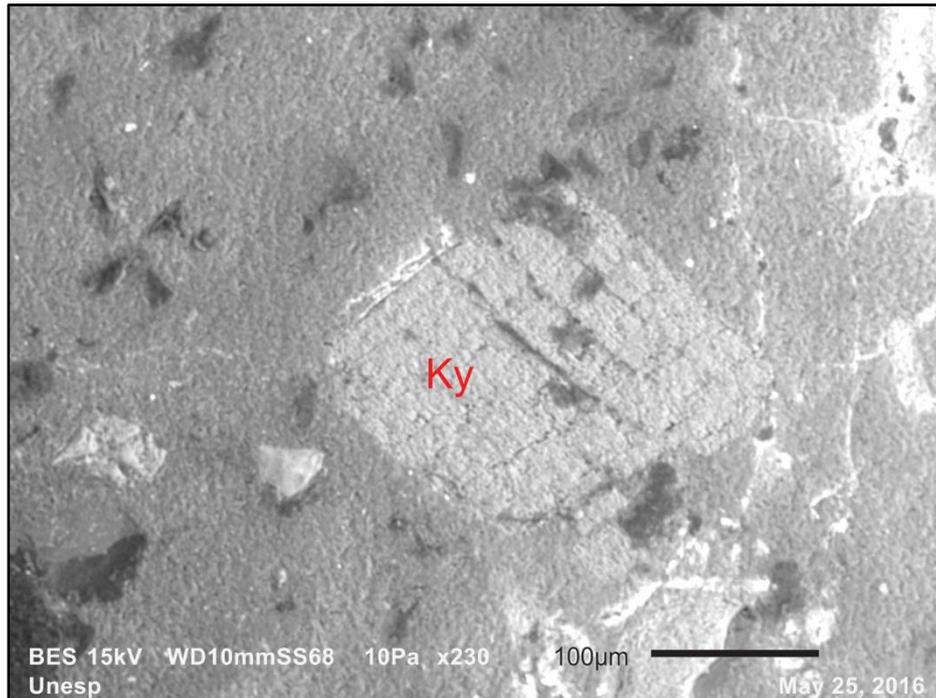


Figura 35: Cristais de quartzo (Qz) com película de plasma neoformado. Amostra P4E7 A.

Tabela 1: Análise por EDS dos pontos 1, 2 e 3 marcados na figura 35.

Análise Quantitativa por Energia Dispersiva (EDS)				
	Fórmula química	%	massa%	mol%
Ponto 1	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.19	2.95	0.66
	SiO <sub>2</sub>	72.48	86.57	9.73
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.33	10.48	2.36
	Total	100.00	100.00	12.76
Ponto 2	Fórmula química	%	massa%	mol%
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.29	3.02	0.68
	SiO <sub>2</sub>	72.35	86.48	9.72
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.36	10.50	2.36
Total	100.00	100.00	12.76	
Ponto 3	Fórmula química	%	massa%	mol%
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.10	17.37	3.29
	SiO <sub>2</sub>	26.83	46.25	4.37
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.08	36.38	6.88
Total	100.00	100.00	14.54	

Observam-se cristais de cianita com as bordas e o espaço entre as clivagens alterados (figura 36). Há pequenos cristais de rutilo e nódulos formados por óxidos de ferro e titânio. Comumente a análise por EDS apresenta titânio misturado ao ferro, inferindo-se que havia mais rutilo como mineral primário do Membro Serra da Galga, e que estes já foram alterados e estão dispersos pelo plasma neoformado.



*Figura 36:* Cristal de cianita (Ky) com as bordas não nítidas e as clivagens acentuadas pela alteração. Amostra P4E7 A.

Resquícios da estrutura original do arenito são representados por canais paralelos ao bandamento preenchidos por plasma ferruginoso, por concentrações de sílica também paralelas ao bandamento (figura 37) e por fragmentos que se mantiveram do arenito original (são agregados em meio a matriz, envoltos por poros, com grãos de quartzo menos alterados no centro). Agregados caulíníticos e ferruginosos são reconhecidos nas imagens (figura 37) e confirmados por EDS, além de glébulas estriadas (figura 38). Os preenchimentos argilosos (formadores de glébulas) são resultado da migração e sedimentação recente das argilas em meio aquoso (NAHON, 1991).

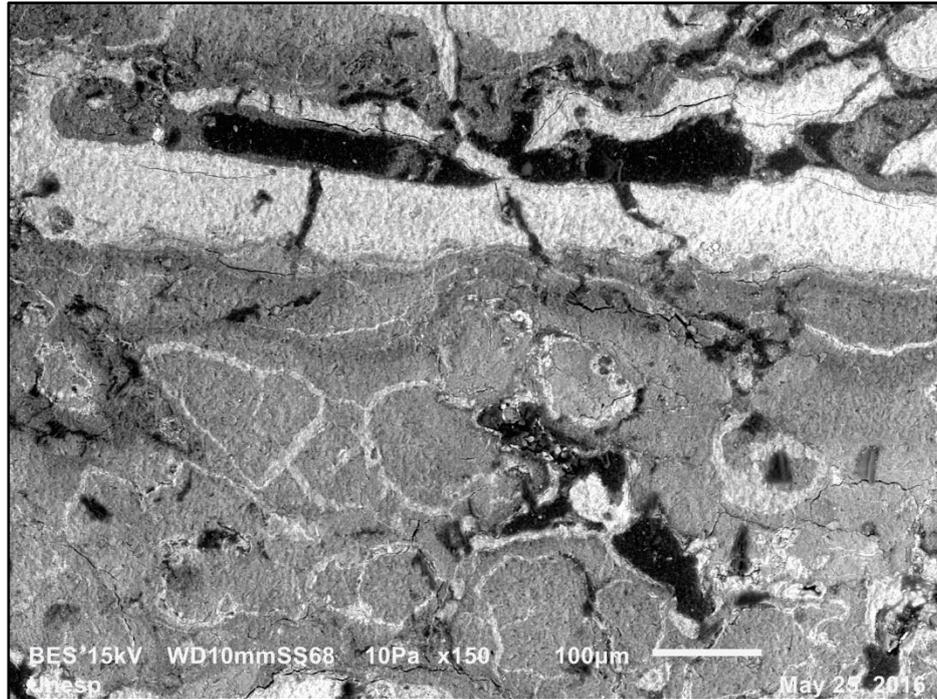


Figura 37a: Estruturas parentais do arenito. Foto original. Amostra P4E7 A.

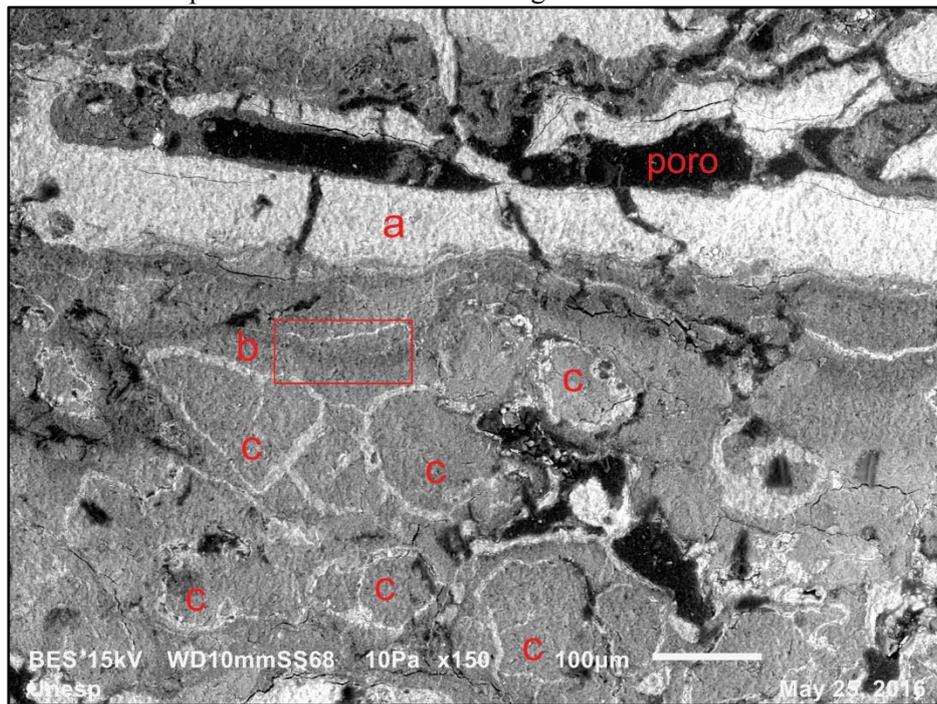
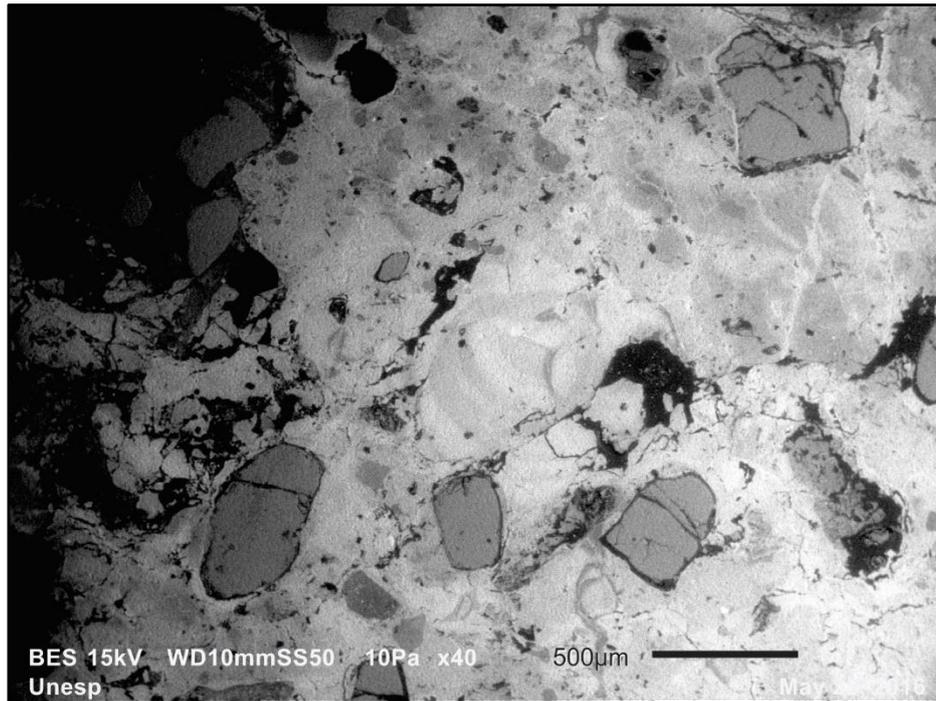


