

GUILHERME RESENDE CORRÊA

**PEDOGÊNESE EM PLATÔS DE CANGA FERRÍFERA E  
BASALTOS NA SERRA DOS CARAJÁS - PA**

Tese apresentada à Universidade  
Federal de Viçosa, como parte das  
exigências do Programa de Pós-  
Graduação em Solos e Nutrição de  
Plantas, para obtenção do título de  
*Doctor Scientiae*

VIÇOSA  
MINAS GERAIS – BRASIL  
2011

GUILHERME RESENDE CORRÊA

**PEDOGÊNESE EM PLATÔS DE CANGA FERRÍFERA E BASALTOS NA  
SERRA DOS CARAJÁS - PA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 29 de setembro de 2011.

---

Prof. João Carlos Ker  
(Co-orientador)

---

Prof. Raphael Bragança Alves Fernandes

---

Prof<sup>a</sup>. Angélica Forte D. Chicarino Varajão

---

Prof. Fábio Soares de Oliveira

---

Prof. Carlos Ernesto G. R. Schaefer  
(Orientador)

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Gilberto e Maria de Fátima, pela educação e dedicação que sempre tiveram por mim.

À Natália pela paciência, incentivo e companheirismo.

Ao Prof. Carlos Schaefer pelos ensinamentos, oportunidades e convívio, que contribuíram bastante para minha formação pessoal e acadêmica.

Ao Prof. Robert Gilkes pelo acolhimento, paciência, ensinamentos e aos bons momentos passados juntos, especialmente as pescarias.

À Pesquisadora Ay Nattaporn por sua amizade, companheirismo e ensinamentos.

À Pesquisadora Pen Wiriyakit por sua amizade, conselhos, ensinamentos e bons momentos passados juntos.

Ao Prof. João Ker pelas contribuições à minha formação.

Aos técnicos do Departamento de Solos da UFV, em especial: Geraldo Robésio, Sônia, Cláudio, Luciana, Carlos Fonseca e Sebastião que sempre foram muito prestativos.

Aos amigos e colegas que sempre me proporcionaram bons momentos e fizeram do tempo de doutoramento em Viçosa mais prazeroso, em especial: Carolina Brandani, Carolina Mala, Kleberson de Souza, Alexandre Nascimento, Ítalo Guedes, Marcus Locatelli, Carlos Pacheco, Diogo Paiva, Jailson Cunha, Luis Francisco, Bruno Mendonça, Walnir Ferreira e outros mais.

Ao povo brasileiro pelo financiamento dos meus estudos.

À Universidade Federal de Viçosa, por intermédio do Departamento de Solos, pela oportunidade de realizar esse curso.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudos.

E a todos que, de alguma forma, contribuíram para esta realização.

## SUMÁRIO

	Página
RESUMO	v
ABSTRACT	vi
INTRODUÇÃO GERAL	1
<b>CAPÍTULO 1</b>	
<b>PEDOGÊNESE EM PLATÔS DE CANGA FERRÍFERA NA SERRA DOS CARAJÁS</b>	
INTRODUÇÃO	7
HIPÓTESES	9
MATERIAIS E MÉTODOS	
- Área de Estudo	9
- Coleta e descrição de solos	11
- Análises físicas, químicas e mineralógicas	17
- Microanálises em seções finas de solo	18
RESULTADO E DISCUSSÕES	
- Características morfológicas	18
- Análises Físicas	20
- Elementos trocáveis, matéria orgânica e pH	22
- Teores totais e mineralogia	26
- Análises Microquímicas	42
- Relações Zr/Ti e Th/Zr	100
CONCLUSÕES	103
ANEXOS	105
<b>CAPÍTULO 2</b>	
<b>PEDOGÊNESE EM PLATÔS DERIVADOS DE ROCHAS MÁFICAS NA SERRA DOS CARAJÁS</b>	
INTRODUÇÃO	107
MATERIAIS E MÉTODOS	
- Coleta e descrição de solos	109
- Características gerais dos solos coletados	112
- Análises físicas, químicas e mineralógicas	113
- Microanálises em seções finas de solo	114
RESULTADO E DISCUSSÕES	
- Características morfológicas	115

- Análises Físicas	116
- Elementos trocáveis, matéria orgânica e pH	118
- Teores totais e mineralogia	122
- Análises Microquímicas	138
- Relações Zr/Ti e Th/Zr	175
CONCLUSÕES	178
ANEXOS	180
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	199

## RESUMO

CORRÊA, Guilherme Resende, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, setembro de 2011. **Pedogênese em platôs de canga ferrífera e basaltos na Serra dos Carajás - PA.** Orientador: Carlos Ernesto Gonçalves R. Schaefer. Coorientador: João Carlos Ker.

No interflúvio entre os rios Xingu e Araguaia/Tocantins no Estado do Pará, sobressai a grande Serra dos Carajás, mundialmente conhecida pelas enormes reservas minerais, especialmente as de ferro. O ambiente transicional entre cerrado e floresta amazônica ajudou a criar quadros paisagísticos únicos, sustentados por uma grande variedade de solos. Dentre os ambientes, destaca-se neste estudo os relacionados às formações ferríferas bandadas e aos basaltos que, por milhões de anos, dão forma a amplos platôs de canga ferrífera ou profundos saprolitos recobertos por latossolos no caso das rochas máficas. Tais ambientes são sublinhados por terrenos contrastantes aos padrões regionais que geralmente compõem colinas extensas e de pouco declive. Análises texturais, químicas, mineralógicas e microquímicas foram feitas com o intuito de conhecer a gênese e os materiais que originaram parte dos solos nas Formações Carajás e Parauapebas. Os resultados mostram que os solos dos platôs ferríferos de Carajás formaram-se da alteração das cangas superficiais, remanescentes de ciclos pedogenéticos pretéritos, com exceção do perfil P9C, por ter recebido aporte alóctone de materiais da Formação Águas Claras. O ferro foi preferencialmente perdido nos perfis e, elementos como Al e Ti concentraram-se nos solos. Esse processo foi mais intenso em P10C, por situar-se em ambiente hidromórfico. O clima atual com precipitações acima de 2000 mm anuais, está dissolvendo/alterando as cangas ferruginosas em superfície e formando solos com plasma ferro-aluminoso. Nas áreas compostas por rochas máficas o processo é semelhante ao que vem ocorrendo nos platôs derivados de jaspilites, sendo que a couraça laterítica rica em ferro, observada em várias porções das bordas dos platôs da Formação Parauapebas, a exemplo do perfil P15P, ainda permanecem na paisagem devido à condição de melhor drenagem (os platôs são os locais em que a drenagem começa a se definir, onde iniciam-se os cursos d' água) e cujo lençol freático exerce menor influência, mantendo um pedoclima menos úmido. Nessas condições a degradação das concreções hematíticas é menor e sua estabilidade é mantida por mais tempo em relação aos solos mais afastados das bordas. Em pedoclimas mais úmidos as concreções hematíticas alteram-se para goethita e gibbsita, a exemplo dos solos mais centrais do platô (P16P, P1P, P2P, P3P, P4P, P5P e P7P).

## ABSTRACT

CORRÊA, Guilherme Resende, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, September, 2011. **Pedogenesis in plateaus of basalt and banded iron formation in the Serra dos Carajás – PA.** Adviser: Carlos Ernesto Gonçalves R. Schaefer. Co-adviser: João Carlos Ker.

Between Xingu and Araguaia/Tocantins rivers, in the state of Para (Brazil), is situated the Serra dos Carajás, worldly known for its enormous mineral reserves, specially the reserves of iron. The changeable environment between cerrado and rain forest helped the formation of the complex landscape, sustained by a big variety of soils. Among these environments, stand out on this research the ones related to the band iron formation (BIF) and basalt, which for millions of years form the big iron crust plateau or deep saprolite covered by oxisol in the case of mafic rocks. Such environments have different geomorphological in relation to regional patterns. Physical, chemical, mineralogical and microchemical analysis were made, aiming at knowing the genesis and the material which originated the soils in the Formação Carajás and Parauapebas. The results show that the soils of the iron crust plateaus of Carajas have originated from the alteration of the superficial laterite, remains of ancient pedogenic cycles, with the exception of P9C profile, because it received input from another areas of materials of Formação Águas Claras. The iron was preferential removed from the profiles, and elements as Al and Ti have concentrated on the soil. This process was more intense in P10C, because it is situated in hydromorphic environment. The present climate with precipitation beyond 2000 mm per year is dissolving/changing the laterite of the surface and originating soils with iron-aluminium plasma. In the areas consisted of mafic rocks the process is similar to the process which have been occurring in the plateaus originated from BIF, highlighting that laterite crust rich in iron observed in the plateaus in the Formação Parauapeba, for instance the profile P15C, still remains in the landscape. This is due to the condition of less humidity (the plateaus are places where the drainage starts to be defined, where begins the water courses) and the groundwater exerts less influence, keeping the climate less humid. In such conditions the change of hematitic concretion is less and its stability kept longer in relation to the distant soils of the edge. In more humid climates the hematite concretion changes to goethite and gibbsite, as noted in the more central soils of the plateaus (P16P, P1P, P2P, P3P, P4P, P5P and P7P).

## **INTRODUÇÃO GERAL**

Em meio ao vasto interflúvio entre os rios Xingu, que em seu médio curso é recoberto originalmente por florestas, e Araguaia, em sua maioria vegetado por cerrados, ocorrem sequências de serras acima de 500 m de altitude que destoam da paisagem geral, formada por colinas suaves e rebaixadas sobre rochas arqueanas. Esses alinhamentos serranos têm início no Estado do Pará, na divisa com Mato Grosso, pelo arqueamento da Serra do Matão, e terminam ao norte na extensa parede da Serra dos Carajás, com mais de 60 km de extensão no sentido sul-norte.

Até a década de 1970, esta vasta região se encontrava isolada e inserida no cenário mais desconhecido do território brasileiro. Com a descoberta geológica dos platôs ferríferos em 1967, inicia-se sua investigação, mais de cunho econômico. Excetuando-se a pesquisa geológica, intensa na região, ainda pouco se sabe sobre o meio físico e biótico desse vasto interflúvio. Do conhecimento científico mais efetivo, destaca-se a Serra dos Carajás, por conter a maior parte do minério de ferro de alto teor do Brasil. Entretanto, a região em apreço permanece obscura em seus aspectos pedológicos, geomorfológicos e mesmo florísticos, e pouco se conhece sobre a evolução mais recente da paisagem desse espaço amazônico tão singular.

A ocupação desenfreada que vem ocorrendo nas últimas décadas por assentamentos dirigidos e fazendas de gado, apressa a necessidade de estudos para compreender a história pedológica dessa grande zona de transição entre vegetações abertas de cerrado a leste e a densa floresta Amazônica a oeste.

### **A Região da Serra dos Carajás**

Carajás e Hamersley Range no Oeste da Austrália são as mais importantes reservas mundiais de minério de ferro de alto teor do mundo (Dalstra & Guedes, 2004), sendo a região da Serra dos Carajás onde se encontram as maiores jazidas de ferro de alto teor do planeta.

A Serra dos Carajás insere-se por uma vasta área da região centro-sul do Pará, estendendo-se por mais 160 km em seu eixo maior no sentido leste para oeste e 60 km de largura de norte para sul. O corpo principal desta serra estende-se de leste para oeste, com ligeiro deslocamento para W-NW, seguindo o rumo dos velhos dobramentos do Cráton sul-amazônico (Ab' Saber, 1986).

A Serra se destaca em meio à vasta paisagem regional, composta por relevos colinosos suaves ondulados e ondulados de baixas altitudes (média de 200 m em relação ao nível do mar), originalmente recobertos por florestas tropicais densas. Essa paisagem se assenta em terrenos dos Complexos Xingu (gnaisses e migmatitos, principalmente) e Pium (granulitos), sendo o primeiro de maior expressão regional. Na Serra encontram-se diferentes formas de relevo que vão de amplos platôs onde afloram o minério de ferro, áreas basálticas e segmentos aplainados ou relevos dissecados em rochas sedimentares da Formação Águas Claras (arenitos, metarenitos e siltitos). São comuns feições escarpadas e em cristas, provenientes da exposição dos metarenitos ou em bordas de platôs de variados materiais, especialmente aqueles constituídos por canga laterítica. Nos domínios de rochas graníticas e migmatíticas, a paisagem assume forma de morrarias convexizadas e bem dissecadas onde, por vezes, aparecem feições dômicas onde ocorrem afloramentos rochosos.

As altitudes de maiores proporções em relação aos padrões regionais circundam em média a cota de 600 m, podendo nas áreas de platôs ferríferos assumirem cotas superiores a 900 m, representando áreas culminantes do estado. Por serem comuns as feições pseudocársticas, os primeiros levantamentos interpretaram erroneamente essa região como predominantemente calcária (Barbosa et al., 1966; Falesi, 1986).

O clima é tropical com verão chuvoso, do tipo Aw na classificação de Köppen, caracterizado por invernos secos e verões chuvosos (Nimer, 1989), sendo a Serra de Carajás parte do corredor seco da Amazônia Oriental, que experimentou condições semi-áridas durante o máximo glacial (Ab' Saber, 1986), e hoje representa uma faixa climática transicional entre a Bacia Amazônica e o Planalto Brasileiro, com grande variedade de fácies locais de pequena expressão geográfica (Vanzolini & Brandão, 1986). A região está situada em zona tropical desde o final do Mesozóico (Tardy et al., 1991) e desde então vem experimentando prolongados períodos de clima quente e úmido, alternando-se com períodos secos, registrados na forma de extensos e espessos mantos de lateritos (Tardy et al., 1991, Costa, 1991; Lucas & Chauvel, 1992; Vasconcelos et al., 1994; Costa, 1997; Girard et al., 1997; Théveniaut & Freyssinet, 1999, 2002) e solos derivados destes (Costa, 1991; Costa, 1997). Muitos terrenos cobertos com crostas ferruginosas ou ferroaluminosas lateríticas compõem regionalmente as áreas mais elevadas da paisagem, , a exemplo da Serra dos Carajás (Costa, 1991; Costa & Araújo, 1997; Costa & Lemos, 2000; Costa et al., 2002a), que representa uma parcela de superfícies mais antigas, correlacionadas com a Superfície Sul Americana

Considerada zona de tensão ecológica em escala regional, o relevo e o conjunto de condições climáticas característicos de Carajás tornaram possível a coexistência de paisagens diferentes, que incluem solos tropicais profundos cobertos por Florestas Ombrófilas, lado a lado com vegetações ora florestais ora abertas de caráter estacional, em vertentes escarpadas e em alguns relevos mais altos, com coberturas pedológicas pouco desenvolvidas.

A presença de vegetações savanizadas na Amazônia, no caso de Carajás verdadeiras clareiras dominadas pela vegetação sobre canga (Secco & Mesquita, 1983), representam importante ambiente de enclave dentro do domínio da floresta tropical. AB'SABER (1986) considera tais enclaves como testemunhos de uma cobertura vegetal arcaica, que teria antecedido a recente expansão das coberturas florestais amazônicas. Tal fenômeno teria ocorrido, significativamente, após a passagem do Pleistoceno para o Holoceno, em especial, quando do término da última glaciação a partir de 10.000 anos atrás, em processo ainda hoje operante.

Quanto à vegetação, a FLONA (Floresta Nacional de Carajás) abriga dois ambientes fitogeográficos bem distintos (Figura 2): um tipicamente arbóreo, representado pela Floresta Ombrófila em suas diferentes fácies; e por uma formação herbáceo-arbustiva, denominada Savana Metalófila (Porto & Silva, 1989). Ambas as formações florísticas apresentam diversas fácies, influenciadas por atributos ambientais tais como a natureza dos solos, a disponibilidade hídrica, sua distribuição na paisagem e sua conexão com os ambientes florestais vizinhos. Toda essa gama de fatores contribui para que haja um variado gradiente vegetacional que vai do ambiente perenifólio ao decíduo (Silva et al., 1996).

Em termos geomorfológicos, a Serra de Carajás se insere no domínio do Planalto Dissecado do Sul do Pará, caracterizado por maciços residuais de topo aplainado e conjuntos de cristas e picos interpenetrados por faixas de terrenos mais baixos (BRASIL, 1974). Esta unidade apresenta-se intensamente dissecada por vales encaixados, adaptados a redes de fraturas em rochas arqueanas e poucas estruturas proterozóicas. Nela se observa uma densidade média de drenagem, apresentando um padrão dendrítico. Nas áreas altas, os vales são essencialmente fechados, em forma de V e, em alguns casos, em forma de U aberto onde ocorrem planícies aluvionares mais extensas (Araújo & Maia, 1991).