Figura 37b: Destaque das feições da amostra. a) canal preenchido por plasma ferruginoso. b) concentração de sílica paralela ao bandamento (confirmada por EDS). c) agregados ferruginosos e caulínicos.



*Figura 38a:* Glóbula estriada após migração e sedimentação detrítica de argila em meio ao plasma caulínico. Amostra P4E7 A.



*Figura 38b:* Destaque da glóbula caulínica (Qz = quartzo).

### 5.3.3 Solo

O plasma apresenta a morfologia similar à dos horizontes anteriores, além de ser constituído também por caulinita e possuir diferenças na coloração relativas à presença de oxihidróxidos de ferro. Os minerais primários encontrados são os mesmos, observando-se também cristais de rutilo com a superfície rugosa e as bordas dissolvidas (figura 39). Destaca-se novamente que todos os horizontes apresentam características muito similares entre si, tais como morfologia do plasma e os mesmos tipos de minerais primários e pesados, sendo fortes evidências de um perfil de alteração *in situ*.

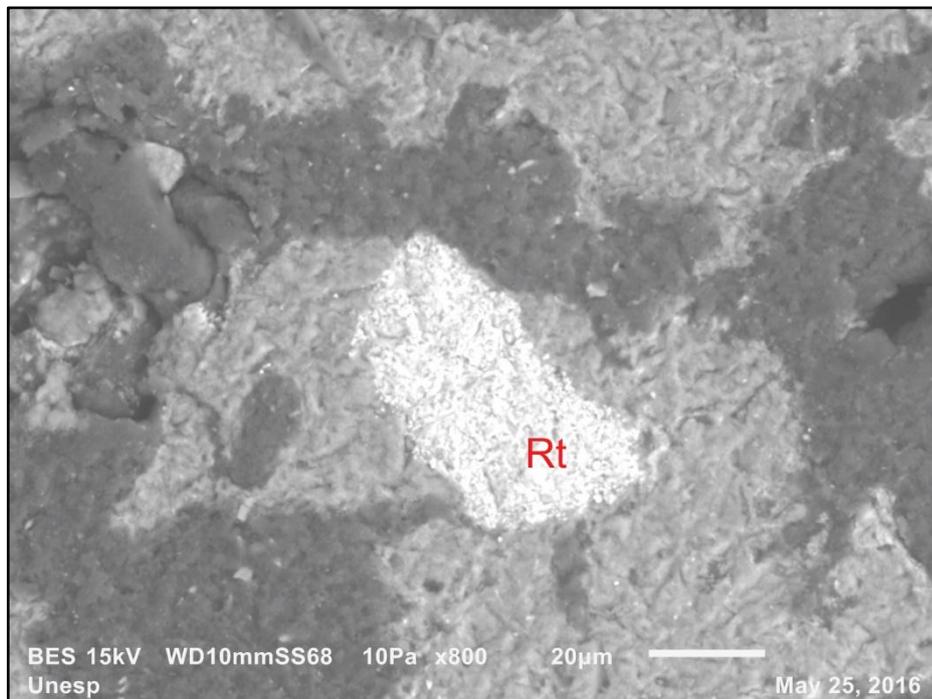


Figura 39: Cristal de rutilo (Rt) com a superfície rugosa por dissolução.

## 5.4 CONSTITUIÇÃO QUÍMICA E MINERALÓGICA (FRAÇÃO ARGILA) DO PERFIL DE ALTERAÇÃO

A difração de raios X foi usada para identificar o plasma. É uma técnica muito indicada para a determinação de fases cristalinas na fração granulométrica da argila. O resultado é um perfil de difração típico para cada mineral, já que os cristais se ordenam em planos cristalinos separados por distâncias específicas, e este método considera tais distâncias. Foi realizada difração em amostras do horizonte manchado e da couraça ferruginosa.

No horizonte manchado as fases mineralógicas são compostas por caulinita, identificada pelo pico principal (representante da distância interplanar) de 7,1 Å e pelo pico secundário, de 3,5 Å. Outros minerais presentes foram gibbsita (pico principal 4,4 Å), hematita (4,1 Å) e goethita (2,6 Å), além de picos de anatásio (2,3 Å) e rutilo (1,6 Å).

A composição da couraça ferruginosa é similar, majoritariamente constituída por caulinita, e secundariamente por gibbsita. Assim como no horizonte manchado, hematita, goethita, anatásio e rutilo foram identificados. Foi também reconhecido zircão (1,7 Å), mineral primário resistente ao intemperismo.

Ambos os horizontes exibiram quartzo (2,1 Å) como constituinte da fração argila, sugerindo ser resultado da alteração e transformação dos cristais de quartzo em partículas menores, antes de sua dissolução ser completa.

Os minerais primários e secundários revelados pela difração reforçam os resultados obtidos com os métodos anteriores. Assim como na microscopia óptica e na microscopia eletrônica de varredura (MEV), a difração revela que os minerais existentes na couraça ferruginosa são os mesmos encontrados no horizonte sotoposto. Um material coluvionar conteria maior heterogeneidade dos constituintes, sendo assim, mais um indicativo da natureza residual do perfil de alteração do Membro Serra da Galga.

Para a relação da concentração de elementos químicos nas amostras foi usada a técnica de fluorescência de raios X, que quantifica os elementos na forma de óxidos. Os resultados são também coerentes com os resultados anteriores (tabela 2).

Tabela 2: Análise química das amostras do perfil.

Horizontes	Profundidade (cm)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MgO+CaO +Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O
(%)							
Solo	10	51,8	24,8	11,7	1,3	0,12	0,2
	50	70,4	17,6	4,3	0,8	0,05	0,3
Couraça	230	32,8	22,3	32,6	1,2	0,11	0,3
Ferruginosa	340	41,5	23,6	22,4	1,3	0,07	0,1
Horizonte	500	55,7	22,4	11,0	1,4	0,05	0,1
Manchado	600	31,2	18,3	38,5	0,9	0,12	0,1

O teor dos óxidos de Mg, Ca, Na e K é extremamente baixo, refletindo a propriedade laterítica do material. Não há regularidade no aumento de ferro no perfil. A heterogeneidade do horizonte manchado está vinculada com a presença de nódulos ferruginosos endurecidos, ricos em ferro, que estão associados com matrizes desferruginizadas. O teor de sílica tende a aumentar para o topo do perfil, indicando a maior concentração relativa de grãos de quartzo. A perda de finos é visível neste horizonte superficial como produto da degradação da couraça. O alumínio, que representa os argilominerais, é expressivo em todo o perfil, tendo um leve aumento na couraça ferruginosa.

Em uma primeira fase intempérica o Fe precipita na forma de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (hematita). Posteriormente, a entrada de mais água no sistema favorece a perda do equilíbrio da hematita, que incorpora uma hidroxila e origina a goethita, caracterizando o intemperismo químico da região.

O titânio possui baixa variação ao longo do perfil. Sua mobilidade é baixa nos perfis lateríticos por estar incorporado nos minerais secundários estáveis ou em pequenas partículas de minerais primários, principalmente no anatásio (FRITSCH et al., 2005). A presença de cristais de anatásio e rutilo podem explicar a presença do óxido de Ti presente nas amostras.

## 6. CONCLUSÃO

A alteração do arenito Serra da Galga e a formação da couraça envolvem a dissolução diferencial dos minerais primários por hidrólise. Os minerais que se decompõem facilmente, como feldspato potássico e plagioclásio, desaparecem por completo e são substituídos por argilominerais típicos de intensa lixiviação em regimes tropicais sazonais, como caulinita. Os minerais primários mais resistentes, como cianita, turmalina e muscovita, possuem os primeiros estágios da alteração essencialmente pseudomórficos, marcado pelo crescimento simultâneo da fase neoformada. Os minerais secundários são transferidos e preenchem as microporosidades abertas na matriz e nos grãos dissolvidos de quartzo, o qual é o mineral primário predominante no perfil. Argilominerais caulíníticos e oxi-hidróxidos produzidos por processos supérgenos se concentram e enriquecem os espessos saprólitos.

A couraça ferruginosa formou-se por se localizar em compartimentos geomorficamente estáveis de clima tropical sazonal, originando a neoformação massiva de produtos secundários ferruginosos, que acompanharam a estrutura saprolítica do arenito. As fácies argilosas do arenito Serra da Galga acentuaram a conservação das estruturas, propiciando a lateritização do saprólito.

A presença de litorrelíquias com bandamentos paralelos à estratificação do arenito nos três horizontes de base do perfil de alteração, e a conservação de estruturas de mesma natureza sedimentar no horizonte superficial, permitem concluir que a camada ferruginosa é uma evolução *in situ* do perfil de alteração. Ratificam esta constatação, os resultados de microscopia eletrônica de varredura, difração de raios X e fluorescência de raios X, que mostram homogeneidade química, morfológica e mineral em todos os horizontes; o que, em caso de produto coluvionar, mostraria resultados mais heterogêneos.

Conclui-se, portanto, que a camada ferruginosa, encontrada em diversas porções do Triângulo Mineiro, insere-se em um perfil de solo atual, descartando-se a hipótese de um paleossolo, sendo um produto *in situ* da alteração incisiva do Membro Serra da Galga, formada a partir de processos pedogenéticos lateríticos com enriquecimento supérgeno. A partir disto, refina-se o mapeamento geológico e a história evolutiva da região de estudo.

## REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A.N. Contribuição à geomorfologia da área dos cerrados. In: **Simpósio sobre o Cerrado**. 1971. São Paulo. EDUSP, p. 97-103.
- ALMEIDA, M.A. DE; FERNANDES, L.A.; DANTAS, A.S.L.; SAKATE, M.T.; GIMENEZ, A.F.; TEIXEIRA, A.L.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. de. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na região do Pontal do Paranapanema no Estado de São Paulo. In: **Simpósio Regional de Geologia**, 3. 1981. Curitiba. Atas, Curitiba, Sociedade Bras. De Geol./ Núcleo SP, v2: 77-89.
- AMBROSI, J.P.; NAHON, D. Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles. **Chemical Geology**, v. 57, n. 3, p. 371-393. 1986.
- ARID, F.M. A ocorrência de um jazigo fossilífero nos arredores de São José do Rio Preto. **Ci. e Cult.** São Paulo, vol. 14, nº 3, p.172. 1962.
- ARID, F. M. **A Formação Bauru na região norte-ocidental do Estado de São Paulo**. 1967. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de São José do Rio Preto, Departamento de Geociências. 1967.
- BARCELOS, J. H. **Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo**. 1984. Unpub. Liv. doc. dissertação, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 190p. 1984.
- BARCELOS, J. H. & SUGUIO, K. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, definidas em território paulista e nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: **Simpósio Regional de Geologia**, 6. 1987. Rio Claro. **Atas...** Rio Claro, SBG, v. 1, p. 313-321.
- BASILICI, G.; SGARBI, G.N.; DAL' BÓ, P.F.F. (2012). **A sub-bacia Bauru: Um sistema continental entre deserto e cerrado**. In: Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, F.F.M.de.; Bartorelli, A. (Eds.) **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca. 2012. p. 520-543.
- BATEZELLI, A. (2003). **Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes**. 2003. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista (Unesp), Rio Claro, São Paulo. 2003.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; DOS SANTOS, F.G. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. V. 1: Fundamentos geológicos-geográficos, alteração química e física das rochas. Relevo cárstico e dômico. Ed. UFSC. 1994.
- BOULANGÉ, B.; SÍGOLO, J.; DELVIGNE, J. Petrologia das concentrações relativas e absolutas em perfis de alteração laterítica: exemplos de enriquecimento supérgenos de ferro e alumínio. **Boletim IG-USP, Série Científica**, São Paulo, 18:1-10. 1987.
- BOURMAN, R.P.; OLLIER, C.D. A critique of the Schellmann definition and classification of 'laterite'. **Catena**, v. 47, n. 2, p. 117-131. 2002.
- BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. John Wiley and Sons, N.Y. 1964. 470p.
- BUCHANAN, F. Journey from through Mysore, Canara and Malabar. **Geol. Mag.**, v. 11, p. 436. 1807.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. Wolverhampton: Waine Research Publications. 1985. 152p.
- CASTRO, S.S. de. **Micromorfologia de solos: bases para descrição de lâminas delgadas**. 2ª ed. Campinas/Goiânia: UNICAMP/UFG. 2008. 133p.
- COSTA, M.L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Rev. Bras. de Geociências**. São Paulo, v. 21, n. 2, p. 146-160. 1991.

DELVIGNE, J.E. Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering. **The Canadian Mineralogist**. Special Publication n°3. Mineralogical Association of Canada. 1998. 495 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras do Triângulo Mineiro**. Boletim de Pesquisa n° 1, Rio de Janeiro. 1982.

ESWARAN, H.; HENG, Y.Y. The weathering of biotite in a profile on gneiss in Malaysia. **Geoderma**, v. 16, n. 1, p. 9-20. 1976.

FERNANDES, L.A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. 1992. São Paulo, 129 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 1992.

FERNANDES, L.A., & COIMBRA, A.M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). In: **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. 1996. 68(2), 195-206.

FERNANDES, L.A. (1998). **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. 1998. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 1998.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. Revisão Estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Rev. Bras. de Geociências**. São Paulo, v. 30, n.4, p. 717-728. 2000.

FREITAS, R.O. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru (Estado de São Paulo). Faculdade de Filosofia e Letras, Universidade de São Paulo. **Bol. 194, Geol. 14**, São Paulo. 1955.

FRITSCH, E. et al. Chromium occurrence in the environment and methods of its speciation. **Environmental Pollution**, New York, v. 107, p. 263- 283, 2000.

GOLDICH, S.S. A study in rock-weathering. **The Journal of Geology**, p. 17-58. 1938.

HASUI, Y. **Geologia das Formações Cretáceas do Oeste de Minas Gerais**. 1967. Tese de Doutorado. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo. 1967.

HASUI Y.; HARALYI N.L.E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v. 10, p. 57-77. 1991.

HUSSAK, E. Über die Diamantlager im Westen des Staates Minas Gerais und der angranzenden Staaten São Paulo und Goyaz, Brasilien. **Zeitschrift für Praktische Geologie**, Jg. 14, p. 318-333. 1906.

LINDBO, D.L.; STOLT, M.H.; VEPRASKAS, M.J. Redoximorphic features. In: Stoops, G.; Marcelino, V.; Mees, F. (eds.). **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Ed. Elsevier, Amsterdam. 2010. p. 129–147.

MCKAY, L.D.; DRIESE, S.G.; SMITH, K.H.; VEPRASKAS, M.J. Hydrogeology and pedology of saprolite formed from sedimentary rock, eastern Tennessee, USA. **Geoderma**, v. 126, n. 1, p. 27-45, 2005.

MILANI, E.J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C.M.S.; ARAÚJO, L.M.; CUPERTINO, J.A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG-USP**, São Paulo, p. 125-173. Nov. Série Científica, n. 29. 1998.

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Bol. Geoci. Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.

MELFI, A.J. Brazilian bauxite deposits: a review. In: Carvalho, A.; Boulangé, B.; Melfi, A.J.; Lucas, Y (Eds.). **Brazilian bauxites**. São Paulo-Paris, USP-FAPESP-ORSTOM. 1997. p. 03-22.

NAHON, D.B. Self-organization in chemical lateritic weathering. **Geoderma**, v. 51, n. 1, p. 5-13. 1991.

NAHON, D.; TARDY, Y. The ferruginous laterites. In: In: Butt, C.R.M.; Zeegers, H. **Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains**. Ed. Elsevier Science Publishers B. V. 1992. v. 4, p. 41-55.

- PEDRO, G. Structuring of some basic pedological processes. **Geoderma**, v. 31, n. 4, p. 289-299. 1983.
- SÁ JÚNIOR, A. de. **Aplicação da classificação de Köppen para o zoneamento climático do Estado de Minas Gerais**. 2009. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Lavras. 2009.
- SANTOS, L.; BACCARO, C.A.D. Caracterização geomorfológica da bacia do Rio Tijuco. **Caminhos de Geografia**, v. 5. 2004.
- SHELLMANN, W. Considerations on the definition and classification of laterites. In: **Int. Seminar on Lateritization Processes**, 1. 1981. Trivandrum, Oxford & Ibh. p. 1-10.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J.; NETO, A.F.S. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Rev. Bras. de Geociências**. São Paulo, v. 10, p. 177-185. 1980.
- STOOPS, G.; JONGERIUS, A. Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. **Geoderma**, v. 13, n. 3, p. 189-199. 1975.
- STOOPS, G.; MARCELINO, V. Lateritic and bauxitic materials. In: Stoops, G.; Marcelino, V.; Mees, F. (eds.). **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Ed. Elsevier, Amsterdam. 2010. p. 329-350.
- STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. Micromorphological features and their relation to processes and classification: General guidelines and keys. In: \_\_\_\_\_. **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Ed. Elsevier B. V. 2010. p. 15-36.
- STOOPS, G.; SCHAEFER, C.E.G.R. Pedoplasation: formation of soil material. In: Stoops, G.; Marcelino, V.; Mees, F. (eds.). **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Ed. Elsevier, Amsterdam. 2010. p. 69-79.
- SUGUIO, K. **Formação Bauru, calcários e sedimentos detríticos associados**. 1973. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 1973.
- RIGHI, D.; MEUNIER, A. Origin of Clays by Rock Weathering and Soil Formation. In: Velde, B. (Eds.) **Origin and Mineralogy of Clays: Clays and the Environment**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York. 1995.
- TARDY, Y. **Pétrologie des Latérites et des Sols Tropicaux**. Paris: Masson. 1993.
- TRESCASES, J.J. Chemical weathering. In: Butt, C.R.M.; Zeegers, H. **Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains**. Ed. Elsevier Science Publishers. 1992. v. 4, p. 25-40.
- WILSON, M.J. Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. **Clay Minerals**, v. 39, n. 3, p. 233-266. 2004.
- ZAUYAH, S.; SCHAEFER, C.E.G.R.; SIMAS, F.N.B. Saprolites. In: Stoops, G.; Marcelino, V.; Mees, F. (eds.). **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Ed. Elsevier, Amsterdam. 2010. p. 49-68.