Nos segmentos mais elevados da Serra existem drenagens interiores, evidenciadas pela presença de lagoas suportadas pelas formações ferríferas do Grupo Grão Pará (Costa et al, 2005). O relevo é forte ondulado e montanhoso, predominando

declividades acima de 20 %. Na porção inferior de algumas encostas ocorrem declividades de 9-20 %, caracterizando um relevo ondulado (Schaefer et al. 2007). Em geral os topos regionais são extensos e aplainados, tendendo localmente a tabulares, constituindo testemunhos de uma superfície de aplainamento resultante de uma pediplanação terciária que reelaborou um pediplano cretácico ou pré-cretácico (Araújo & Maia, 1991). São poucos os topos de forma arredondada e ainda mais raros aqueles de forma angular, ocorrendo apenas no extremo sudoeste da Serra dos Carajás e no extremo sudeste, na serra do Rabo.

Segundo Ab' Saber (1986) o maciço de Carajás corresponde aos restos de uma paleocordilheira arrasada, com a idade de seu aplainamento situada entre o fim do Mesozóico e a primeira parte do Terciário, sobre rochas arqueanas dobradas de grau metamórfico muito baixo (Formações Parauapebas, Carajás e Águas Claras).

A idade máxima do intemperismo da Serra dos Carajás alcança o Cretáceo superior, cerca de 70 milhões de anos antes do presente (Vasconcelos, 1996), quando da separação definitiva do Gondwana e abertura final do Atlântico Norte. A partir de então, instala-se um clima tropical úmido que favorece a alteração profunda das rochas. Supostamente, antes deste período, o clima era bem mais seco, e as taxas de intemperismo negligíveis. Ciclos de aplainamento e erosão foram frequentes na região desde então, configurando a província mineral principalmente sobre metavulcanitos básicos e formações ferríferas do Arqueano, bem como rochas sedimentares Arqueanas (Maurity & Kotschoubey, 1995). Ao final do Terciário Inferior, a crosta litificada ou laterítica sofreu uma progressiva degradação causada por variações climáticas e por lentos e progressivos soerguimentos regionais, que causaram rebaixamento do nível de base e aprofundamento do intemperismo, formando cavidades pseudocársticas (Maurity & Kotschoubey, 1995).

Os platôs ferríferos apresentam-se como fragmentos de dimensões variadas, por vezes com algumas dezenas de quilômetros de extensão e trabalhados por uma evolução morfodinâmica singular no contexto regional. Eles possuem encostas com predomínio de feições côncavas portadoras de depósitos de tálus grosseiros originários da erosão e solapamento da capa de canga que reveste e mantém os platôs (Shaefer et al., 2007), sendo que a dissolução química da base dos saprolitos, abaixo da canga cimentada, possibilita o desenvolvimento de feições doliniformes e cársticas, formando lagos e cavernas.

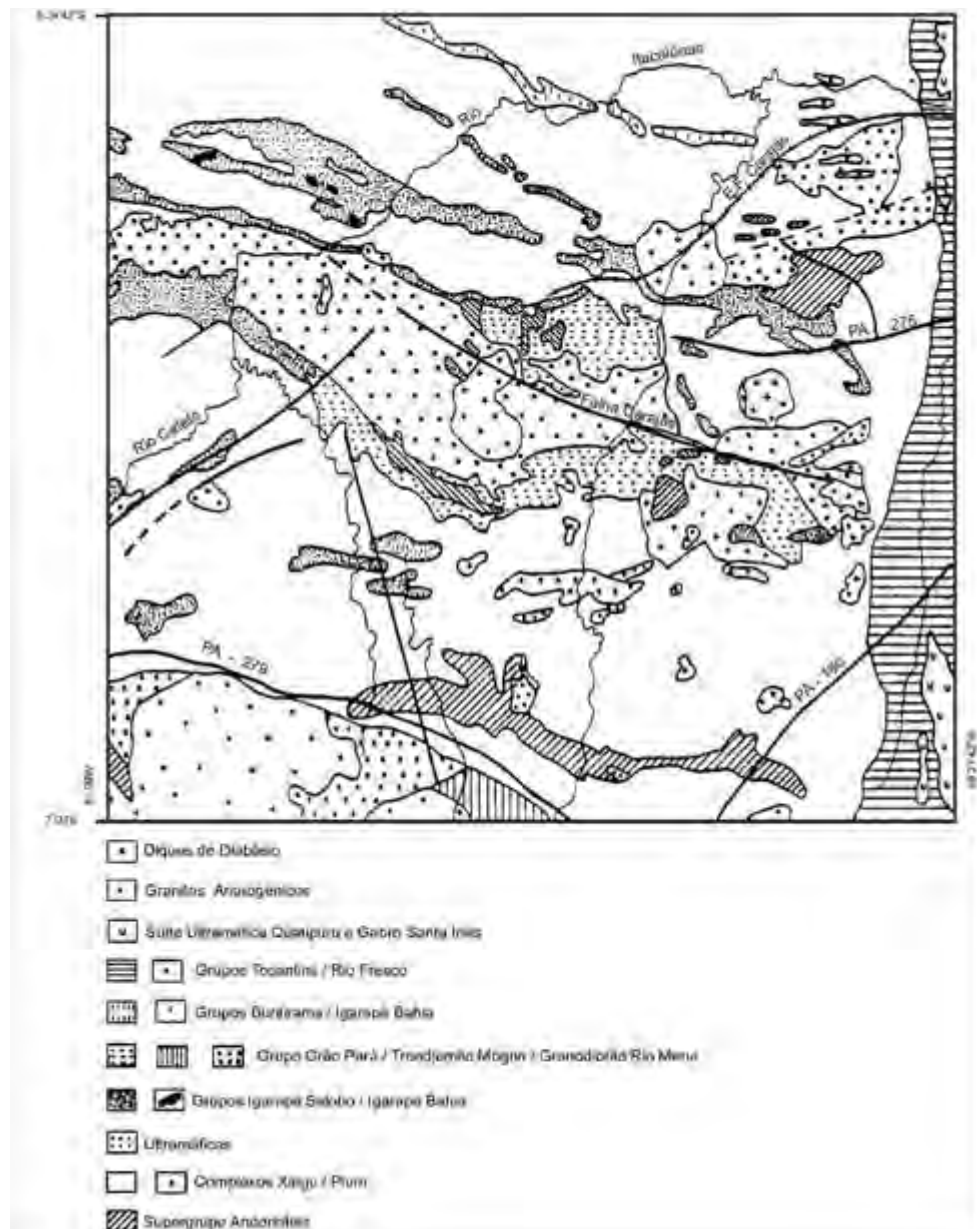
No entorno da FLONA ocorre um domínio de relevo colinoso aplainado esculpido majoritariamente sobre rochas do Complexo Xingu, correspondendo às

litologias mais arrasadas do regime compressivo do Cinturão Itacaiúnas (CPRM, 1991). A altitude média permanece ligeiramente abaixo dos 200 m, chegando a 300 m nas áreas mais elevadas. As encostas são suaves onduladas a onduladas, mesmo que as bordas das raras elevações deste domínio apresentem vertentes retilíneas.

Quanto à geologia, a área de estudo encontra-se inserida no Cinturão Itacaiúnas, uma província geotectônica com metassedimentos, metavulcânicas, gnaisses e granulitos (CPRM, 1991). A Serra dos Carajás é parte do cinturão de cisalhamento dúctil oblíquo, composto de dois principais domínios litoestruturais. Ao sul encontra-se marcado por zonas de cisalhamento sinistrais imbricadas, com orientação geral E-W, caracterizados por cinturões menores e lentes dos Complexos Xingu, composto principalmente por gnaisses de composição essencialmente granodiorítica variavelmente migmatizados, e Complexo Pium formado por granulitos máficos derivados de gabros, piroxenitos, noritos, dioritos e monzodioritos diferenciados e estratificados (Araújo et al., 1988) e pelo Grupo Sapucaia (vulcânicas máficas e ultramáficas). O domínio norte da Serra é caracterizado por uma estrutura sigmoidal alongada na direção WNW-ESSE, limitada grosseiramente pelas serras Norte e Sul, com rochas do Grupo Grão Pará, constituído pelas Formações Parauapebas, Carajás e Águas Claras (CPRM, 1991). As rochas mais antigas pertencem aos Complexo Pium datado em  $3.002 \pm 14$  Ma, idade de cristalização do protólito dos granulitos e em  $2.859 \pm 9$  Ma, idade do metamorfismo de fácies granulito (Pidgeon et al., 2000), enquanto o Complexo Xingu forneceu valores de  $2.859 \pm 4$  Ma (Machado et al., 1991) para a idade da última migmatização que o afetou.

O Supergrupo Itacaiúnas, onde se insere o Grupo Grão Pará (Figura 1), é constituído por seqüências vulcano-sedimentares que experimentaram os efeitos de dobramento regional, falhamento transcorrente, metamorfismo de contato e/ou metassomatismo ao redor de domos graníticos, além de alterações hidrotermais relacionadas a diversos eventos de mineralização (Macambira, 2003). Estes eventos afetaram as sequências de forma heterogênea, resultando no contato de litologias semelhantes, mas com graus distintos de alteração hidrotermal, metamorfismo de contato e intensidade de deformação (Zucchetti, 2007). Resende & Barbosa (1972) consideram que a Serra dos Carajás, que compreende a FLONA de Carajás, é constituído essencialmente de rochas Pré-Cambrianas de origem variada e distintos graus de metamorfismo. Essa região está localizada no extremo ESE do Cráton Amazônico (Almeida, 1978), com ocorrência de um núcleo granito-greenstone

envolvido por cinturões de gnaisses migmatizados e faixas supracrustais associadas, com direções EW, NE-SW e NW-SE.



**Figura 1.** Mapa de Distribuição das Unidades Geológicas - Província Mineral de Carajás. FONTE: DOCEGEO (1988).

Algumas considerações acerca dos aspectos pedológicos da Serra dos Carajás encontram-se em Brasil (1974), Falesi (1986; 1987), Amaral (1990) e Horbe & Costa (2005). Embora, o conhecimento sobre os solos que ocorrem na FLONA de Carajás, na perspectiva acadêmica e mesmo para fins de levantamentos, carecem de mais pesquisas, estando, portanto, os estudos pedológicos desta pequena porção do Brasil, ainda pouco desenvolvidos. Neste sentido, o objetivo deste trabalho foi de analisar os aspectos morfológicos, físicos, químicos, microquímicos e mineralógicos de sequências de solos nos platôs de canga ferrífera (Formação Carajás) e basálticos (Formação Parauapebas), e a definição de um modelo de pedogênese para essas áreas.

## CAPÍTULO 1

### PEDOGÊNESE EM PLATÔS DE CANGA FERRÍFERA NA SERRA DOS CARAJÁS

#### INTRODUÇÃO

As áreas da Formação Carajás revelam uma complexa paisagem, única no sudeste amazônico (Resende & Barbosa, 1972; Beisiegel, 1982; Gibbs & Wirth, 1990; Maurity & Kotschoubey, 1995; Lindenmayer *et al.*, 2001; Costa *et al.*, 2005; Schaefer *et al.*, 2007). São diferentes pedoambientes que gradam de afloramentos de canga ferruginosa a Latossolos, cujas variações fitofisionômicas vão de florestas perenifólias a vegetações xerofíticas (acaatingadas). Ela ocorre sob a forma de extensos platôs, alguns com mais de 25 km de extensão, e outros menores, com algumas centenas de metros, normalmente em relevo que varia de plano a ondulado, com cotas de 600 a 800 m de altitude, podendo atingir em alguns locais mais de 900 m. A parte superior desses platôs termina em encostas escarpadas, onde comumente ocorrem cavernas, decorrentes do lento processo de dissolução do jaspilito/canga. Abaixo das cornijas, desenvolve-se uma extensa rampa de colúvio que bordeja os platôs.

Esse conjunto de platôs faz parte do Planalto Dissecado do Sul do Pará (Brasil, 1974) e são formados por uma espessa cobertura laterítica desenvolvida sobre metavulcanitos básicos e ácidos, além de formações ferríferas bandadas do Grupo Grão Pará (DOCEGEO, 1988). Alguns autores consideram que os platôs da Serra dos Carajás estão expostos ao intemperismo desde o Mesozóico (King, 1956; Grabert, 1971; Tolbert *et al.*, 1971), motivo pelo qual o jaspilito que deu origem à canga é raramente encontrado em superfície. Climas úmidos e quentes ocorrem desde o Cretáceo, na maioria deste período, que fizeram da Amazônia Brasileira uma imensa área de expressivo intemperismo químico. A alteração pelo intemperismo química na Formação Carajás atingiu profundidades superiores a 400 m e segundo BEISIEGEL (1982) com formação de espessas camadas de minério de ferro de até 240 m de profundidade. A Formação Carajás está em contato com a Formação Parauapebas, composta por basaltos e riolitos subordinados (Meireles *et al.*, 1984), e mostra intercalações entre as rochas vulcânicas máficas e a formação ferrífera bandada (Gibbs & Wirth 1990) descrita como jaspilito (Beisiegel, 1982) meso e microbandado formado por bandas de jaspe e óxidos de ferro.

Constituída principalmente por formação ferrífera bandada (jaspilitos), a Formação Carajás é geradora de todos os corpos de minério de ferro da Serra dos

Carajás (Resende & Barbosa, 1972). Essas rochas são finamente laminadas em bandas de jaspe avermelhado (ou brancas, quando o quartzo encontra-se recristalizado, no caso da Serra Sul) intercaladas com hematita-martita-magnetita (Lindenmayer et al., 2001). Formações Ferríferas carbonáticas foram encontradas em alguns pontos na base do pacote de jaspilitos (Tolbert et al., 1971; Teixeira & Egger, 1994; Macambira et al., 1999). Esses jaspilitos bandados com nítidas camadas em quartzo-calcidônia, alternados com hematita-magnetita (Coelho, 1986), formaram-se por precipitação química em plataformas marginais de águas rasas, em período de calma tectônica e perto de fumarolas com ampla distribuição areal (Lindenmayer et al., 2001). Diques e soleiras de rochas máficas cortam esta unidade (Resende e Barbosa, 1972). Ocorrem também numerosas intercalações lateríticas nos corpos de minério de algumas áreas, interpretadas por analogia, como soleiras de rocha máfica. Nas áreas das jazidas, as rochas aparecem muito decompostas, com um material de capeamento característico de uma argila vermelha laterítica, com ocorrência escassa de fragmentos de rocha máfica.

Os jaspilitos de Carajás são rochas de origem sedimentar química não metamorfozadas e sem alteração aparente de sua composição (Macambira & Schrank, 2002), com bandeamento rítmico (Beisiegel, 1982), formados por bandas escuras de hematita/magnetita e bandas avermelhadas composta de jaspe e chert (Meyreles, 1986; Macambira et al., 1990). Em meio a eles, ocorrem sills de basalto, que causaram a recristalização nas bandas de jaspe (Macambira & Silva, 1994). Também são observados diques de rochas básicas na Formação Carajás. Em contraste à maioria dos depósitos de ferro do mundo, em Carajás, não houve alterações por metamorfismo regional e por isso, as rochas, mostram estruturas deposicionais e diagenéticas preservadas (Macambira & Silva 1995).

A ação do intemperismo nos altos platôs de Carajás iniciou-se a cerca de  $72 \pm 6$  Ma (Vasconcelos et al. 1994), perdurando até os dias atuais, com alguns períodos de relativa estagnação das alterações químicas (períodos glaciais). Dessa maneira, os mantos lateríticos encontrados em Carajás desenvolveram-se no Cretáceo inferior (Truckenbrodt & Kotschoubey, 1981; Costa, 1991a, 1991b; Vasconcelos et al., 1996; Ruffet et al., 1996; Costa, 1997). A pediplanação ocorrida na formação da Superfície Sul Americana (King, 1956), no Terciário, espalhou o material alterado do jaspilito por vasta área, além do rebordo dos platôs, configurando até o presente a paisagem regional. Na Serra Norte, segundo Kotschoubey & Lemos (1985), Kotschoubey et al. (1989), Souza & Kotschoubey (1991) e Souza (1993), a cobertura laterítica sofreu uma evolução polifásica em função das variações climáticas, que vão de alteração *in situ*,

redistribuição subsequente de Fe e Al e, retrabalhamento físico dos produtos do intemperismo. Os depósitos de minério de ferro hematítico são produto de enriquecimento supergênico sobre os jaspilitos da Formação Carajás, que causou a lixiviação preferencial da sílica e conseqüente elevação dos teores de ferro de cerca de 36–45 % para 64–68 % (Beisiegel, 1982).

### **HIPÓTESES**

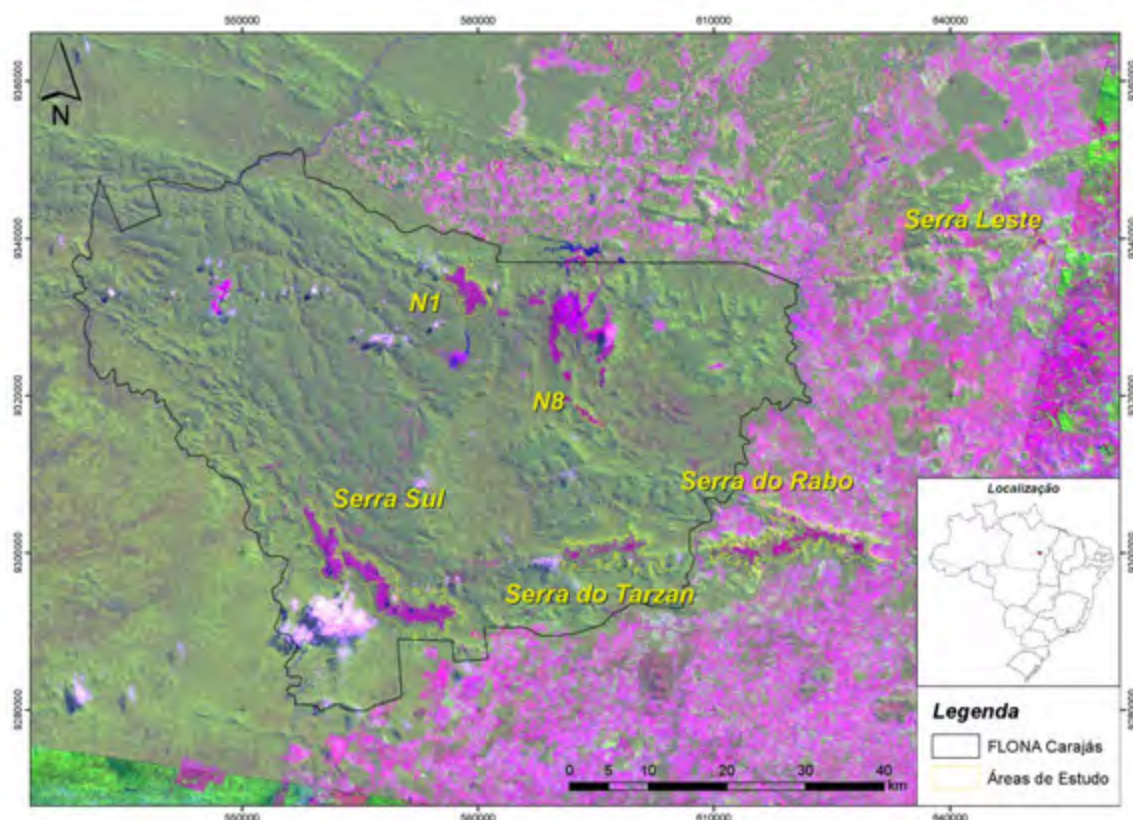
- Os solos evoluídos da Formação Carajás são produtos da alteração das concreções de canga ferruginosa, não havendo formação atual de concreções ferruginosas, mas sim a dissolução/alteração em função do pedoclima úmido instalado no Holoceno.
- Em virtude da evolução a longo termo da paisagem, e do arrasamento erosivos dos topos, os solos atuais receberam influência de materiais de origem alóctones, enquanto as concreções se originaram apenas dos jaspilitos subjacentes.

### **MATERIAL E MÉTODOS**

#### **Área de Estudo**

A região de estudo é composta por relevos colinosos suave ondulados e ondulados de baixa altitude (média de 200 m em relação ao nível do mar), originalmente recobertos por Floresta Ombrófila Densa, em sua maioria sobre Argissolos distróficos seguidos por Latossolos e Argissolos eutróficos (Brasil, 1974; Falesi, 1986 e 1987), evoluídos em sua maioria, de rochas (gnaiesses e migmatitos) do Complexo Xingu (Brasil, 1974; Docegeo, 1988; Araújo et al., 1988; Araújo & Maia, 1991; Nogueira et al. 1995; Pinheiro & Holdsworth, 1997; Macambira et al., 1990). Contrapondo-se a esta paisagem geral, observam-se serras sob diferentes formas de relevo que vão de amplos platôs de bordas escarpadas, segmentos aplainados, relevos fortemente dissecados, longas rampas de colúvio, cristas ravinadas ou morrarias convexas, onde ocorrem vegetações abertas que gradam de campos rupestres a matas secas. As altitudes das grandes serras estão em média na cota de 600 m, podendo em algumas áreas dos platôs ferríferos de Carajás assumirem cotas acima de 900 m, representando as áreas culminantes do Pará.

O clima é tropical com verão chuvoso, do tipo Awi pela classificação de Köppen, caracterizado por invernos secos e verões chuvosos. A precipitação média anual é de 2116 mm na região de Carajás (CVRD, 1980) e 2024 mm em Marabá (Pereira, 1991), a precipitação média do mês mais seco é inferior a 60 mm. A variação das médias térmicas ao longo do ano não ultrapassa os 5°C (Pereira, 1991). A temperatura média anual na Serra dos Carajás é de 21 e 22 °C em contraste aos 25 e 26 °C da área situada entre Parauapebas e Marabá (Ab' Saber, 1986), caracterizando uma espécie de clima montano ou serrano amazônico. A umidade média ao longo do ano é de 70 % (Marques et al., 1986), a amplitude térmica entre as médias do mês mais frio e mais quente não é superior a 3°C. Essa região em todo seu conjunto está intimamente correlacionada ao domínio morfoclimático da Amazônia.

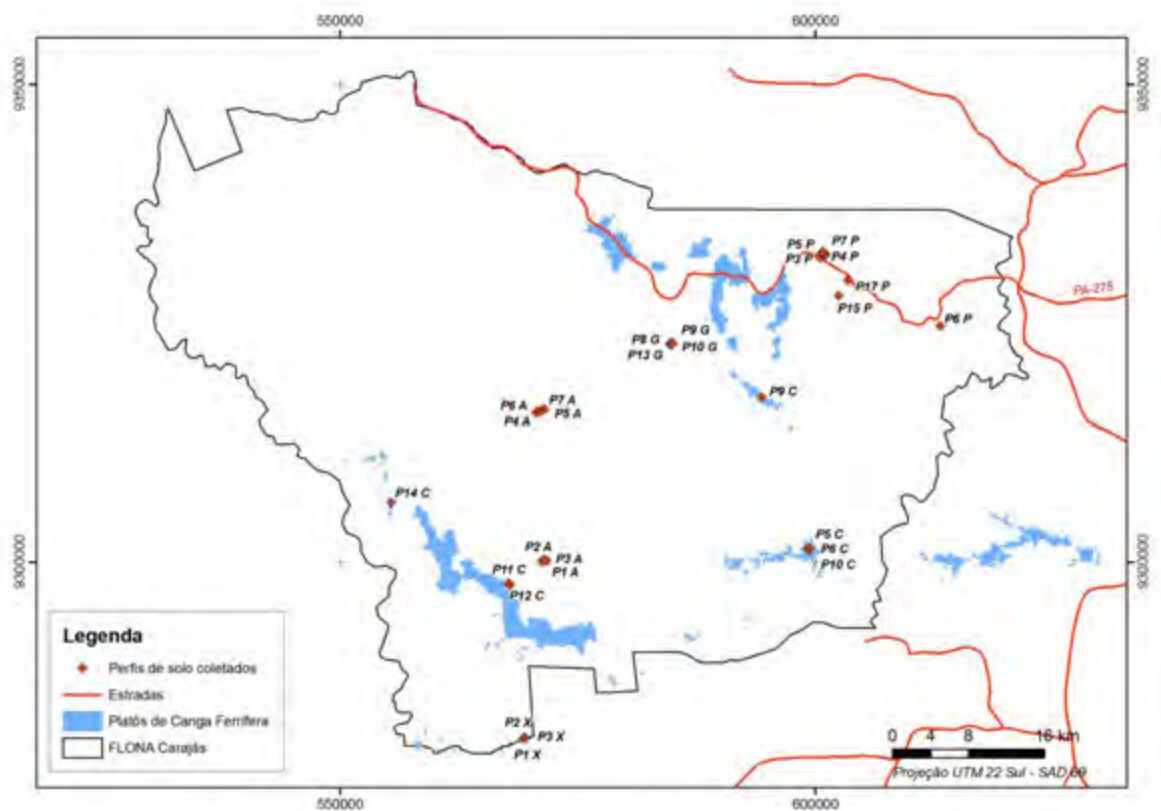


**Figura 2.** Localização da área de estudo e seus diferentes padrões de relevo e cobertura.

Quanto ao uso dos solos, excetuando-se parte das reservas federais e terras indígenas, o restante encontra-se praticamente todo ocupado por pastagens (Figura 2). As áreas antropizadas são compostas em maioria por Argissolos distróficos e em menor parte eutróficos, sendo comum a ocorrência de Latossolos (RadamBrasil, 1974). Entretanto, nas grandes serras, a exemplo da Serra da Seringa e Serra dos Carajás, ocorrem sequências de solos que se diferem do padrão regional e cujo conhecimento acerca destas é quase inexistente.

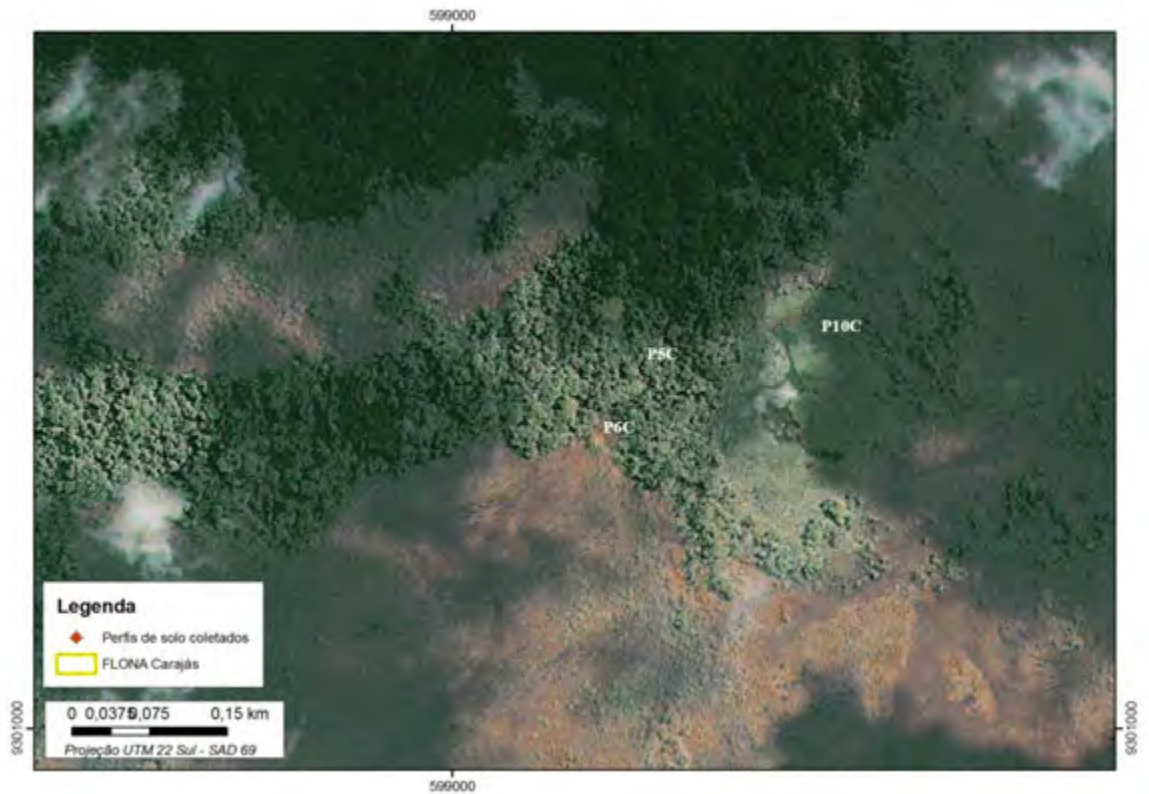
### Coleta e descrição de solos

Sete perfis referidos como: P5C, P6C, P9C, P10C, P11C, P12C e P14C (Figura 3), foram descritos e amostrados conforme Santos et al. (2005) e classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). As cores dos horizontes foram determinadas através de comparação na caderneta de cores de Munsell (2000). A escolha dos perfis contemplou as sequências pedológicas que ocorrem na Formação Carajás (Jaspilitos), cujo gradiente vegetacional compreende desde campos rupestres e/ou formações decíduas até florestas ombrófilas. A atração magnética foi observada em campo com o uso de imã de mão, sendo classificada em quatro níveis: 1) sem atração; 2) fraca; 3) moderada; e 4) forte.



**Figura 3.** Localização dos diferentes perfis coletados na FLONA de Carajás

Os perfis P5C, P6C e P10C foram coletados na Serra do Tarzan (Figura 2 e 3), porção sudeste da FLONA. A área situa-se em um amplo platô de canga ferrífera, recoberto em sua maioria por vegetação de padrão aberto. Padrões florestais são comuns nesse platô sob a forma de corredores florestados ou de capões ilhados semidecíduos em meio à vegetação de fitofisionomia acaatingada e decídua (Figura 4).



**Figura 4.** Localização dos perfis coletados na Serra do Tarzan

O perfil P5C (Figura 5), coletado a 758 m de altitude, localiza-se em área de floresta semidecídua de médio porte (capão florestado), com leve declividade que se encerra no lago sazonal onde coletou-se P10C . Ambos os perfis estão sob influência de depressão doliniforme. P5C apresenta muitas concreções de tamanhos variados e com forte atração magnética.



Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólicos, textura argilosa cascalhenta, A moderado, floresta aberta estacional semidecídua, relevo suave ondulado.

Floresta de baixo porte aberta e semidecídua sobre P5C.

**Figura 5.** Perfil P5C, coletado em área de capão florestado.

O lago em que foi coletado P10C (Figura 4 e 6), a 751 m de altitude, encontra-se bastante colmatado por detritos já bem alterados e mesmo pedogenizados, onde ocorre

abundante vegetação higrófila. Este lago teve sua área reduzida em relação à extensão pretérita. Os sinais na paisagem indicam paleoníveis que sofreram erosão pela ação do lago, pois o nível atual da água diminuiu significativamente seu tamanho e profundidade.



Gleissolo Melânico Tb Distrófico petroplântico, fase formação pioneira com influência lacustre.

Área no período de estiagem, com o lago praticamente seco, onde foi coletado P10C.

**Figura 6** . Perfil P10C e o lago principal da Serra do Tarzan em período de estiagem.

O perfil P6C (Figura 7) encontra-se a 762 m de altitude, sob vegetação de transição (Escrube) entre a floresta de baixo porte semidecídua (P5C), lago (P10C) e as áreas herbáceo/arbustivas sobre canga. Ele se localiza no final de um leve sulco de drenagem pluvial (Figura 4), sendo um solo raso de constituição esquelética, formado por cerca de 80 % de concreções ferríferas.



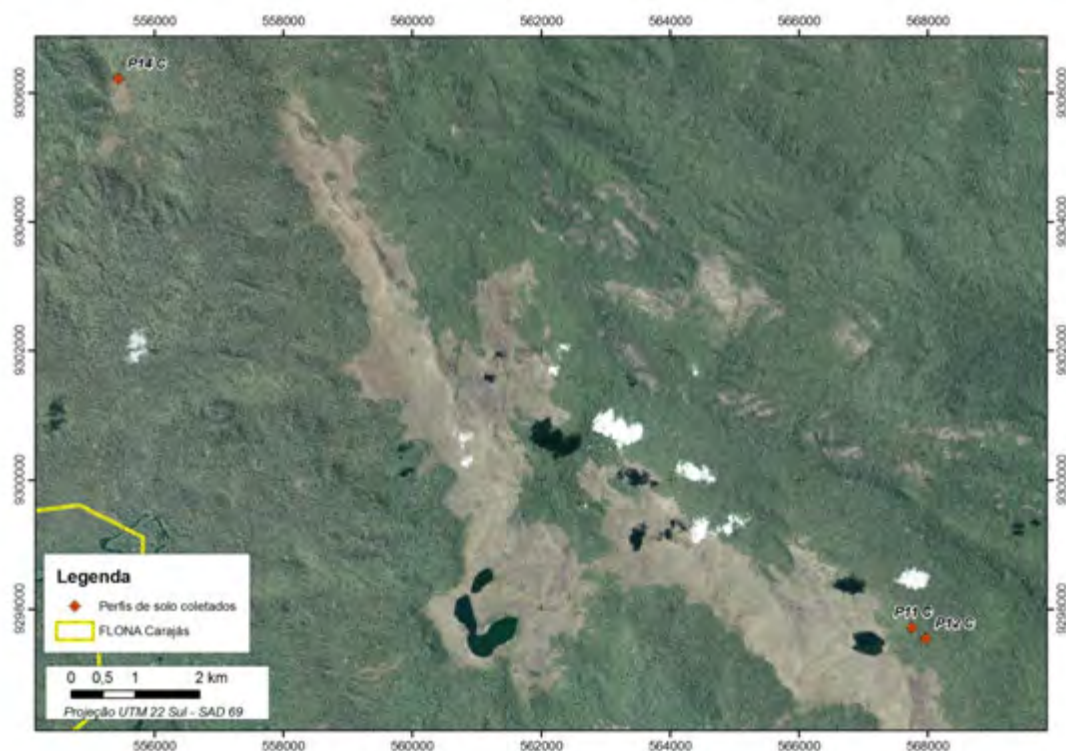
Plintossolo Pétrico Litoplântico típico, textura média cascalhenta, fase “capão baixo”, relevo plano.