## APÊNDICE

### DESCRIÇÃO DE LÂMINAS

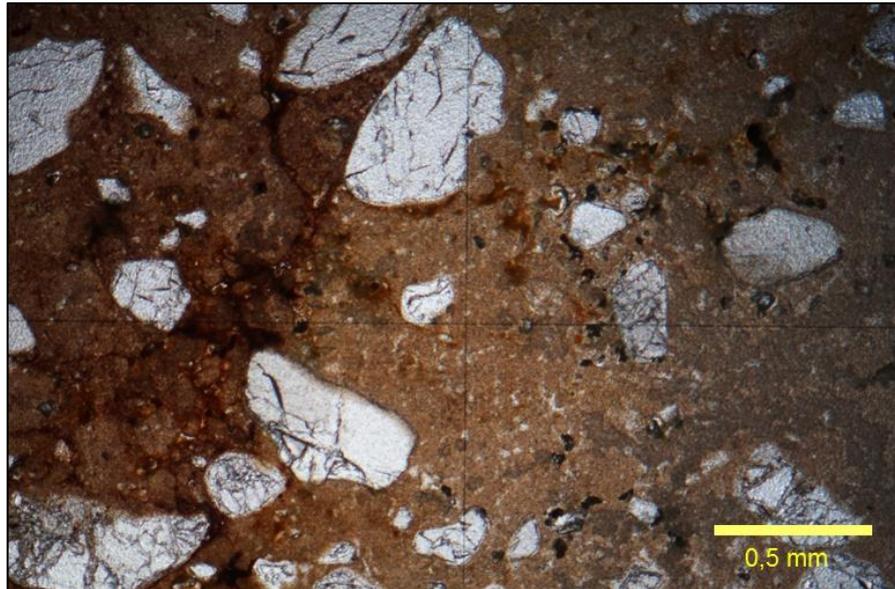
#### **Amostra P4E2 – Horizonte Manchado**

A lâmina a olho nu tem variação de cores: branca, amarela, laranja e vermelha.

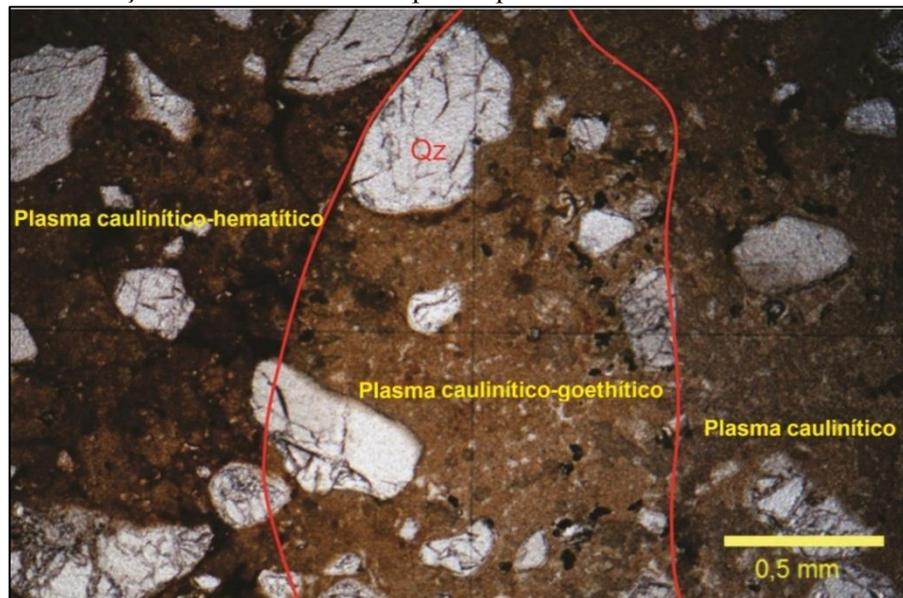
Constituintes:

- Quartzo (20%): mineral primário predominante. Cristais mal selecionados, subarredondados a angulosos. A superfície dos grãos está dissolvida (rugosa). Alguns estão fraturados. Alguns estão parcialmente recobertos por plasma neoformado. A maioria está no centro de nódulos, onde o plasma oosépico envolve um único grão.
- Muscovita (0,5%): pequenos cristais lamelares. Muitos se encontram inclusos em cristais de quartzo.
- Cianita (0,3%): cristais prismáticos e tabulares.
- Turmalina (0,2%): cristais tabulares de cor verde musgo. Um dos cristais observados é azul. As bordas são difusas.
- Plasma caulínico (35%): cor bege acinzentada, por vezes orientado concentricamente formando nódulos. Perfaz toda a lâmina, em algumas porções destaca-se a cor bege por estar mais pura, e com menores concentrações de hematita ou goethita.
- Plasma hematítico (30%): avermelhado.
- Plasma goethítico (10%): amarelo e/ou alaranjado, sempre misturado com caulinita.
- Poros não preenchidos (4%): de diversos tamanhos. Porém a maioria foi preenchida por plasma neoformado.

Na transição entre o plasma vermelho (hematítico) e o bege acinzentado (caulínico) há uma fina camada alaranjada (plasma goethítico) (figura 40). Há muitos nódulos desferruginizados, em alguns ainda há concentração de hematita e goethita. Os nódulos menores são formados por apenas um cristal de quartzo envolto por plasma oosépico. Trama porfírica.



*Figura 40a:* Transição entre os diferentes tipos de plasma.



*Figura 40b:* Destaque da diferença de cores entre os plasmas (Qz = quartzo).

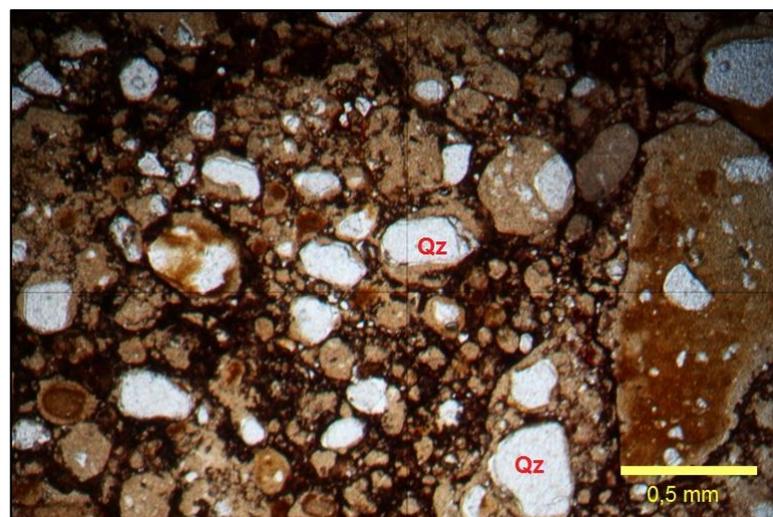
### **Amostra P4E1 (1) – Horizonte Manchado**

A lâmina a olho nu possui duas partes bem distintas: branca e vermelha, com contato brusco.

Constituintes:

- Quartzo (20%): cristais mal selecionados, subarredondados a angulosos, com a superfície dissolvida. Alguns se apresentam muito fraturados e/ou parcialmente dissolvidos; essas fraturas e porosidades por dissolução por vezes são preenchidas por plasma neoformado.
- Muscovita (0,5%): cristais de hábito lamelar.
- Cianita (0,1%): pequenos cristais de hábito tabular e prismático.
- Turmalina (0,1%): cristais tabulares, com clivagem marcante.
- Plasma caulínico (40%): cor bege acinzentada. Está mais concentrada (e pura) na parte esquerda da amostra. Em alguns locais está orientado, formando nódulos. Perfaz toda a lâmina.
- Plasma hematítico (34%): na parte direita da amostra está misturado com caulinita, formando plasma amarronzado. Em alguns poros e canais há hematita concentrada, distinguível pelo plasma vermelho.
- Plasma goethítico (4,3%): coloração amarela alaranjada. Presente em poucos poros e nas bordas da hematita.
- Poros (1%).

No contato entre o plasma bege caulínico e o plasma caulínico-ferruginoso se forma uma fina camada levemente amarelada (mistura de goethita e caulinita). Na porção caulínico-ferruginosa há mais grãos de quartzo, caracterizando textura mais grosseira. Há nódulos desferruginizados, com plasma em volta de um único cristal de quartzo (figura 41). Há feições de iluviação (glébulas). Trama porfírica.



*Figura 41:* Nódulos desferruginizados no entorno de cristais de quartzo (Qz).

## Amostra P4E1 (2) – Horizonte Manchado

A olho nu a lâmina tem variação de coloração: amarelada, alaranjada, avermelhada e amarronzada.