Ambiente descrito como Capão Baixo (Schaefer et al., 2007) onde foi amostrado o perfil P6C. Vegetação lenhosa aberta de baixo porte e decídua, com presença de cactáceas.

**Figura 7**. Perfil P6C e vegetação decídua e presença de um sub-bosque composto por Sobralia, que o recobre.

A sequência de perfis coletados na Serra Sul (Figura 8) compreende três solos: P14C localizado no alto de um remanescente de platô mapeado como basalto (CPRM, 1991), mas verificado como pertencente à Formação Carajás; P11C e P12C na borda lesta do Bloco C, em seu terço médio/superior e mapeado (CPRM, 1991) como

Formação Parauapebas, mas com acentuada contribuição de material coluvial de canga do jaspilito.



**Figura 8.** Localização dos perfis P11C, P12C e P14C na Serra Sul.

O perfil P14C (Figura 9) coletado em um pequeno platô de canga, a 638 m de altitude, derivada do jaspilito possui constituição esquelética com cerca de 80 % de concreções, 9 cm de serrapilheira e forte atração magnética. A área é de Capão Baixo (vegetação lenhosa aberta de baixo porte e decídua, podendo ocorrer cactáceas), bem drenada e faz divisa com a vegetação herbáceo/arbustiva sobre canga.



Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico, A moderado, raso, distrófico, oxidico, textura média cascalhenta, fase escrube, relevo suave ondulado.



Ambiente com vegetação tipo escrube, aparência cerrado/caatinga.

**Figura 9.** Perfil P14C e a vegetação que o recobre

O perfil P11C (Figura 10) encontra-se sob vegetação decídua de porte florestal baixo, com afloramento de muitos blocos de canga. Esse ambiente não é comum nas

bordas da Serra Sul e ocorre de maneira bem esparsa e pontual. O solo possui forte atração magnética e constituição esquelética. Próximo ao perfil há afloramento de canga em forma de lajedo onde ocorre vegetação xerofítica com cactáceas e bromeliáceas.



Plintossolo Pétrico Litoplântico êndico, A moderado, pouco profundo, distrófico, oxídico, textura argilosa cascalhenta, fase floresta tropical caducifólia, relevo ondulado.

Floresta Estacional Decídua de baixo porte, no período de estiagem. São muito comuns leguminosas nessa área.

---

**Figura 10.** Perfil P11C e a vegetação de padrão aberto que o recobre.

O perfil P12C (Figura 11) é um típico solo dos terços médios das bordas da Serra Sul sob vegetação florestal semidecídua de alto porte. Nesse ambiente os solos são em geral profundos e cascalhentos, com forte atração magnética. São encontrados nas proximidades deste perfil materiais derivados de basaltos e jaspilitos, inclusive blocos de basalto pouco alterado no encaixe da drenagem.



Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico, A moderado, profundo, distrófico, oxídico, textura argilosa/muito argilosa ambas cascalhentas, fase floresta tropical subcaducifólia, relevo ondulado.

A Floresta Ombrófila Densa predomina nas encostas dos grandes platôs da Formação Carajás.

---

**Figura 11.** Perfil P12C e a vegetação de porte alto que o recobre.

A área chamada de N8 é um platô de canga ferrífera de dimensões medianas e rica diversidade de ambientes (Figura 12). Localiza-se na Serra Norte, nas proximidades dos arenitos da Formação Águas Claras a norte e basaltos da Formação Parauapebas ao sul.



**Figura 12.** Localização do Perfil P9C no platô de N8, Serra Norte.

O Perfil P9C, a 723 m de altitude (Figura 13), representa bem o solo dominante em N8. Raso, muito cascalhento e muito rico em matéria orgânica, possui apenas alguns centímetros antes do contado com a camada de canga contínua (F). Esse solo passa por alterações drásticas em decorrência do regime de chuvas da região: nos períodos de maior precipitação ele permanece encharcado e na estiagem fica completamente seco, obrigando a seleção de uma vegetação muito adaptada a esses contrastes.



Plintossolo Pétrico Litoplântico típico, textura média cascalhenta, fase campo rupestre com Vellozia, relevo plano.



Área de padrão aberto com vegetação herbácea/arbustiva sobre canga. Paisagem dominante em N8.

**Figura 13.** Perfil P9C e vegetação típica que recobre as áreas de afloramento de canga ferruginosas.

Os sete perfis referidos acima, selecionados dentre os mais de 50 descritos na região, mais amostras complementares de solo, para análise microquímica, de jaspilotos e concreções de superfície, compõem o material estudado da Formação Carajás.

## **Análises físicas, químicas e mineralógicas**

As amostras coletadas dos horizontes foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de 2 mm de abertura de malha para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA), que foi submetida a análises de acordo com os métodos descritos por EMBRAPA (1997). A análise textural foi realizada por peneiramento e método da pipeta, porém, com utilização de agitação lenta de 50 rpm por 16 horas (Ruiz, 2005a) e determinação do silte por pipetagem (Ruiz, 2005b), e não por diferença. A argila dispersa em água foi determinada seguindo metodologia descrita para análise granulométrica, com agitação rápida (12000 rpm por 15 minutos) e suprimindo-se o uso do dispersante químico. O pH foi determinado em água e em solução de KCl 1 mol L<sup>-1</sup> em suspensão solo/solução na proporção 1:2,5. Os cátions trocáveis foram extraídos por KCl 1 mol L<sup>-1</sup> e quantificados por espectrometria de absorção atômica (Ca<sup>2+</sup> e Mg<sup>2+</sup>) e por titulometria com NaOH (Al<sup>3+</sup>). O Na<sup>+</sup>, extraído com solução de acetato de amônio 1,0 mol L<sup>-1</sup> a pH 7,0 foi quantificado por fotometria de chama. A acidez potencial (H<sup>+</sup> + Al<sup>3+</sup>) foi extraída por acetato de cálcio 0,5 mol L<sup>-1</sup> a pH 7,0 e quantificada por titulometria com NaOH. P disponível e K<sup>+</sup> trocável foram extraídos pelo Mehlich-1, sendo P quantificado pelo método do ácido ascórbico, como descrito por Kuo (1996), e K<sup>+</sup> determinado por fotometria de chama. Os micronutrientes Cu<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> e Mn<sup>2+</sup> disponíveis foram extraídos pelo extrator Mehlich-1 e determinados por absorção atômica. O teor de matéria orgânica (MO) foi estimado após a determinação do C orgânico pelo método Walkley Black, sem aquecimento.

Para determinar os teores e a composição química dos óxidos de Fe de baixa e alta cristalinidade da fração argila, efetuou-se extrações com oxalato ácido de amônio 0,2 mol L<sup>-1</sup>, pH 3,0 (OAA) (McKeague, 1978) e ditionitocitrato-bicarbonato (DCB) (Mehra & Jackson, 1960), respectivamente, conforme detalhes apresentados por Melo et al. (2001). Após as extrações os teores de Fe e Al foram determinados em ICP-MS.

Os minerais da fração argila, concreções e TFSA, todos macerados em almofariz de ágata e montadas em placa de Koch (amostra em pó) foram identificados por difratometria de raios-X com radiação CuK $\alpha$  em um difratômetro Philips PW3020. A velocidade de leitura foi de 1°2 $\theta$ /min, amplitude de 3 a 70 ° 2 $\theta$ , e operado a 20 mA e 50 kV.

A TFSA e concreções também foram analisados por difratometria de raios-X emitidos por acelerador de partículas tipo síncrotron (*10-BM-1 Powder Diffraction beamline, Australian Shynrotron*). As amostras de solo e concreções trituradas em grau de ágata, foram montadas em capilares de vidro e analisadas a uma variação angular de

4 a  $60^\circ 2\theta$ . O comprimento de onda foi calibrado em  $\sim 1.0 \text{ \AA}$  para fornecer adequada dispersão/resolução e picos bem definidos, para a identificação de minerais presentes em pequenas quantidades.

As TFSA, argilas, rocha, concreções e saprolito foram finamente pulverizados em gral de ágata, e a composição química total deles foi obtida pela combinação de análises por fluorescência de raio-X (FRX) (Jones, 1982) e leitura em ICP. Para a análise por FRX as amostras foram misturadas com metaborato de lítio, fundidas a  $1050^\circ\text{C}$ , montadas em formatos de disco e lidas em FRX (Philips PW 1480 XRF spectrometer), sendo utilizados os resultados de Si, Al, Fe, K, Ca, Mg, Na, Ti, Mn e S (elementos maiores) para interpretação nos resultados e discussões. Os elementos menores: Ba, Ce, Gd, Hf, La, Mo, Nd, Ge, Cr, V, P, Y, Zn, Rb, Sc, Ni, Sr, Cu, Ga, Pb, Co, As, Be, Zr, Th, e Cd foram determinados por leitura em ICP-MS, com os devidos cuidados para maior acurácia e precisão (Lynch, 1999). Para isso as amostras foram fundidas com metaborato de lítio em cadinhos de platina a  $1050^\circ\text{C}$  e dissolvidas em  $\text{HNO}_3$ . Os resultados foram interpretados, com as variáveis químicas previamente padronizadas e normalizadas, em análises estatísticas usando-se o programa Statistica, versão 7.0, (StatSoft Inc., 2003).

### **Microanálises em seções finas de solo**

Amostras de solo indeformadas foram coletadas, secas ao ar e impregnadas com resina, cortadas e feitas seções finas (lâminas de micromorfologia) de dimensão 2,5 por 4 cm, polidas sucessivamente em disco de nylon com pasta diamantada, a partir de  $60 \mu\text{m}$ ,  $6 \mu\text{m}$ ,  $3 \mu\text{m}$  e  $1 \mu\text{m}$ , com posterior lavagem ultrassônica para remoção de resíduo do polimento.

As lâminas foram recobertas com uma fina película de grafite, para formar uma superfície condutora, sendo feitas microanálises (mapas químicos e análise pontual quantitativa) em microscópio eletrônico de varredura (MEV), com detector de retroespalhamento acoplado ao espectrômetro de dispersão de raios-X (PCXA-EDS).

## **RESULTADOS E DISCUSSÕES**

### **Características morfológicas**

De maneira geral os solos (Quadro 1) possuem cores vermelho-escuro-acinzentado a preto-avermelhado, consequência da riqueza em óxidos de ferro, especialmente hematita e magnetita, responsáveis pelas cores avermelhadas e pretas. Quando a hematita encontra-se mais na fração argila, predominam cores avermelhadas,

e no tamanho areia ou maior, a hematita e magnetita contribuem para cores acinzentadas a pretas. O perfil P10C em condição de má drenagem se difere dos demais por possuir cores gleizadas, com exceção do horizonte C1 de coloração avermelhada.

Os solos de melhor drenagem apresentam estrutura forte pequena e média granular (Quadro 1), o que é esperado em decorrência de sua composição oxidica. A consistência é em geral friável a solta e quando molhado, ligeiramente plástico a ligeiramente pegajoso. Todos eles, com exceção do P10C, apresentam forte atração magnética em razão da presença de magnetita ou maghemita, ou ambas.

**Quadro 1.** Características morfológicas dos solos estudados

Hor./Prof. (cm)	Situação <sup>(1)</sup>	Declive <sup>(2)</sup> e Altitude	Drenagem	Cor Úmida (Munsell)	Estrutura <sup>(4)</sup>	Consistência	
						Úmido <sup>(5)</sup>	Molhado <sup>(6)</sup>
P5C_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólicos							
Ac (0-12)		5 %	Acentuadamente drenado	10R 3/2	M, PM,G	MF	LPI/LPe
Bwc1 (12-27)	Alto de platô	753 m		10R 3/3	F, MP, G	S	LPI/LPe
Bwc2 (27-48 <sup>+</sup> )				10R 3/3	F, MP, G	S	LPI/LPe
P6C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico							
Ac/F (0-15)	Alto de Platô	3 % 749 m	Moderadamente drenado	10YR 2,5/1	F, P, G e GS	S	NPI/NPe
P11C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico êndico							
Ac (0-13)	Terço médio de encosta	16 % 634 m	Acentuadamente drenado	2,5YR 3/3	M, P, G	MF	NPI/NPe
BAc (13-39)				2,5YR 3/4	F, P e MP, G	F	NPI/NPe
Bwc(39-58 <sup>+</sup> )				2,5YR 3/3	F, P e MP, G	F	NPI/NPe
P12C_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico							
Ac (0-10)	Terço médio de encosta	11 % 623 m	Bem drenado	2,5YR 3/3	M, P, G	F	NPI/NPe
BAc (10-22)				2,5YR 3/6	F, P e MP, G	F	LPI/LPe
Bwc1 (22-39)				10R 3/4	F, P e MP, G	F	LPI/LPe
Bwc2 (39-68 <sup>+</sup> )				10R 3/4	F, P e MP, G	F	LPI/LPe
P14C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico							
Ac (0-15)	Alto de Platô	6 % 654 m	Acentuadamente drenado	10R 2,5/1	F, MP e P, G	F	NPI/NPe
P9C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico							
Ac (0-5)	Alto de Platô	2 % 712 m	Imperfeitamente drenado	10R 2,5/1	M, MP e P, G	MF	PL/LPe
P10C_ Gleissolos Melânico Tb Distróficos petroplântico							
H (0-22)	Ambiente dolíniforme em alto de platô	1% 736 m	Mal drenado	5YR 3/2	Maciça	S	LPI/LPe
HC (22-30)				5YR 4/3	Maciça	S	LPI/LPe
C1 (30-40)				10R 6/8	Maciça	S	PL/Pe
Cg2 (40-63)				5YR 7/3	Maciça	S	PL/Pe
Cg4 (63-80)				5YR 6/1	Maciça	S	PL/Pe
C5 (80-90 <sup>+</sup> )				5YR 6/1 e 10YR 7/6 <sup>(3)</sup>	Maciça	S	PL/Pe

(1) Situação - posição do perfil na paisagem; (2) Declive local; (3) Presença de mosqueado comum, médio e distinto. (4) Estrutura: grão simples – GS, grau de desenvolvimento (F - forte, M - moderado), tamanho (MP - muito pequeno, P – pequeno, PM- pequena e média), tipo (G - granular, BS - bloco subangular). (5)Consistência no estado úmido: S – solto, MF - muito friável, F - friável. (6) Consistência no estado molhado: Pl - plástico, Pe - pegajoso, LPI - ligeiramente plástico, MPI - muito plástico, MPe - muito pegajoso, N – Não.

Os solos da parte superior dos platôs da Formação Carajás estão nas maiores altitudes regionais, fazendo-os livres da influências de detritos grosseiras de outras litologias. Ao contrário verifica-se nas partes mais baixas dos platôs, a exemplo dos perfis P11C e P12C, observa-se a presença de detritos grosseiros de material basáltico.

O solo P10C é o que apresenta a maior profundidade em função do volume de sedimentos, em sua maioria material edáfico, que foi-se acumulando no fundo do lago. Esse material apresenta acentuada diagênese/pedogênese em função do longo período em que está submetido a condições redutoras e por vezes, em climas mais secos, a

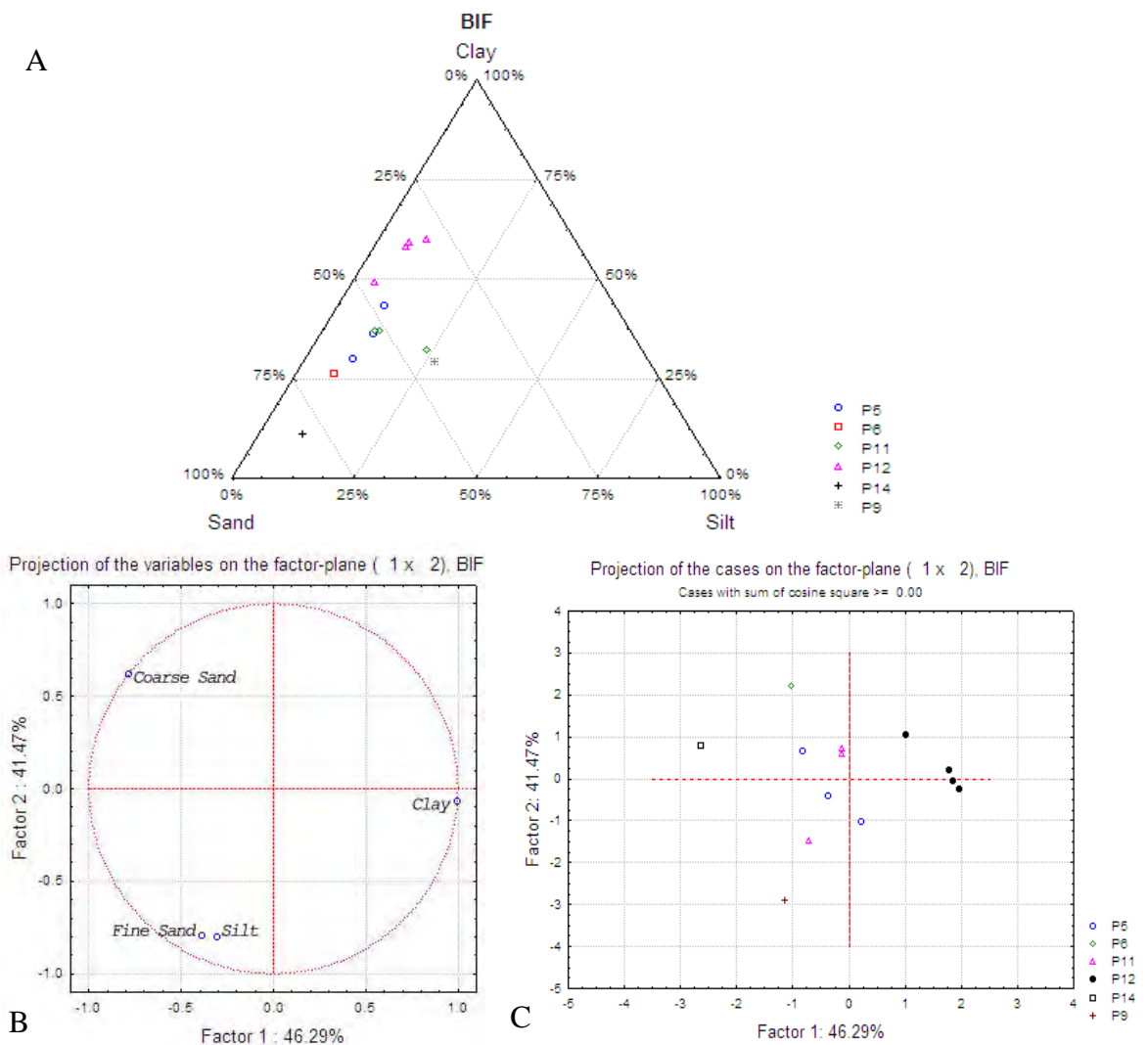
condições oxidantes aliada a uma pedobioturbação muito mais acentuada em relação à situação atual.

Solos de áreas bem drenadas em alto de platô e influenciados por sistemas doliniformes, a exemplo do perfil P5C e outros descritos na Serra Sul e Norte (Schaefer et al., 2007), possuem profundidades variadas, mas sempre superiores aos solos do entorno. Alguns desses solos podem chegar a mais de 2 m de profundidade antes de atingir o horizonte litoplântico, e representam o produto da pedogênese sobre cangas e material edáfico acumulado nas depressões. No caso de P12C, e demais solos que dominam as extensas rampas de colúvio que bordejam os grandes platôs da Formação Carajás, a exemplo da Serra Sul, também podem apresentar profundidades superiores a 2 m, resultado da pedogênese nos espessos colúvios de canga/jaspilito e basalto. Nas demais condições para solos em alto de platô ou recobertos por vegetação de baixo porte, via de regra, apresentam profundidades muito reduzidas, sempre interrompida pelo horizonte litoplântico (F).

### **Análises Físicas**

Os perfis coletados possuem variação textural (Figura 14 e Quadro 2), e alguns grupos de solos podem ser definidos a partir da distribuição granulométrica: P12C mais argiloso que os demais; P5C e P11C com textura intermediária; P9C com maior participação de silte e areia fina em relação aos demais perfis; e P14C e P6C com maior contribuição da areia grossa.

O perfil P12C situa-se na borda da Serra Sul em uma extensa rampa de colúvio, onde ocorrem jaspilitos e basaltos principalmente. Este solo possui maior participação da fração argila (Quadro 2) em relação aos demais em decorrência da provável contribuição de basalto em sua formação. Na fração areia de P12C se destaca a de maior tamanho (areia grossa), resultado da presença das concreções ferruginosas. Os perfis P5C e P11C (Figura 14 e Quadros 2) possuem maior participação da fração areia em relação a P12C, fato já notado em campo pela abundância de concreções, com cerca de 60 a 70 % do volume em média (estimado visualmente em campo), que contribuem significativamente no incremento da fração areia, especialmente a grossa. Os valores de argila para esses dois perfis são intermediários em relação aos demais solos, ficando em torno de  $35 \text{ dag kg}^{-1}$ , sendo a maioria dos horizontes pertencentes à classe textural argilo-arenosa.



**Figura 14.** A -agrupamento textural; B e C análise dos principais componentes dos teores de argila, silte, areia fina e areia grossa dos perfis coletados.

O perfil P9C se difere dos demais pela proporção semelhante entre silte e argila. Quanto ao valor mais alto de silte em P9C, o mais provável seja a cimentação por complexos orgânicos e Fe não dispersos no processo de separação das frações granulométricas e a participação acentuada de quartzo em tamanho de silte (Quadro 2).

O perfis P11C, P12C e P14C apresentam baixa porcentagem de argila dispersa em água (Quadro 2), o que é esperado para solos muito intemperizados e ricos em óxidos.

**Quadro 2- Resultado da análise granulométrica dos solos da Formação Carajás**

Símbolo	Horizonte	Composição granulométrica da terra fina dag kg <sup>-1</sup>				Relação silte/argila	Argila dispersa em água %	Classe Textural
		Prof. cm	Areia grossa	Areia Fina	Silte			
P5C_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico								
Ac	0-12	36	11	10	43	0,23	-	Argilo-Arenosa
Bwc	12-27	44	9	11	36	0,31	-	Argilo-Arenosa
Bwc2	27-48 <sup>+</sup>	54	6	10	30	0,33	-	Franco-Argilo-Arenosa
P6C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico								
Ac/F	0-15	65	1	8	26	0,31	-	Franco-Argilo-Arenosa
P11C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico êndico								
Ac	0-13	37	7	24	32	0,75	2	Franco-Argilosa
BAc	13-39	47	4	12	37	0,32	1	Argilo-Arenosa
Bwc	39-58 <sup>+</sup>	48	4	11	37	0,30	1	Argilo-Arenosa
P12C_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico								
Ac	0-10	28	6	7	59	0,12	1	Argila
BAc	10-22	42	4	5	49	0,10	1	Argila-Arenosa
Bwc1	22-39	30	5	7	58	0,12	2	Argila
Bwc2	39-68 <sup>+</sup>	25	5	10	60	0,17	2	Muito Argilosa
P14C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico								
Ac	0-15	71	9	9	11	0,82	1	Franco-Arenosa
P9C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico								
Ac	0-5	32	12	27	29	0,93	-	Franco-Argilosa

Os perfis P6C e P14C são mais rasos que P5C, P11C e P12C, e apresentam caráter esquelético com mais de 80 % de concreções, sendo que grande parte delas apresentam tamanho menor que 2 mm, o que é retratado nos resultados granulométricos (Quadro 2), cujos valores de areia grossa são muito elevados. O conteúdo de argila é baixo nesses dois perfis, especialmente em P14C, o que pode indicar certo desequilíbrio entre a precipitação/formação de minerais e a dissolução das cangas ferríferas, em que este último processo aliado à remoção de Fe do perfil seria bem mais acentuado, impedindo a formação de minerais de argila. Outra hipótese, especialmente para P14C seria a falta de outros materiais de origem para formar este solo, ou seja, apenas as cangas do jaspilito nessa posição da paisagem não seria suficiente para formação de um solo a semelhança de P5C e P12C.

De maneira geral, os solos mais desenvolvidos e argilosos encontrados nas áreas da Formação Carajás estão associados a dois ambientes: (1) doliniforme, onde há acúmulo de material edáfico e estabilidade suficiente para atuação de prolongada pedogênese; e (2) rampas de colúvio que bordejam os platôs, em que se tem estabilidade e acúmulo de materiais para pedogênese, ou ainda, uma possível influência de materiais basálticos na composição do solo.

### **Elementos trocáveis, matéria orgânica e pH**

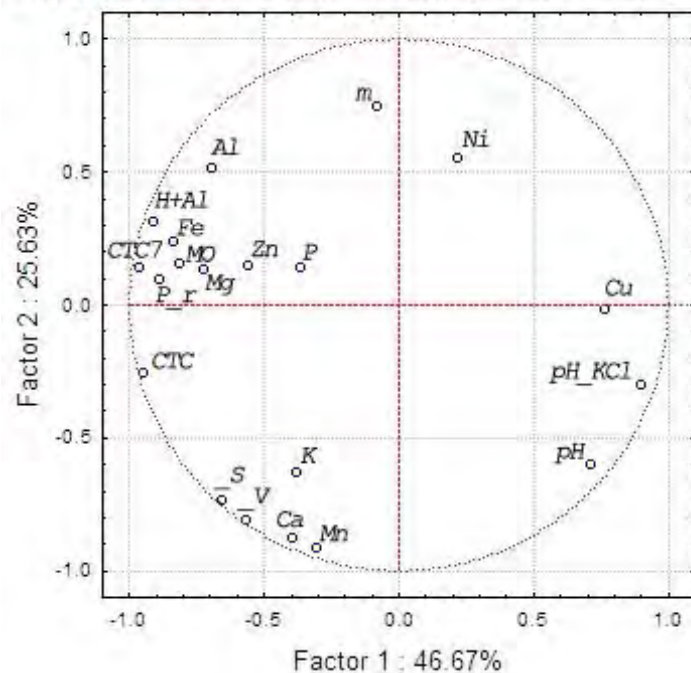
Os resultados da caracterização química de rotina (Quadro 3) mostram que os solos presentes nos platôs de canga ferrífera se enquadram como produtos resultantes de longo intemperismo. São solos muito distróficos, extremamente a fortemente ácidos (EMBRAPA, 2006), em que muitos horizontes apresentam delta pH positivo ou

próximo de zero, caracterizando em P5C e P12C, solos com caráter aniônico (Quadro 3).

Na análise dos componentes principais (PCA), assemelham-se P5C, P11C e P12C por terem em média pH em água e principalmente em KCl mais elevados que os demais perfis (Figura 15). O cobre disponível (Quadro 4) também se destaca nesses perfis, especialmente em P12C, anomalia essa explicada, provavelmente, pela influência de materiais máficos na formação desse solo. P14C é o perfil com os teores de P e Na (Quadro 3) mais elevados, com destaque também para o Mg. P9C se distingue dos demais (Figura 15) por seu elevado conteúdo em MO e por apresentar os maiores valores de H+Al, CTC a pH 7 e P-rem, todos associado ao alto teor de MO, de mais de 30 dag kg<sup>-1</sup>. O perfil P6C possui características bem semelhantes ao horizonte Ac de P5C, em relação aos valores mais elevados de Al<sup>3+</sup> e m (saturação por Al).

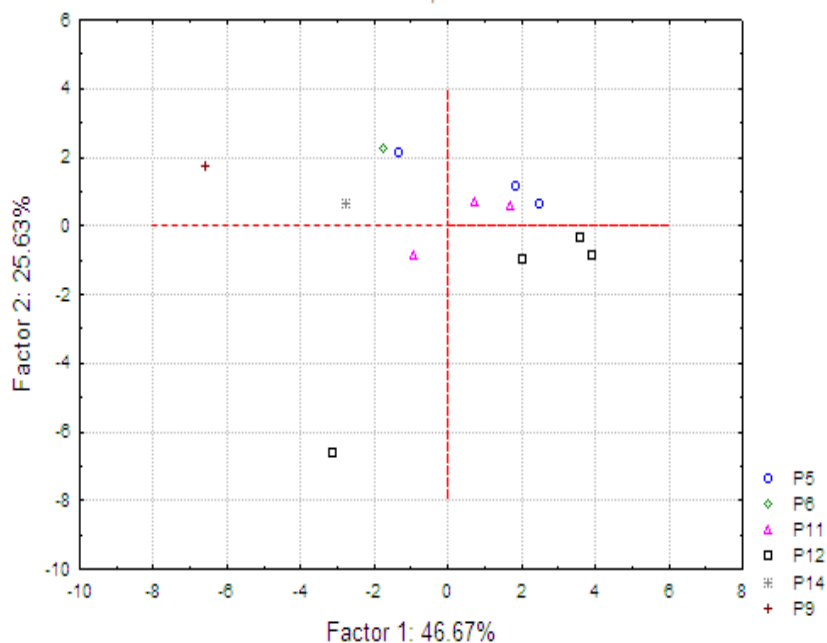
Nas bases trocáveis se destacam os valores de K, bastante influenciado pela ciclagem biológica, com os maiores valores também para o Ca e Mg, no horizonte superficial de P12C (Quadro 3 e Figura 15), cuja fitofisionomia é de floresta densa, e o processo biogeoquímico é mais expressivo em relação aos demais solos com cobertura vegetal de menor porte. A vegetação de maior biomassa estaria favorecendo o acúmulo superficial desses elementos. Os teores de Al<sup>3+</sup> possuem, em geral, valores baixos. A fração mineral do solo contribui pouco para a acidez trocável, sendo a MO a responsável pelos maiores valores do Al<sup>3+</sup> no complexo de troca catiônica (Figura 15 e Quadro 3).

Projection of the variables on the factor-plane ( 1 x 2), BIF Soils



Projection of the cases on the factor-plane ( 1 x 2), BIF Soils

Cases with sum of cosine square  $\geq 0.00$



**Figura 15-** Análise dos principais componentes das características química de rotina dos solos coletados na Formação Carajás e sua distribuição por amostra.

A CTC efetiva dos solos (Quadro 3) é baixa e fortemente dependente das cargas da MO. Quando se analisa a CTC a pH 7 fica evidente a natureza oxídica expressa nesses perfis, também verificado pelo P-rem com valores muito baixos, especialmente nos horizontes menos ricos em MO. Essa compõe parcela significativa da constituição da TFSA, especialmente nos horizontes superficiais. Em P9C a fração orgânica chega a constituir um terço da TFSA. Os valores de MO (Quadro 3) estão acima dos padrões

gerais para a região amazônica. A composição estritamente oxídica dos solos, e nesse caso com constante alteração das cangas, favorece a formação de complexos de Fe e Al com a MO, retardando sua degradação.

**Quadro 3**– Análises químicas de rotina das sequências de solos na Formação Carajás.

Horizontes Prof. (cm)	pH		P ----- mg dm <sup>-3</sup> -----	K	Na	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	S	Al <sup>3+</sup>	H+Al	t	T	V	m	MO dag kg <sup>-1</sup>	Prem mg L <sup>-1</sup>	ISNa %	
	H <sub>2</sub> O	KCl																ΔpH
<b>P5_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólicos</b>																		
Ac (0-12)	4,2	4,0	-0,2	3,3	45,0	0,1	0,18	0,16	0,5	2,1	22,3	2,5	22,8	2,0	81,7	13,43	11,2	0,0
Bwc (12-27)	4,4	4,4	0,0	2,3	22,0	2,1	0,02	0,09	0,2	0,4	12,9	0,6	13,1	1,4	68,4	5,50	6,0	1,6
Bwc2 (27-48 <sup>+</sup> )	4,5	4,5	0,0	4,0	7,0	4,1	0,01	0,05	0,1	0,1	9,7	0,2	9,8	1,0	50,0	3,33	4,8	8,9
<b>P6_ Plintossolo Pétrico Litoplúntico típico</b>																		
Ac/F (0-15)	4,2	4,0	-1,0	3,3	45,0	0,1	0,18	0,16	0,5	2,1	22,3	2,5	22,8	2,0	81,7	9,28	11,2	0,0
<b>P11_ Plintossolo Pétrico Litoplúntico êndico</b>																		
Ac (0-13)	4,5	4,2	-0,3	4,8	69,0	0,0	0,92	0,15	1,3	1,1	17,3	2,4	18,6	6,7	47,7	13,24	8,5	0,0
BAc (13-39)	4,5	4,2	-0,3	4,1	36,0	0,0	0,13	0,07	0,3	0,7	16,3	1,0	16,6	1,7	69,8	8,19	6,2	0,0
Bwc(39-58 <sup>+</sup> )	4,7	4,5	-0,2	2,1	23,0	0,0	0,01	0,05	0,1	0,4	15,1	0,5	15,2	0,8	76,0	7,80	4,9	0,0
<b>P12_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>																		
Ac (0-10)	4,7	4,3	-0,4	2,7	106,0	0,0	3,74	0,67	4,7	0,3	16,7	5,0	21,4	21,9	5,8	11,00	13,6	0,0
BAC (10-22)	4,8	4,5	-0,3	1,1	39,0	0,0	0,19	0,09	0,4	0,3	11,0	0,7	11,4	3,3	43,3	5,37	8,4	0,0
Bwc1 (22-39)	4,8	4,8	0,0	0,8	21,0	0,0	0,03	0,06	0,1	0,1	9,3	0,2	9,4	1,5	41,7	4,61	4,9	0,0
Bwc2 (39-68 <sup>+</sup> )	4,6	5,0	0,4	0,4	9,0	0,0	0,00	0,03	0,1	0,0	7,7	0,1	7,8	0,6	0,0	4,09	3,1	0,0
<b>P14_ Plintossolo Pétrico Litoplúntico típico</b>																		
Ac (0-15)	4,2	3,3	-0,9	5,8	68,0	8,5	0,50	0,36	1,1	1,3	18,5	2,4	19,6	5,5	55,4	5,44	25,8	1,5
<b>P9_ Plintossolo Pétrico Litoplúntico típico</b>																		
Ac (0-5)	3,9	3,0	-0,9	1,6	51,0	4,6	1,59	0,28	2,0	1,5	27,5	3,6	29,5	6,9	43,0	32,29	28,0	0,6

O ferro disponível é em geral bastante elevado (Quadro 4), especialmente em P14C e P9C. A dissolução das concreções abundantes em todos os horizontes, juntamente com a alteração de minerais como a goethita e caulinita que liberam Fe para solução do solo, onde a maior parte encontra-se complexado a MO, à semelhança do Zn. O Mn possui teores elevados em todos os solos (Quadro 4) ocorrendo um gradiente crescente, exceção de P5C, em direção à superfície, o que indica a forte contribuição da ciclagem biogeoquímica e sua associação à compostos orgânicos. As concreções abundantes nesses solos apresentam-se pouco eficientes como fonte de Mn não trocável (Quadro 4).