Constituintes:

- Quartzo (30%): cristais mal selecionados, subarredondados a angulosos, com a superfície dissolvida. Alguns se apresentam muito fraturados e/ou parcialmente dissolvidos; essas fraturas e porosidades por dissolução por vezes são preenchidas por plasma neoformado. Alguns estão no centro de nódulos desferruginizados.
- Turmalina (0,2%): cristais tabulares, com clivagem marcante. Alguns são verdes-musgo, outros azuis (figura 42).
- Cianita (0,1%): cristais de hábito tabular e prismático.
- Muscovita (0,1%): cristais lamelares. Inclusões nos cristais de quartzo.
- Biotita (0,1%): pequenas lamelas. Inclusões no quartzo.
- Plasma caulínico (30%): cor bege. Perfaz toda a lâmina, às vezes destaca-se pela menor concentrações de hematita ou goethita.
- Plasma hematítico (25%): em alguns locais da amostra está mais concentrado, formando plasma avermelhado. Predomina plasma amarronzado, no qual há caulinita misturada com hematita.
- Plasma goethítico (14%): presente em algumas porções da amostra com coloração amarela alaranjada, a maior parte misturado com caulinita.
- Poros (0,5%).

A maioria dos poros foi preenchida por plasma caulínico-ferruginoso ou por goethita pura, com exceção de alguns canais. Há muitos nódulos desferruginizados, de diversos tamanhos, marcados pela orientação concêntrica do plasma; alguns nódulos ainda têm goethita concentrada. Os nódulos menores englobam um único cristal de quartzo. Na textura predomina a fração fina, embora tenha mais constituintes grossos (minerais primários) em relação à amostra de mesma profundidade (P4E1 (1)). Trama profírica.

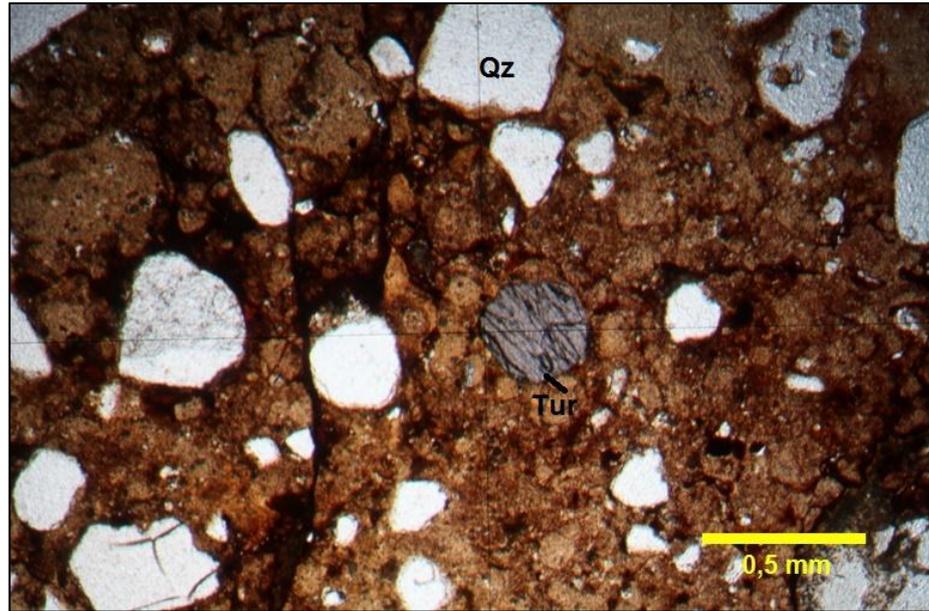


Figura 42: Cristal de turmalina (Tur) disperso pelo plasma (Qz = quartzo).

### Amostra P4E4 – Horizonte Manchado

A lâmina a olho nu tem coloração clara (quase branca) na maior parte, nas bordas há amarelo e laranja, e no centro laranja avermelhado.

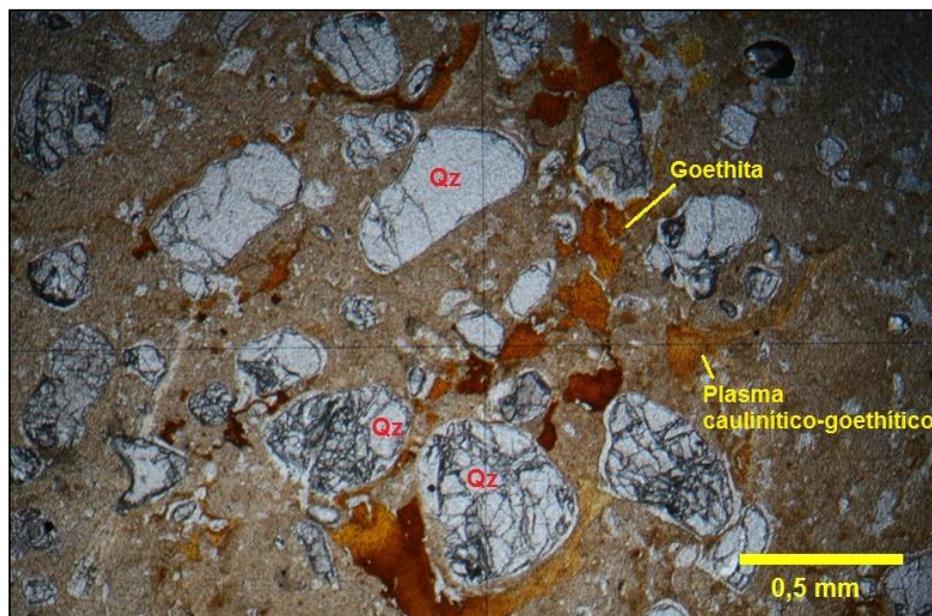
Constituintes:

- Quartzo (12%): mineral primário predominante. Cristais mal selecionados, subangulosos a angulosos. A maioria está intensamente fraturada (figura 4). Muitos estão parcialmente dissolvidos, formando porosidades. Somente alguns dos cristais têm as fraturas preenchidas por plasma neoformado. A minoria dos grãos é parcialmente recoberta por plasma neoformado avermelhado.
- Turmalina (0,25%): cristais tabulares, alguns são arredondados. A clivagem é marcante.
- Biotita (0,25%): pequenas lamelas inclusas em alguns grãos de quartzo.
- Muscovita (0,25%): cristais lamelares.
- Plasma caulínico (45%): cor bege, por vezes acinzentada. Perfaz toda a lâmina, em algumas porções destaca-se a cor bege por estar mais pura, e com menores

concentrações de hematita ou goethita. Há agregados caulíníticos nos poros. Em algumas porções da amostra o plasma é direcionado.

- Plasma hematítico (15%): as porções mais concentradas de hematita são avermelhadas. Nos locais onde a caulinita está mais concentrada a coloração é amarronzada.
- Plasma goethítico (10%): cor laranja. Há canais preenchidos por goethita pura, sem mistura com caulinita.
- Poros (20%): diversos tamanhos.

Na textura da amostra predomina a fração fina. O plasma direcionado mostra “fantasmas” de nódulos. No centro da lâmina há macroporosidades, onde se concentram nódulos ferruginosos e agregados caulíníticos. Há poros onde goethita pura (ou então misturada com caulinita) se concentra (figura 43). A trama da amostra é porífirca e eunálica, com porções quitônicas.



*Figura 43:* Cristais de quartzo (Qz) intensamente fraturados em meio ao plasma caulínítico (cor bege acinzentada). Nos poros concentra-se goethita (pura ou misturada com caulinita).

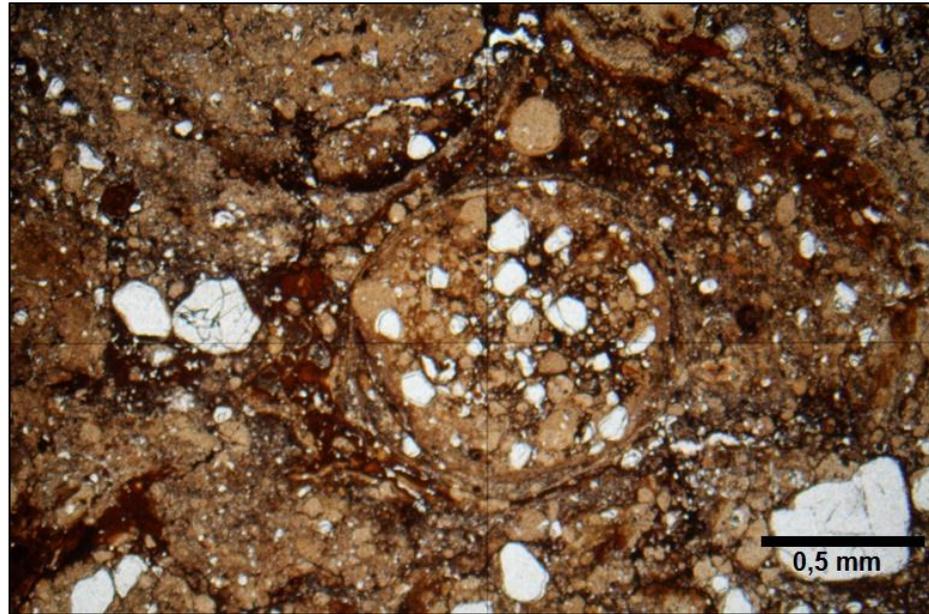
## **Amostra P4E5 – Horizonte Manchado**

A lâmina a olho nu é avermelhada, em algumas partes é vermelho-amarronzada. Há muitos pontos transparentes, que são microcristais de quartzo. Observam-se estruturas circulares de 0,2 a 0,5 mm.