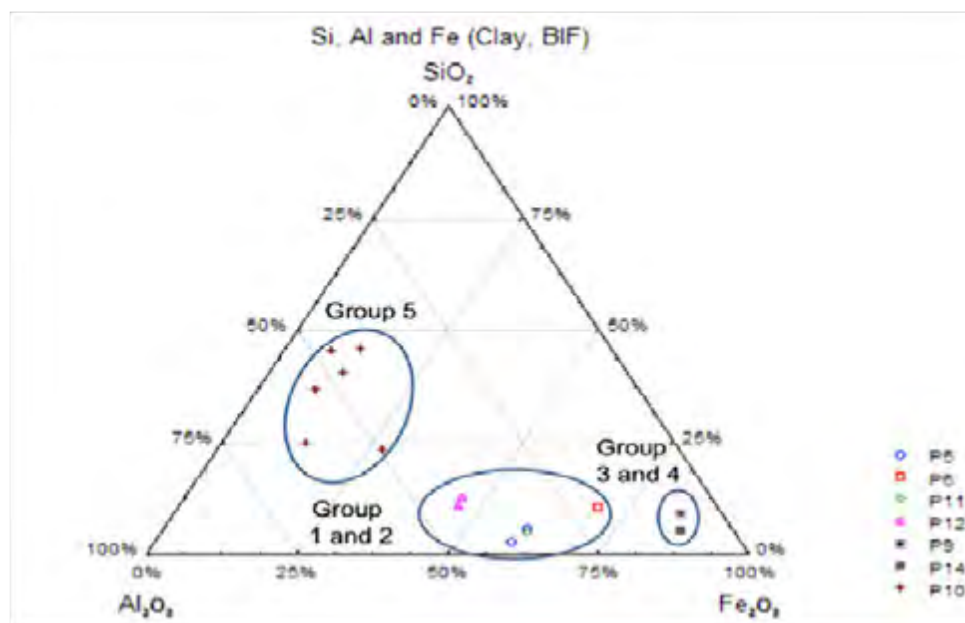
Os metais pesados extraído por Mehlich-1 (Quadro 4) não foram detectados ou apresentaram valores pouco significantes. O Ni foi o único que expressou baixos valores em alguns horizontes, todos eles de solos provenientes da Serra do Tarzan.

**Quadro 4.** Resultado dos micronutrientes e metais pesados extraídos por Mechlich-1

Horizontes Prof. (cm)	Micronutrientes (mg dm <sup>-3</sup> )				Metais Pesados (mg dm <sup>-3</sup> )			
	Zn	Fe	Mn	Cu	Cr	Ni	Cd	Pb
<b>P5C - Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólicos</b>								
Ac (0-12)	1,12	179,8	5,3	1,45	0,00	0,32	0,00	0,00
Bwc1 (12-27)	0,76	92,0	10,6	1,95	0,00	0,35	0,00	0,00
Bwc2 (27-48 <sup>+</sup> )	0,66	63,8	9,1	1,88	0,00	0,23	0,00	0,13
<b>P6C - Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
Ac/F (0-15)	4,88	179,8	5,3	1,45	0,00	0,32	0,00	0,00
<b>P11C - Plintossolo Pétrico Litoplântico êndico</b>								
Ac (0-13)	0,83	110,5	27,1	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00
BAc (13-39)	0,44	59,7	12,9	0,83	0,00	0,13	0,00	0,00
Bwc (39-58 <sup>+</sup> )	0,31	52,1	8,5	0,77	0,00	0,09	0,00	0,00
<b>P12C - Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>								
Ac (0-10)	1,88	160,9	153,3	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00
BAc (10-22)	0,96	65,8	38,9	2,10	0,00	0,03	0,00	0,00
Bwc1 (22-39)	0,45	47,7	12,6	4,00	0,00	0,18	0,00	0,00
Bwc2 (39-68 <sup>+</sup> )	0,34	25,9	7,1	3,98	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>P14C - Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
Ac (0-15)	1,50	524,0	13,0	0,32	0,00	0,06	0,00	0,00
<b>P9C - Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
Ac (0-5)	1,99	943,0	16,8	0,37	0,00	0,00	0,01	0,00

### Teores totais (TFSA, argilas, concreções e rocha) e mineralogia da TFSA

A distribuição dos teores totais de Fe, Al e Si da fração argila (Figura 16), apresenta grupos de acordo com a composição mineralógica. Apenas o perfil P10C possui em abundância argilas ricas em Al e Si, marcadas pela presença de aluminossilicatos, especialmente haloisita e caulinita (Quadro 6), e a goethita que representa o principal mineral a contribuir com os valores de Fe, baixos em relação aos solos bem drenados. A gibbsita é responsável pelo aumento de Al em alguns perfis, a exemplo de P5C, P11C e P12C (Quadros 5 e 6). O Perfil P10C, único com conteúdo significativo de Si, possui essas características em decorrência de sua posição na paisagem, localizado numa depressão fechada na Serra do Tarzan, que por longo período vem recebendo aportes de materiais na forma de íons e solo erodido, além do crescimento de esponjas e algas ricas em Si (Figura 58). Lagos como esse são comuns em muitos dos platôs da Formação Carajás e representam importantes testemunhos das variações climáticas regionais (Absy et al., 1991; Soubiés et al., 1991; Hooghiemstra & Van der Hammen, 1998; Silfeddine et al., 2001; Van der Hammen & Absy, 1994; Behling et al., 2001; Behling 2001; Behling & Costa, 2001; Behling & Costa, 2000; Costa et al., 1997; Colinvaux et al., 1996; Colinvaux et al., 2000; Colinvaux & Oliveira, 2001).



**Figura 16.** Distribuição dos teores normalizados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  da fração argila dos solos coletados.

Outro grupo de perfis (Figura 16) formados por P5C, P6C, P11C e P12C possui a fração argila com baixo conteúdo de Si, presente apenas na caulinita e quartzo que ocorrem como minerais traços (Quadro 6). O Al, em P5C, P11C e P12C (Quadro 5), possui boa participação na fração argila, especialmente pelo conteúdo significativo de gibbsita e na substituição do Fe pelo Al na goethita. Para os solo de ambientes bem drenados, o perfil P12C é mais rico em Al e Si, resultado da provável influência do material basáltico nesse perfil, sendo sua mineralogia composta em boa parte por caulinita e gibbsita, mais que nos outros perfis de boa drenagem (Quadro 6).

**Quadro 5.** Teores totais de óxidos da fração argila e relações moleculares

Perf.	Horiz.	Óxidos						Relações Moleculares		
		$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	MnO	Ki	Kr	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
		$\text{g kg}^{-1}$								
P5C	Ac	49,9	321,4	570,0	35,3	8,16	0,27	0,26	0,12	0,89
P5C	Bwc2	24,7	362,7	568,1	16,3	6,34	0,40	0,12	0,06	1,00
P6C	Ac/F	89,4	168,3	594,9	21,4	56,53	0,80	0,90	0,28	0,44
P11C	Ac	44,4	330,5	583,3	14,8	9,36	0,24	0,23	0,11	0,89
P11C	Bwc	44,3	321,6	576,0	33,5	8,44	0,21	0,23	0,11	0,88
P12C	Ac	122,5	396,9	449,2	11,7	4,91	0,31	0,52	0,30	1,39
P12C	Bwc1	104,2	415,2	450,5	12,9	2,59	0,52	0,43	0,25	1,45
P9C	Ac	83,2	61,5	777,7	36,2	17,43	0,50	2,30	0,25	0,12
P14C	Ac	46,5	82,1	816,3	13,0	18,34	0,36	0,96	0,13	0,16
P10C	He	227,4	560,3	129,2	18,1	35,77	0,21	0,69	0,60	6,81
P10C	C1	214,6	453,1	254,4	19,5	36,03	0,25	0,81	0,59	2,80
P10C	C2	384,1	445,8	116,4	37,5	5,37	0,13	1,46	1,26	6,01
P10C	C3	341,9	500,7	91,4	41,0	8,35	0,15	1,16	1,04	8,60
P10C	C4	426,8	440,2	75,4	42,9	3,99	0,16	1,65	1,49	9,17
P10C	C5	436,0	396,7	124,9	31,1	2,03	0,14	1,87	1,56	4,99

Os perfis P9C e P14C tem a hematita e, goethita em menor quantidade, como minerais dominantes na fração argila (Quadro 5 e 6), sendo os teores de Fe bem superiores em relação aos demais perfis (Figura 16), o que pode indicar um pedoclima mais seco em relação aos outros perfis e, conseqüente menor atividade da água. Os demais solos parecem influenciados por pedoclima mais úmido, dado aos valores mais elevados em Al ou Si, dependendo do perfil (Quadro 5). No geral a proporção de Al na composição da fração argila, com exceção P9C e P14C, são incompatíveis, em princípio, com a constituição química/mineralógica do jaspilito ou das concreções provenientes da Formação Carajás (Quadros 5, 6 e 8). Para que o Al presente nos solos analisados seja proveniente do jaspilitos, a dissolução dessa rocha e concentração desse elemento teria que partir de teores de  $0,5 \text{ g kg}^{-1}$  para  $20,7 \text{ g kg}^{-1}$  na TFSA do perfil P9C e  $24,0 \text{ g kg}^{-1}$  de Al em P14C (Quadro 8).

O Ti expressa concentrações relevantes em todos os perfis (Quadro 5). Os teores mais elevados estão relacionados a horizontes que sofreram maiores perdas de Fe e Mn, onde houve maior degradação das cangas/petroplintitas, ou seja nas áreas mais sujeitas a um pedoclima mais úmido, especialmente em áreas hidromórficas, e.g. perfil P10C, e pH mais ácido, no caso de P9C, que favorece a mobilidade de Fe e Mn. Minerais ricos em Ti como anatásio e rutilo ocorrem em todos os solos (Quadro 6) e são a principal fonte desse elemento na fração argila. O P pode apresentar valores muito altos em alguns perfis, a exemplo de P6C, P9C, P14C e nos horizontes superficiais de P10C (Quadro 5). Nas áreas de boa drenagem, parece associado a solos mais rasos (P6C, P9C e P14) e em P10C a abundante atividade biológica em superfície, especialmente de quelônios, peixes e aves são os principais responsáveis pelo fósforo na fração argila. Embora haja valores elevados de P em alguns horizontes, não parece haver a formação de minerais fosfáticos detectáveis (Quadro 6). A grande capacidade de fixação de P, expresso pela mineralogia e P-rem (Quadros 3 e 6), pode reter grande quantidade desse elemento nos argilominerais, propriedade essa capaz de ser responsável pelos elevados valores em P, sem a formação de fosfatos. Entretanto, a presença de fosfato de Al ou Fe pouco cristalinos não é descartada e explicaria melhor os teores elevados de P.

**Quadro 6.** Composição mineralógica estimada da TFSA e concreções (analisado por difração de raios-X em síncroton).

Perfil e Horizonte	Esmectita Clorita	Caulinita	Haloisita	Gibbsita	Quartzo	Goethita	Hematita	Magnetita	Maguemita	Anatásio	Rutilo
P5_Bwc2	-	Tr	-	X	Tr	X	XXX	Tr	Tr	Tr	Tr
P5_Concre	-	Tr	-	Tr	-	X	XXXX	X	-	-	-
P6_Ac/F	-	-	-	Tr	X	X	XXXX	-	X	Tr	-
P6_Concre	-	-	-	Tr	Tr	X	XXXX	X	-	Tr	-
P11_Bwc	-	Tr	-	XX	Tr	XX	XXX	Tr	Tr	Tr	-
P12_Bwc1	-	Tr	-	XX	Tr	XX	XXX	-	Tr	Tr	-
P9_Ac	-	-	-	-	XXX	XX	X	Tr	Tr	Tr	Tr
P9_Concre	-	-	-	-	Tr	XX	XXXX	Tr	Tr	-	-
P14_Ac	-	-	-	Tr	X	X	XXX	-	X	Tr	-
P14_Concre	-	-	-	Tr	Tr	X	XXXX	Tr	Tr	-	-
P10C_Hc*	Tr	Tr	Tr	X	XXX	XX	X	Tr	-	Tr	Tr
P10_C2	-	XX	XX	X	X	X	-	-	-	Tr	Tr
P10_C5	-	XX	XXX	X	X	-	-	-	-	Tr	Tr
Conc S.Sul**	-	-	-	-	Tr	X	XXXX	X	-	-	-

XXXX = dominante (> 60 %); XXX = elevado (40 - 60 %); XX = moderado (20 - 40 %); X = pouco (5 - 20 %); Tr = traço (< 5 %); - = não detectado. \* Raios-X convencional. \*\* Concreção (pedaço de canga) coletado em superfície no platô da Serra Sul.

Embora o Mn seja um elemento de comportamento semelhante ao do Fe e comum em concreções ferruginosas, seus teores são baixos na composição das argilas (Quadro 5). Os jaspilitos de Carajás são geralmente pobres em Mn, característica passada às concreções e por sua vez retratada nas argilas dos solos.

Os valores de Ki e Kr (Quadro 5) são muito baixos em decorrência do material de origem que passou por longo e eficiente processo de remoção de Si e, pela acentuada pedogênese que os solos na Formação Carajás sofreram. Os perfis P5C e P11C apresentam Ki extremamente baixo devido ao conteúdo mínimo em Si e valores relativamente altos em Al para solos bem drenados de platôs ferríferos (Quadro 5). Os perfis P6C, P12C e P14C possuem Ki baixos, embora P12C apresente maiores valores de Si, em relação aos demais solos de boa drenagem, suas argilas são mais ricas em Al, talvez pela herança de material máfico em sua composição.

No perfil P9C ocorre uma anomalia decorrente de uma provável contribuição de material eólico. Tantos os valores de Si e Al são baixos (Quadro 5), mas devido a contribuição de partículas de proporções muito pequenas (algumas do tamanho de argila), transportadas de outras litologias (Figura 71), o Ki expressa valor acima de solo caulínico, mesmo não possuindo nenhum mineral que tenha Si em sua composição, além de quartzo (Quadro 6). Em P10C, solo hidromórfico, houve concentração de Si e Al, e neoformação de minerais aluminossilicatados (Quadro 6), responsáveis pelo Ki mais elevado. Esse processo foi mais eficiente nos horizontes subsuperficiais, por serem susceptíveis à pedogênese.

Os resultados do Kr (Quadro 5) são menores em relação ao Ki, especialmente nos solos de melhor drenagem, devido a natureza ferruginosa do material de origem.

Entretanto, no perfil P10C a relação  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ , tende para valores maiores, devido às perdas de Fe em consequência do ambiente redutor.

Os valores de Fe, Al e P relacionados a óxidos de ferro e aluminossilicatos de baixa cristalinidade (Jackson et al., 1986; Schwertmann & Taylor, 1989) foram extraídos por Oxalato Ácido de Amônio (OAA). Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  em minerais menos cristalinos, variam de 0,0 a 36,3  $\text{g kg}^{-1}$ , 0,8 a 23,3  $\text{g kg}^{-1}$  e 0,0 a 2, 6  $\text{g kg}^{-1}$ , respectivamente (Quadro 7). Para todos esses elementos houve variação em seus valores. Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  seguiram a tendência do grau de pedogênese, ou seja, à medida que o estágio de alteração dos perfis aumenta, os valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tornam-se maiores. Quanto maior o grau de intemperismo nos solos da Formação Carajás, maior será a proporção de Al na fração argila e mais intensa a neoformação de óxidos de alumínio e aluminossilicatos (para ambientes hidromórficos). Os maiores valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (OAA) estão associados aos solos de melhor drenagem e mais intemperizados, e os menores aos solos com hidromorfismo (Quadro 7). Tal situação não é muito comum (Ghidin et al., 2006; Melo et al., 2001), mas aqui há uma particularidade dos solos da Formação Carajás, que revelam que o avanço da pedogênese degrada preferencialmente os minerais cristalinos de ferro, aumentando relativamente a formação de óxidos de alumínio.

**Quadro 7-** Teores de óxidos de ferro, alumínio e fósforo extraídos por oxalato ácido de amônio (OAA) e ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) da fração argila de amostras dos solos.

Perfil/ Horizonte	$\text{Al}_2\text{O}_3$ (OAA)	$\text{Al}_2\text{O}_3$ (DCB)	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (OAA)	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (DCB)	$\text{P}_2\text{O}_5$ (OAA)	$\text{P}_2\text{O}_5$ (DCB)	Relação ao total <sup>(1)</sup>				Feo/Fed <sup>(2)</sup>
							$\text{Al}_2\text{O}_3$ (OAA)	$\text{Al}_2\text{O}_3$ (DCB)	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (OAA)	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (DCB)	
	$\text{g kg}^{-1}$						%				
P5C-Bwc2	18,3	120,1	20,7	288,3	0,4	1,9	4,5	24,9	5,1	65,5	0,077
P6C-Ac/F	5,9	13,9	18,5	67,6	2,6	4,5	7,3	9,8	22,7	60,3	0,377
P11C-Bwc	18,5	98,2	23,3	318,9	0,7	3,0	4,4	19,1	5,6	70,9	0,079
P12c-Bw <sub>e1</sub>	12,0	89,3	8,8	244,8	0,1	0,8	3,6	23,1	2,6	70,6	0,037
P9C-Ac	0,0	14,6	0,8	252,2	0,0	4,3	0,0	5,5	0,3	94,2	0,003
P14C-Ac	0,1	24,5	1,5	307,1	0,1	4,9	0,0	7,4	0,5	92,1	0,005
P10C-C2	22,1	22,5	2,4	43,1	1,1	1,1	33,7	0,7	3,7	62,0	0,059
P10C-C3	36,3	24,5	2,3	29,5	2,2	1,2	55,2	0,0	3,4	41,3	0,083
P10C-C4	20,1	16,1	3,4	25,6	0,9	0,8	44,1	0,0	7,4	48,6	0,152
P10C-C5	8,9	13,2	4,1	51,0	0,2	0,4	13,8	6,8	6,3	73,1	0,086

(1) Participação de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  em relação ao total (soma dos óxidos). (2) Relação entre  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  OAA/  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  DCB.

Nos óxidos cristalinos (DCB), os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são altos e variam de 13,2 a 120,1  $\text{g kg}^{-1}$  (Quadro 7), sendo que os maiores valores estão associados aos perfis de maior pedogênese (P5C, P11C e P12C) e atribuído, provavelmente, ao maior nível de substituição isomórfica de Fe por Al na estrutura da goethita (Curi & Franzmeier, 1984). Os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  variaram de 25,6 a 318,9  $\text{g kg}^{-1}$ , sendo que os maiores

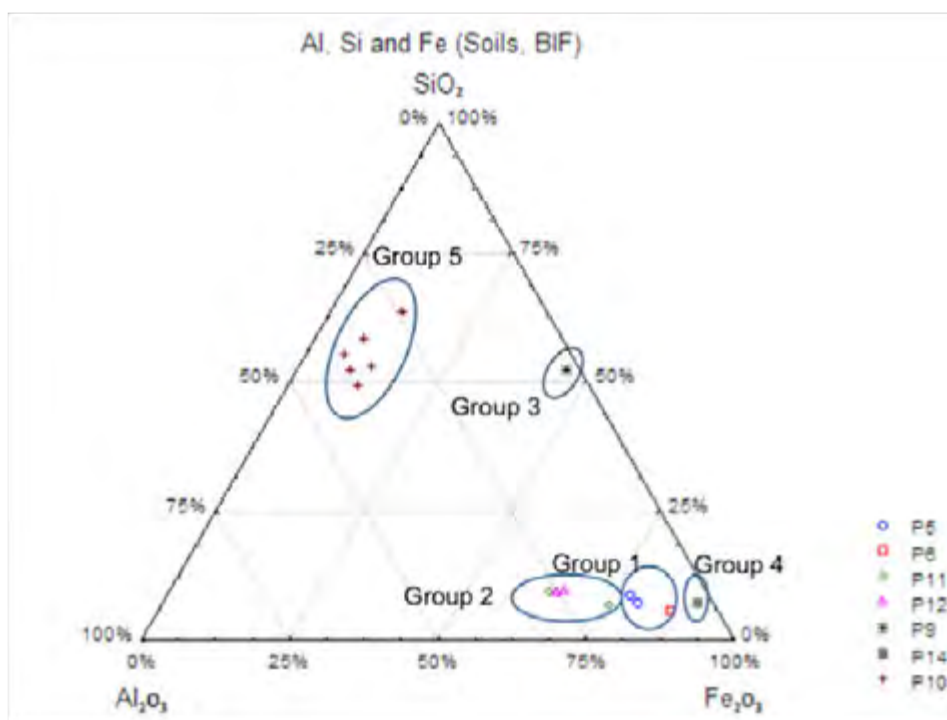
valores são considerados altos, retratando o material de origem desses solos, muito rico em óxidos de ferro, especialmente hematita. Os maiores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (DCB) estão associados a P5C, P11C, P12C, P9C e P14C de melhor drenagem (Quadro 7), enquanto no solo com problema de drenagem (P10C) os valores são bem menores.

Os teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  extraídos por DCB variaram de 0,4 a 4,9  $\text{g kg}^{-1}$  (Quadro 7), o que indica a alta capacidade de parte dos óxidos cristalinos de fixarem P, especialmente nos horizontes superficiais, cuja entrada de P é maior, além de sua baixa mobilidade. Os óxidos de ferro possuem alta capacidade de fixação de P, Mo e Se em valores mais baixos de pH, especialmente entre pH 4 e 5 (Schwertmann & Taylor, 1977). Os resultados da relação  $\text{Fe}_o/\text{Fe}_d$  variam bastante, com valores muito baixos para os perfis P9C e P14C, e muito elevados no caso de P6C e P10C-C4 (Quadro 7).

A participação de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  cristalinos e amorfos, na composição total de cada perfil/horizonte (Quadro 7), mostra que ocorrem solos com composição da fração argila formada por mais de 90 % em óxido de ferro cristalino, no caso dos perfis P9C e P14C. A maioria dos solos (P5C, P6C, P11C e P12C) é formado por cerca de 60 a 70 % de óxido de ferro cristalino, seguido por  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (DCB), provavelmente associado à substituição de Fe por Al em goethitas. No perfil P10C se destaca os altos valores de óxidos de alumínio de baixa cristalinidade, chegando a compor mais da metade dos óxidos (Fe e Al) presentes na fração argila.

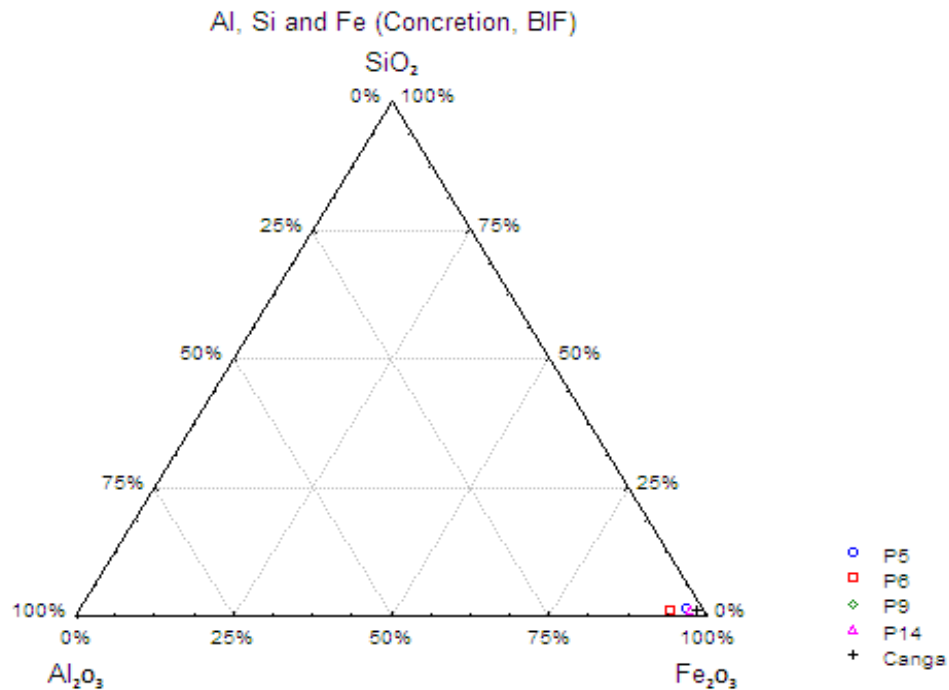
Quando se analisa a distribuição de Fe, Al e Si da TFSA (Figura 17), a distinção entre os diferentes grupos de solos fica muito mais nítida. A participação das concreções  $\leq 2$  mm (Quadro 6), presentes na fração areia, aumentou em P5C, P6C, P11C e P12C o teor de Fe (Quadro 7). No perfil P9C, ao contrário, foi o Si que aumentou em decorrência da participação de quartzo, representando metade da composição mineral desse solo (Quadro 6). Em P10C os grãos de quartzo (Quadro 6) e espículas silicosas biogênicas (Figura 56) presentes na TFSA deram um incremento considerável nos teores de Si (Figura 17), especialmente nos horizontes mais superficiais muito mais ricos em espículas pouco degradada de tamanho silte e areia.

P14C foi o que menos variou em relação à TFSA e argila, mostrando uma semelhança entre os teores de Si, Al e Fe dos minerais presentes nas concreções e matriz do solo em relação aos minerais da fração argila. P11C e P12C se diferem mais de P5C e P6C na TFSA, especialmente em relação ao Al, que é mais elevado nos dois primeiros, em decorrência da provável maior influência dos materiais basálticos, já que esses localizam-se nas rampas de colúvio que bordejam a Serra Sul, onde se nota a presença dessa rocha.



**Figura 17.** Distribuição dos teores normalizados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  da TFSA em gráfico triangular.

Há uniformidade na composição das concreções, sendo que a proporção de Fe, Al e Si varia muito pouco (Figura 18) nos diferentes perfis, corroborando para uma origem polifásica e o acentuado intemperismo. As concreções dos perfis P5C e P6C, localizados na Serra do Tarzan, são ligeiramente mais ricas em Al, se comparadas às da Serra Sul, P14C e P9C da Serra Norte (Quadro 7), o que sugere uma contribuição de rochas máficas na sua composição. Via de regra as concreções são formadas por mais de 90 % em Fe. Considerando-se que as superfícies dos platôs de canga foram submetidas aos mesmos eventos, processos e ciclos geomorfológicos e climáticos, em tempos similares, as possibilidades para diferença na composição das concreções podem ser: 1) influência de material máfico em forma de sill ou dique próximo a P5C e P6C ou uma ligeira diferença na composição do jaspilito, como bandas de jaspe mais ricas em Al; 2) devido a proximidade desses dois perfis em relação ao lago doliniforme da Serra do Tarzan, é possível que em períodos anteriores a área ocupada pelo espelho d' água fora maior que atualmente, e processos incipientes de redução poderiam ter alterado as concreções de Fe e Al.



**Figura 18.** Distribuição dos teores normalizados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  das concreções em gráfico triangular.

Os fatores 1 e 2 explicam 71 % da variabilidade da composição das argilas nos solos da Formação Carajás (Figura 19). Os processos pedogenéticos tiveram grande importância na composição dos solos, e a distribuição dos elementos, mostra que esses solos se diferenciaram bastante uns dos outros, mesmo tendo como principal ou exclusiva fonte de material de origem as cangas do jaspilito.

Alguns conjuntos de solos podem ser separados pela análise de componentes principais (PCA) dos teores totais da argila (Figura 19). Os perfis P14C e P9C possuem argilas mais ricas em Fe (Quadro 7) e com afinidade com Mn (Figura 19). Neles ocorrem especificamente minerais mais ricos em Fe (Quadro 6). O baixo pH desses solos favorece a coprecipitação de Mn (presente em concreções ferruginosas) em óxidos de ferro, especialmente goethita. Nas concreções desses mesmos perfis, os valores de Mn não diferem muito do encontrado na fração argila (Quadro 8).

Os perfis P9C e P14C têm os minerais da fração argila formados quase exclusivamente por hematita e goethita, e em menor proporção, anatásio, gibbsita em P14C, rutilo (P9C) e maghemita (Quadro 6). Tais minerais são responsáveis pelos baixos teores em outros elementos, especialmente Al e Si, que em outros perfis apresentam maiores concentrações (Figura 19). P6C destaca-se o valor mais elevado de Pb na argila, embora ele não tenha sido detectado na forma trocável no solo (Quadro 4). O  $\text{Pb}^{2+}$  é um elemento de fácil acumulação e grande permanência nos solos. Tende a se acumular naturalmente nos horizontes superficiais (Wright et al., 1955; Lounamaa,

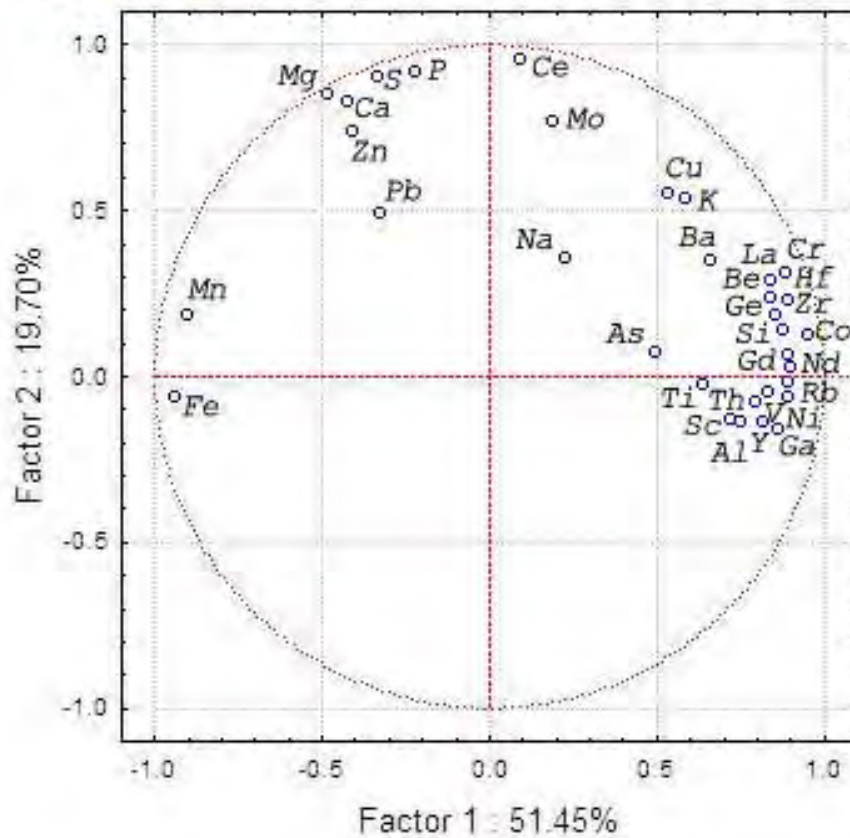
1956), mesmo sem nenhuma fonte de contaminação (Merry et al., 1983). Rochas ricas em Si costumam prover níveis mais altos de Pb em relação às demais litologias. No solo (Figura 20), o Pb está associado a óxidos de ferro e manganês, incorporado na estrutura destes óxidos (Harrison et al., 1981).

A presença de Co, Ni, Cu, Zn, Cd e Pb em óxidos de ferro se deve a grande afinidade desses elementos quando a semelhança das dimensões físicas entre os íons desses elementos e do Fe. No caso da Figura 20, esses elementos parecem mais associados a óxidos de Fe de baixa cristalinidade, presentes especialmente em P10C (Quadros 8 e 9).