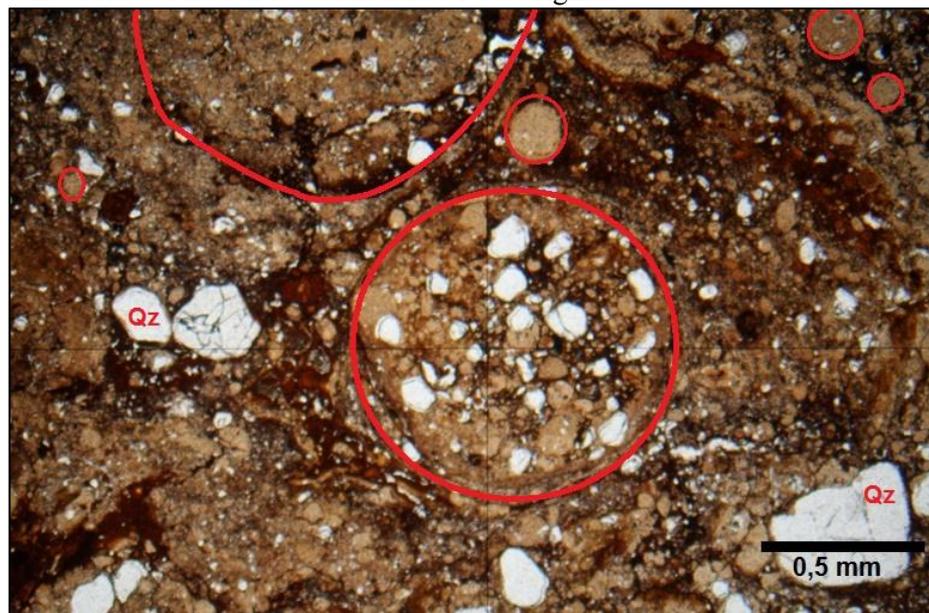
Constituintes:

- Quartzo (35%): mineral primário predominante. Cristais mal selecionados, subarredondados a angulosos. Alguns têm extinção ondulante e/ou geminação. A superfície de grão está dissolvida (rugosa), mas o contraste com o entorno é nítido. Muitos cristais estão fraturados e/ou dissolvidos formando porosidades, que por vezes estão preenchidas. Poucos grãos têm as bordas recobertas por plasma neoformado.
- Turmalina (1%): cristais de hábito tabular.
- Cianita (1%): cristais mal selecionados, com hábito prismático ou tabular.
- Muscovita (0,5%): pequenos cristais lamelares.
- Plasma caulínico (25%): cor bege-acinzentada. Na maior parte não é orientado, porém em alguns locais o plasma é oosépico.
- Plasma goethítico (25%): cor laranja. Muitas vezes está ocupando poros maiores ou canais.
- Plasma hematítico (10%): avermelhado. Concentrado em poros ou canais. Na maior parte a caulinita é predominante, formando plasma amarronzado.
- Poros (2,5%): no geral muitos pequenos.

As variações de cores observadas são resultado das concentrações relativas de hematita e goethita, junto à caulinita. Observam-se nódulos desferruginizados marcados pelo plasma oosépico nas bordas; em alguns ainda há concentração de hematita e goethita. Dentro dos nódulos há cristais de quartzo e predominância de argila (figura 44).



*Figura 44a:* Nódulos concêntricos marcados pelo plasma oosépico. Notar que ainda há hematita e goethita nas bordas e no centro dos nódulos. Foto original.



*Figura 44b:* Destaque dos nódulos (Qz = quartzo).

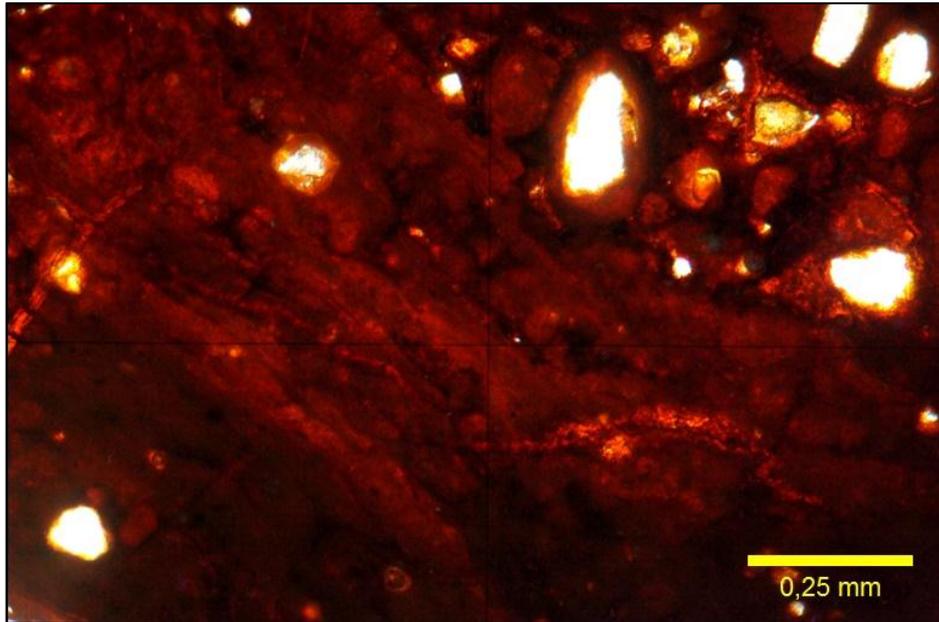
## Amostra P4E6 – Zona de Transição

A olho nu a lâmina tem coloração escura: vermelho, marrom e porções laranjas amarronzado.

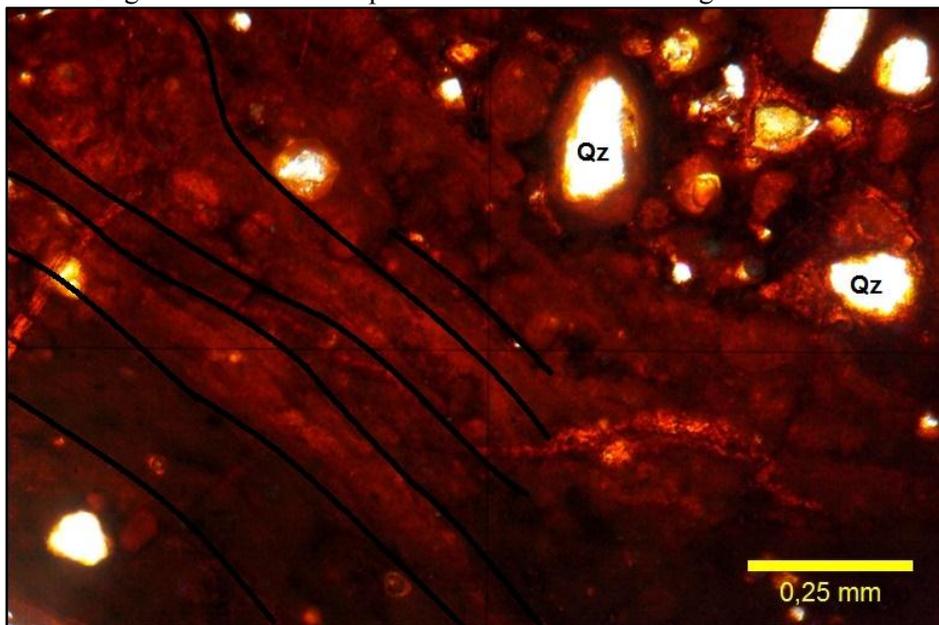
Constituintes:

- Quartzo (20%): grãos mal selecionados, subarredondados a angulosos. A superfície do cristal está dissolvida, porém o contraste com a matriz é nítido. Alguns grãos estão fraturados com os espaços preenchidos por plasma. As bordas de alguns dos cristais estão recobertas por plasma neoformado e, frequentemente, grãos inteiros são recobertos.
- Turmalina (0,1%): cristais tabulares.
- Plagioclásio: somente um cristal foi observado, é anguloso, bem preservado, com contraste nítido com o entorno.
- Plasma hematítico (25%): vermelho. Em alguns locais o plasma é asséptico.
- Plasma goethítico (25%): laranja. Em alguns locais o plasma é asséptico.
- Plasma caulínico (20%): bege. Sempre misturado com a hematita e goethita. Nas partes mais puras não tem orientação.
- Poros (10%).

As variações de cores observadas são resultado das concentrações relativas de hematita e goethita, junto à caulinita. Em muitos poros há crescimento de goethita pura, em outros há deposição de goethita misturada à caulinita, neste caso, formam-se as glébulas. Muitos poros arredondados estão preenchidos totalmente por caulinita. Há macroporosidades preenchidas por microagregados caulínicos e nódulos ferruginosos. Há vestígios da estrutura original do arenito, marcados pelo bandamento (figura 45). Na textura predomina a fração fina. A trama é porfírica.



*Figura 45a:* Vestígios do bandamento parental do arenito. Foto original.



*Figura 45b:* Destaque do bandamento do arenito. Desprezar o brilho dos cristais de quartzo (Qz).

## **Amostra P4E7 A – Horizonte Ferruginoso**

A olho nu a lâmina tem coloração avermelhada, com porções mais escuras e mais claras. Nas partes mais claras há um tom levemente amarelado. Essa diferença de cores aparece em bandas horizontais.

Constituintes:

- Quartzo (7%): cristais mal selecionados, subarredondados a angulosos. Apresentam a superfície dissolvida (rugosa) e têm as bordas (por vezes o grão inteiro) revestidas por óxido e/ou hidróxido de ferro, misturados com caulinita. O contraste do centro dos cristais com a matriz (ou plasma) é nítido.
- Cianita (0,5%): cristais prismáticos ou tabulares. Bem preservados, porém alguns possuem as bordas difusas e a clivagem acentuada pela alteração.
- Plasma hematítico (40%): vermelho. Predominante na amostra. Há porções mais escuras, onde a concentração de hematita é maior.
- Plasma caulínico (27,5%): cor bege. Presente em toda a amostra, sendo mais visível quando as concentrações de hematita e goethita são menores. São essas concentrações relativas dos diferentes plasmas que se refletem na aparência da lâmina a olho nu.
- Plasma goethítico (15%): amarelo e laranja. Presente juntamente com caulinita e hematita a depender da concentração de cada constituinte.
- Poros não preenchidos (10%): formatos e tamanhos variados, por vezes interconectados.

Observam-se canais horizontais destacados por hematita e/ou goethita. Presença de glêbulas de estrias horizontais tanto nas porções caulínicas, como nas caulínicas-ferruginosas. As caulinitas se encontram mais puras próximas às paredes dos poros, mas não formam cutãs. Presença de resquícios da estrutura original do arenito, marcada pelo bandamento, por canais paralelos ao bandamento e por “pedaços” do arenito original (identificados pela diferente textura) (figura 46).

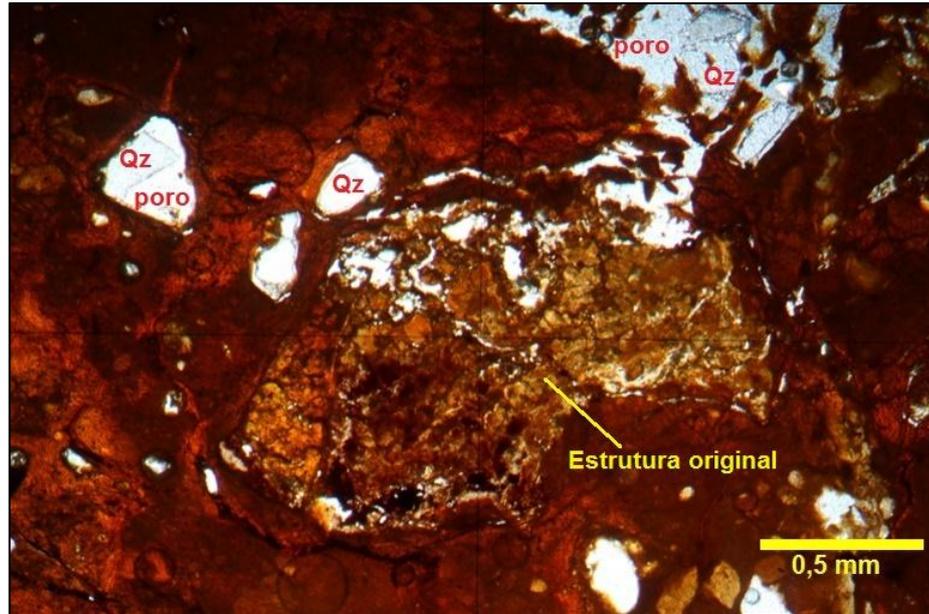


Figura 46: Fragmento de estrutura original do arenito (sigla do mineral: Qz = quartzo).

### Amostras P4E7 B e P4E7 C – Horizonte Ferruginoso

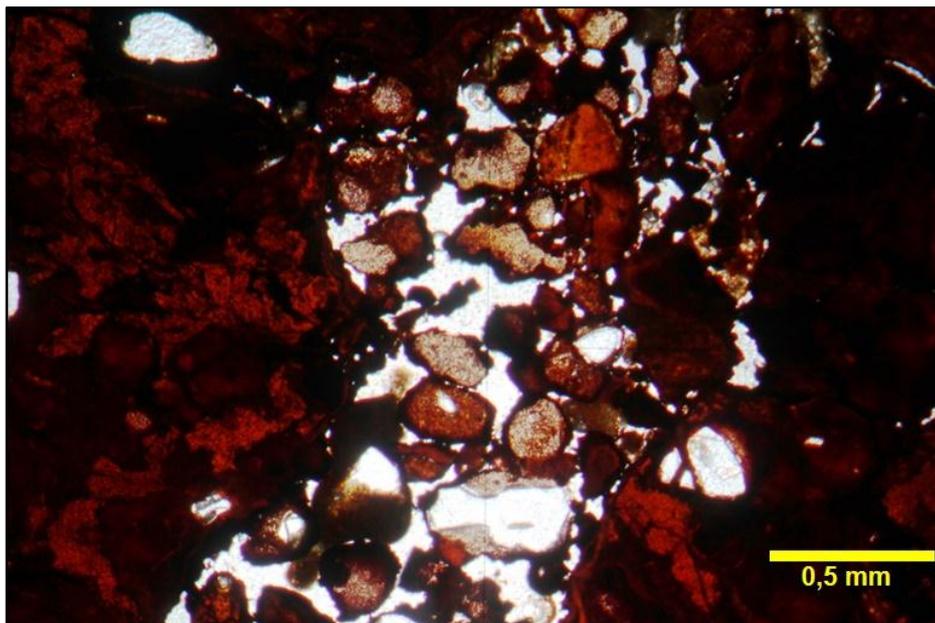
A olho nu a lâmina tem coloração avermelhada, com bandas horizontais mais claras e mais escuras.

Constituintes:

- Quartzo (6%): cristais mal selecionados, subarredondados a angulosos. Superfície dissolvida (rugosa) e bordas (por vezes o grão inteiro) revestidas por óxido e/ou hidróxido de ferro, misturados com caulinita. O contraste do centro dos cristais com o plasma é nítido.
- Cianita (0,5%): cristais prismáticos ou tabulares. Bem preservados, porém alguns possuem as bordas difusas e a clivagem acentuada pela presença de óxido e/ou hidróxido de ferro.
- Muscovita (0,2%): cristais de hábito lamelar. Alguns são inclusões nos grãos de quartzo, outros estão dispersos pelo plasma.
- Biotita (0,1%): cristais lamelares muito pequenos, com as bordas difusas. Alguns apresentam alteração linear.

- Plasma hematítico (40%): vermelho. Predominante na amostra. Há porções mais escuras, onde a concentração de hematita é maior.
- Plasma caulínítico (27,2%): cor bege. Presente em toda a amostra, sendo mais visível quando as concentrações de hematita e goethita são menores. São essas concentrações relativas dos diferentes plasmas que se refletem na aparência da lâmina a olho nu.
- Plasma goethítico (15%): amarelo e laranja. Presente juntamente com caulinita e hematita, a depender da concentração de cada constituinte.
- Poros não preenchidos (10%): formatos e tamanhos variados, por vezes interconectados.

Há canais horizontais destacados por hematita e/ou goethita. Presença de glébulas de estrias horizontais tanto nas porções caulíníticas, como nas caulíníticas-ferruginosas. Há macroporosidades com empilhamento de nódulos e agregados caulíníticos (figura 47). Há vestígios da estrutura do arenito, marcados pelo bandamento original da rocha.



*Figura 47:* Macroporosidade com empilhamento de nódulos ferruginosos e agregados caulíníticos.

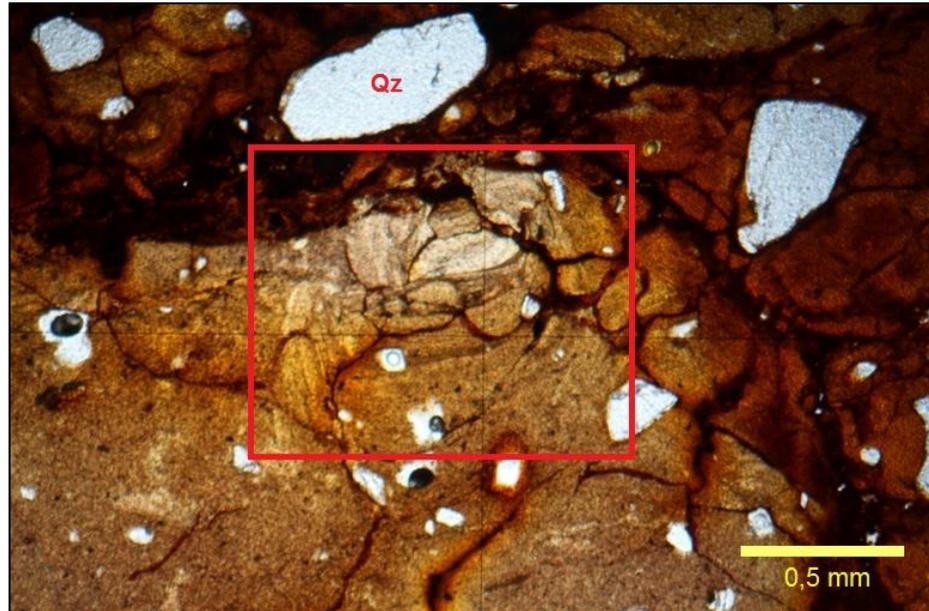
### **Amostra P4D1 – Solo (logo acima do horizonte ferruginoso)**

A lâmina a olho nu possui porções brancas, alaranjadas, vermelhas e amarronzadas.

Constituintes:

- Quartzo (20%): cristais subarredondados a angulosos. Poucos estão fraturados, mas muito menos intensamente do que nas outras lâminas. A superfície está dissolvida. Poucos cristais estão parcialmente dissolvidos, e alguns têm plasma hematítico preenchendo as porosidades. Plasma neoformado recobre muitos grãos, a maioria somente com uma fina película nas bordas, outros com o centro parcialmente recoberto.
- Cianita (0,1%): cristais prismáticos ou tabulares, intemperizados nas clivagens.
- Muscovita (0,1%): cristais lamelares, inclusos nos grãos de quartzo ou dispersos pelo plasma.
- Biotita: somente um grão, lamelar.
- Plasma hematítico (26,8%): sempre misturado à caulinita. Nas porções onde está mais concentrado tem cor vermelha. Quando a caulinita tem mais concentração forma plasma amarronzado.
- Plasma goethítico (23%): na maior parte está misturado à caulinita e hematita, formando plasma alaranjado.
- Plasma caulínico (23%): cor bege. Apresenta muitas estrias orientadas.
- Poros (7%).

Há muitas glébulas de iluviação, principalmente nas porções onde a caulinita é predominante (figura 48). A transição entre o plasma bege (caulínico) e o marrom (caulínico-ferruginoso) tem uma camada amarela alaranjada (plasma goethítico). Há muitas fissuras e canais na amostra, sempre destacados por concentração de hematita. É possível observar resquícios da estrutura original do arenito, como “pedaços” com o bandamento da rocha. Na base da lâmina há macroporos com muitos nódulos de ferro concentrados. Trama porfírica.



*Figura 48:* Glóbulos (destacadas pelo retângulo vermelho) em meio ao plasma predominantemente caulínítico (sigla do mineral: Qz = quartzo).

### **Amostras P4B1 (1) e P4B1 (2) – Solo**

As lâminas a olho nu têm coloração clara: branco, amarelo, alaranjado, avermelhado. Muitos pontos transparentes, que representam os poros na amostra.

Constituintes:

- Quartzo (30%): cristais subarredondados a angulosos. Muitos com a superfície bastante corroída, mas alguns ainda não chegam a formar poros. Há muitos grãos fraturados, por vezes preenchidos.
- Turmalina (0,2%): cristais tabulares. Clivagem acentuada pelo intemperismo. Alguns têm as bordas difusas ou dissolvidas.
- Cianita (0,2%): cristais prismáticos ou tabulares, com a superfície levemente difusa e a clivagem acentuada pelo intemperismo.
- Muscovita (0,1%): cristais lamelares. O contato com o entorno é difuso.
- Plasma caulínítico (25%): cor bege, por vezes orientado. Nas porções em que está juntamente com o plasma de hematita forma plasma amarronzado.
- Plasma hematítico (14%): avermelhado, por vezes orientado.
- Plasma goethítico (13%): laranja ou amarelo, por vezes orientado.

- Poros (17,5%).

As variações de cores observadas são resultado das concentrações relativas de hematita e goethita, junto à caulinita. Há muitos poros na amostra que impedem a continuidade do fundo matricial. Alguns nódulos ferruginosos delimitados por plasma oosépico caulínítico-ferruginoso (figura 49). E nódulos marcados pela concentração de hematita, porém sem a orientação do plasma. Há glébulas de iluviação. Observam-se resquícios da estrutura original do arenito, como fragmentos da rocha (figura 50).

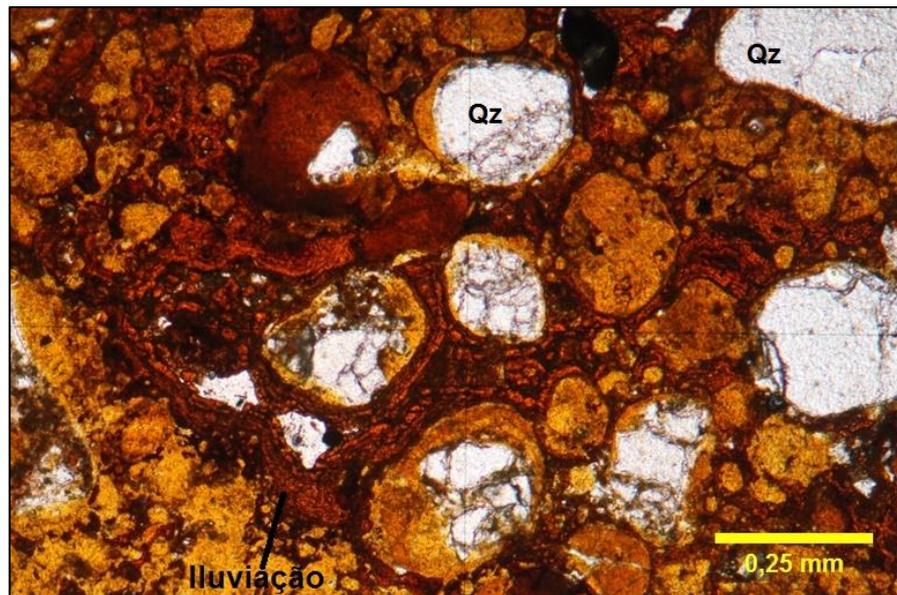


Figura 49: Nódulos formados no entorno de cristais de quartzo (Qz). Amostra P1B1 (2).

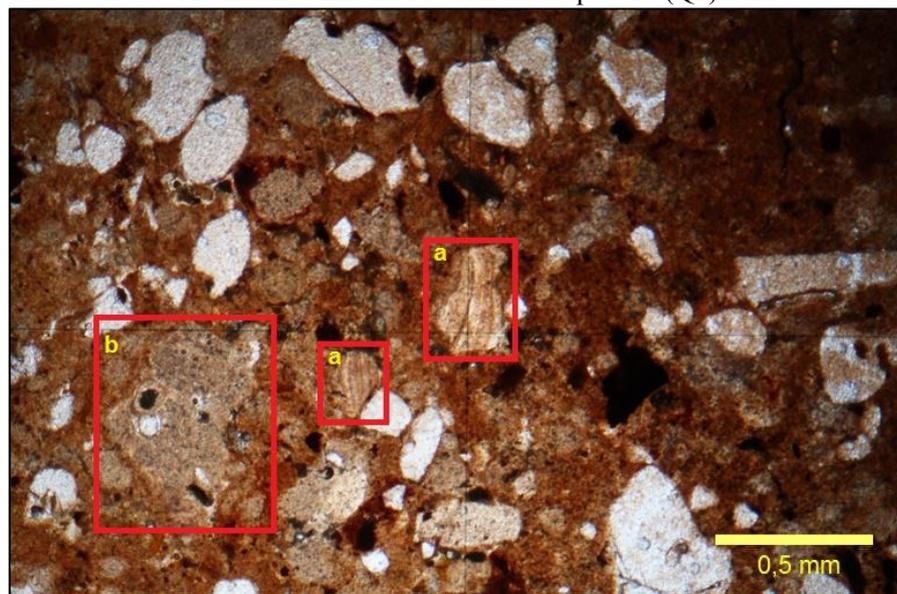


Figura 50: Destaque dos retângulos: a) estruturas de iluviação (glébulas). b) fragmento original do arenito. Amostra P4B1 (1).

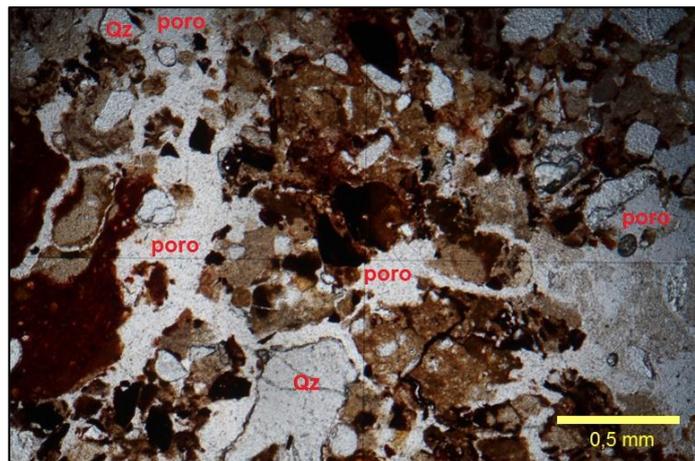
## Amostra P4A1 – Solo

A lâmina a olho nu tem coloração clara: branco e vermelho. Muitos pontos transparentes, que representam os poros na amostra.

Constituintes:

- Quartzo (25%): cristais mal selecionados, subarredondados a angulosos. Intensamente fraturados (figura 12).
- Cianita (1%): cristais prismáticos ou tabulares. Clivagem acentuada pela alteração. Em alguns a borda é difusa e a superfície está alterada.
- Turmalina (1%): cristais tabulares. Clivagem acentuada pela alteração.
- Biotita (1%): cristais lamelares. Alteração linear expressiva.
- Muscovita (1%): cristais lamelares com alteração linear.
- Plasma caulínico (25%): cor bege. Presente em toda a amostra, sendo mais visível quando as concentrações de hematita e goethita são menores.
- Plasma hematítico (15%): avermelhado.
- Plasma goethítico (13%): alaranjado.
- Poros (18%)

As variações de cores observadas são resultado das concentrações relativas de hematita e goethita, junto à caulinita. Há muitos poros na amostra que impedem a continuidade do fundo matricial (figura 51). Glébulas caulínicas e goethíticas estão presentes.



*Figura 51:* Macroporos que impedem a continuidade do fundo matricial.