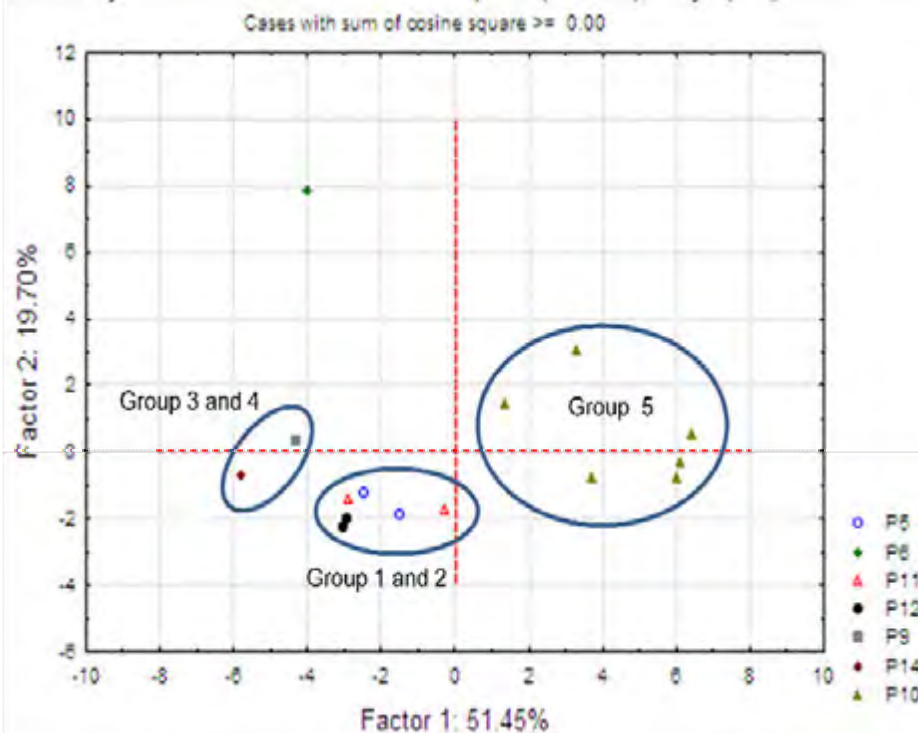
A ocorrência de elementos menos móveis, como Zr, Ti, Hf e Th estão correlacionados ao perfil P10C (Figuras 19 e 20 e Quadros 8 e 9), em decorrência do processo de concentração de elementos/minerais resistentes às condições de redução e, principalmente, os de grande estabilidade no solo/sedimento. A perda de Fe, elemento mais abundante nos solos derivados de jaspilitos, no ambiente redutor contribui para a participação em nível mais relevante de outros elementos mais estáveis em condições hidromórficas.

Outro conjunto de solos muito ricos em Fe é composto pelos perfis P5C, P11C e P12C (Figura 19 e 20), incluindo P6C para a Figura 20, referente à TFSA. P5C, P11C e P12C são mais profundos e desenvolvidos em relação aos demais solos, e possuem mais Al se comparado com P14C e P9C (Quadro 7). Os valores mais altos de Al na fração argila podem estar associados à presença de materiais basálticos na formação desses solos, ou unicamente à pedogênese sobre um clima mais úmido que favoreceria mais a estabilidade da gibbsita e goethita com alta substituição de Fe por Al. No horizonte Bwc1 do perfil P12C, o Al compõe mais de 40 % da fração argila (Quadro 8 e Figuras 19 e 20). São comuns minerais de gibbsita e caulinita, além da ocorrência de Al na estrutura da goethita nesses três perfis (Quadro 6).

Projection of the variables on the factor-plane ( 1 x 2), Clays



Projection of the cases on the factor-plane ( 1 x 2), Clays (BIF)



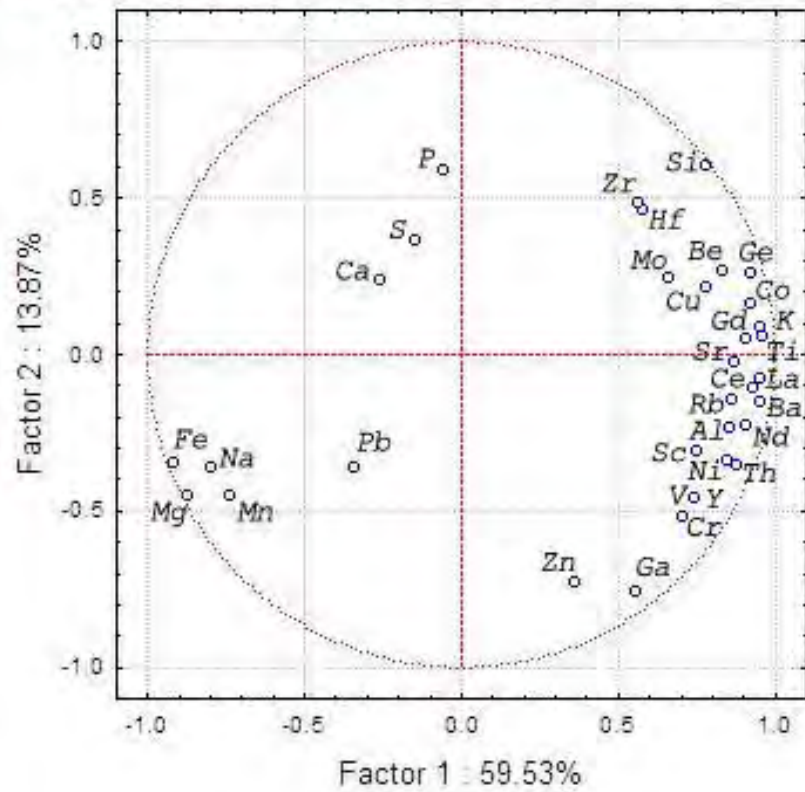
**Figura 19-** Análise dos principais componentes das características química (ataque total) das argilas e sua distribuição por amostra.

O perfil P6C possuiu composição da fração argila distinta dos demais solos, devido aos valores maiores em Mg, P, S, Ca, K, Ba, Pb, Zn, Mo, Ce e Na (Figura 19 e Quadros 8 e 9). Entretanto, na TFSA esses elementos no perfil P6C possuem teores semelhantes aos dos perfis P5C, P11C e P12C (Figura 20).

A mobilidade de Zn, Mn, Cu, Fe e Co é favorecida em pH mais baixo (Lindsay, 1979), condição essa mais marcante no perfil P9C, que apresentou o menor valor de pH (Quadro 3). Entretanto, o principal fator que explica a diferença do perfil P9C em relação aos demais solos (Quadro 20), é a contribuição de material alóctone em sua composição (Figura 71). O perfil P10C apresenta as condições de pedogênese mais próximas para que alguns íons metálicos, especialmente  $\text{Cu}^{2+}$ , possam substituir o Al na estrutura de minerais, e o ácido silícico promover a adsorção de Co, Ni e Zn (Tiller, 1968 ; McBride, 1978), além da presença de formas iniciais de minerais amorfos de Al que pode adsorver fortemente cátions divelentes como Pb, Zn, Ni, Co, Cu, Cd e Sr (Kinniburgh et al., 1976), o que se aplica ao solo P10C, cujas condições químicas e mineralógicas propiciam a neoformação de minerais ricos em Al.

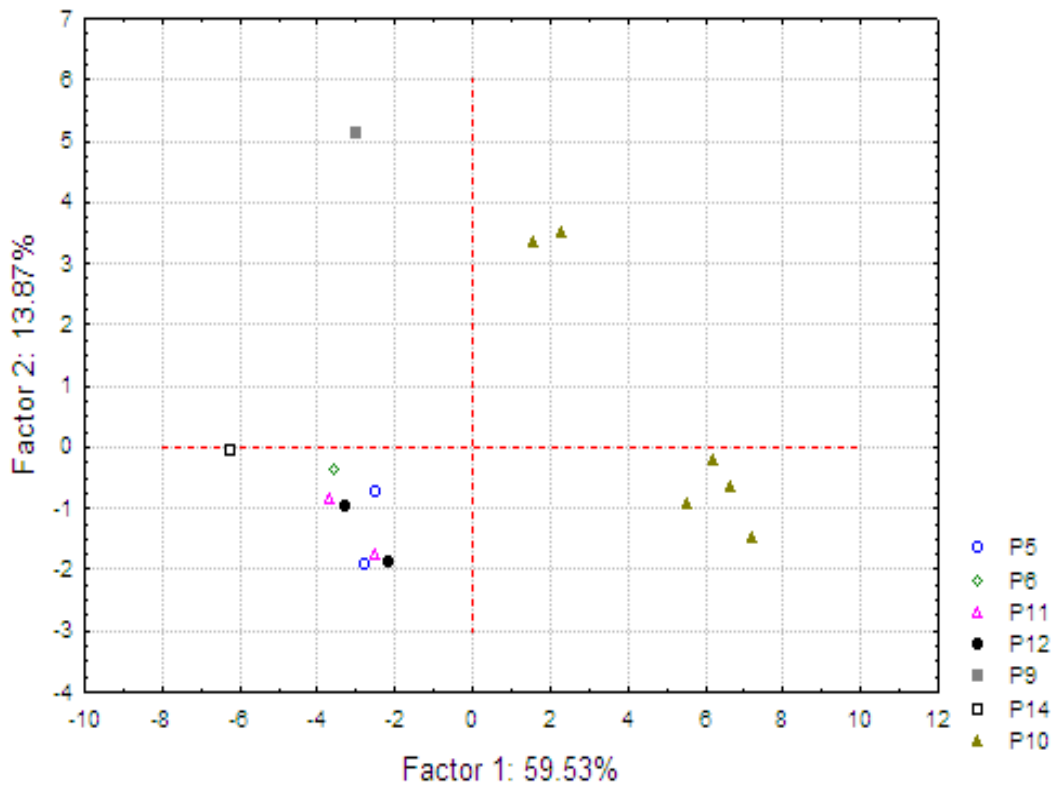
Elementos menores como o As, Ba, Be, Co, Cr, Cu, Ga, Ge, Hf, Mo, Ni, Rb, Th, V, Zn e Zr (presentes em menor proporção na composição total dos solos) e terras raras (Ce, Gd, La, Nd, Sc e Y) estão mais relacionados ao perfil P10C (Figura 20). A maior adsorção e coprecipitação desses elementos a óxidos amorfos de ferro e alumínio (Kabata-Pendias & Pendias, 2001) contribui para concentrações mais altas desses em P10C. Outro fator, decorre da condição de baixo redox do perfil P10C, cujo meio redutor transforma os óxidos de ferro cristalinos, especialmente a hematita, magnetita e maghemita, liberando muitos elementos traço presentes em suas estruturas ou mesmo fortemente adsorvidos, à solução do solo. Estes por sua vez coprecipitaram-se com minerais mais estáveis nas atuais condições de baixo redox.

Projection of the variables on the factor-plane ( 1 x 2). Soils



Projection of the cases on the factor-plane ( 1 x 2), Soils (BIF)

Cases with sum of cosine square  $\geq 0.00$



**Figura 20.** Análise dos componentes principais das características químicas (ataque total) dos solos e sua distribuição por amostra.

O bário apresentou correlação de  $r^2 = 0,95$  (Anexo B) com o K, sendo esses dois elementos possuem raio iônico muito semelhantes (Kabata-Pendias & Pendias, 2001) e portanto tendem a coprecipitarem em minerais semelhantes. O Cobre ocorre em maiores quantidades no perfil P10C (Quadro 9), cujo ambiente certamente favorece a formação de  $Cu_2Fe_2O_4$ , composto de grande estabilidade (Alloway, 1995).

Nas Figuras 19 e 20 pode-se observar acentuado contraste entre os solos formados em áreas de melhor drenagem em relação ao perfil P10C, solo submetido a condições redutoras e ambiente de acumulação seletiva (elementos mais estáveis em condição de baixo redox). Nessa condição, elementos traço associados a magnetita, como o Zn (apenas Figura 19), Co, Ni, Cr e V (Alloway, 1995) são liberados da estrutura desse mineral quando este é degradado, devido às condições redox de P10C, e complexados ou coprecipitados com outros minerais neoformados nesse ambiente. Esse processo aumenta substancialmente a concentração destes elementos em P10C. Minerais muito estáveis e mais comuns em P10C se comparado aos outros perfis, como zircão possuem pequenas quantidades de Hf em sua estrutura e minerais de titânio, também comuns em P10C, possuem pequenas quantidades de ETR e V, que torna os teores desses elementos maiores nesse solo.

Elementos de baixa mobilidade como o Zr, Ti e Cr, estão associados ao perfil P10C, presentes em grande parte na forma de minerais resistentes à alteração como o zircônio, rutilo, anatásio (Quadro 6) e ilmenita (com base nas análises microquímicas). A maior parte dos elementos presentes em P10C (Quadro 9) são menos móveis em condições redutoras a como o Ba, Mo, Ge, V, Y, Zn, Ni, Cu, Co, As, Be, Zr, Th, e Cd (Kabata-Pendias et al., 1992).

Valores elevados de Zn estão geralmente mais associados a solos derivados de rochas básicas (Lindsay, 1991). O jaspilito (Quadro 9) não é uma rocha rica em Zn, o que sugere a provável influência de rochas básicas próximas, diques e sills que encontram-se em contato com os jaspilitos da Serra do Tarzan. O zinco se destaca na fração argila do perfil P6C, por seu valor superior a qualquer outro perfil (Quadro 9 e Figura 20). Na TFSA os valores de Zn são semelhantes aos demais solos (Quadro 9). Este elevado teor nas argilas de P6C, provavelmente esteja associado à estrutura de óxidos de Fe secundários ou adsorvidos a eles (Kabata-Pendias et al., 1992). O Zn correlaciona-se (Anexos A e B) com Ca ( $r^2 = 0,83$ ), Mg ( $r^2 = 0,89$ ), P ( $r^2 = 0,66$ ), S ( $r^2 = 0,75$ ), Mn ( $r^2 = 0,58$ ) e Ce ( $r^2 = 0,75$ ), embora nenhum mineral que tenha esses elementos como principais componentes ocorra nos solos analisados (Quadro 6).

**Quadro 8.** Teores totais em óxidos da argila, TFSA e concreções

Horizontes Prof. (cm)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	CaO g kg <sup>-1</sup>	MgO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	MnO
<b>P5C_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>											
Ac (0-12)	320,8	568,8	49,8	0,5	35,2	0,3	8,6	2,3	8,1	3,3	0,4
Ac -TFSA	126,5	749,9	81,8	0,5	25,2	0,1	7,9	0,6	4,1	1,3	0,6
Bwc2 (27-48 <sup>+</sup> )	362,0	567,0	24,6	0,5	16,3	0,9	13,4	3,8	6,3	2,7	0,7
Bwc2-TFSA	122,6	767,9	66,3	0,3	24,1	0,1	8,7	2,8	3,9	0,9	0,7
Canga (27-48 <sup>+</sup> )	24,8	940,9	14,2	0,3	1,4	0,2	10,9	4,4	0,4	1,3	0,6
<b>P6C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>											
Ac/F (0-15)	168,6	596,0	89,6	2,1	21,4	4,6	38,9	4,3	56,6	14,1	1,1
Ac/F-TFSA	75,8	828,2	53,4	0,8	9,8	1,3	8,9	2,8	14,0	2,8	0,6
Canga (0-15)	51,9	916,9	8,8	0,3	3,6	0,0	10,4	1,8	4,1	0,7	0,6
<b>P11C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico êndico</b>											
Ac (0-13)	329,6	581,7	44,3	0,5	14,8	2,0	12,5	0,7	9,3	2,3	0,6
Ac-TFSA	170,2	732,4	65,4	0,5	11,9	0,7	8,4	2,6	3,9	1,7	0,8
Bwc (39-58 <sup>+</sup> )	320,6	574,2	44,1	0,4	33,3	0,6	10,8	2,3	8,4	2,5	0,6
Bwc-TFSA	257,5	625,3	90,7	0,4	10,3	0,1	7,2	2,4	2,1	1,5	1,0
<b>P12_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>											
Ac (0-10)	395,8	448,1	122,2	0,5	11,6	1,5	10,3	1,2	4,9	1,5	0,7
Ac-TFSA	231,2	646,6	93,3	0,6	9,9	2,2	7,4	1,9	2,5	2,0	1,0
Bwc1 (22-39)	414,2	449,4	103,9	0,4	12,8	0,8	9,3	1,7	2,6	2,3	1,0
Bwc1-TFSA	246,0	638,5	89,2	0,4	10,2	0,1	7,4	1,5	2,3	1,5	1,1
<b>P9C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>											
Ac (0-5)	61,6	778,1	83,2	1,3	36,2	1,3	13,9	0,5	17,4	4,0	0,9
Ac-TFSA	20,7	440,7	501,8	0,7	20,7	1,1	4,5	0,9	5,3	0,9	0,5
Canga (0-5)	12,1	952,6	10,1	0,3	2,4	0,0	10,6	5,3	3,4	0,9	1,4
<b>P14C_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>											
Ac (0-15)	82,0	815,5	46,5	0,7	13,0	1,6	13,3	1,9	18,3	5,2	0,8
Ac-TFSA	24,0	879,6	67,5	0,4	5,0	0,2	10,0	2,7	8,0	1,2	0,7
Canga (0-15)	18,7	952,1	7,9	0,3	1,0	0,0	10,9	1,3	5,5	0,8	1,0
<b>P10_ Gleissolos Melânico Tb Distróficos petroplântico</b>											
Hc	557,1	128,4	226,1	0,9	18,0	2,7	17,4	2,3	35,6	8,4	0,2
HC-TFSA	314,0	78,7	546,2	1,4	34,6	0,6	2,1	0,5	16,1	3,6	0,2
C1	451,8	253,7	214,0	1,1	19,4	1,8	14,1	0,4	35,9	4,8	0,3
C1-TFSA	229,4	120,0	601,5	1,5	28,4	0,4	2,1	0,4	12,0	2,3	0,2
C2	444,4	116,0	382,9	1,8	37,4	0,4	5,5	1,6	5,4	1,7	0,1
C2-TFSA	363,1	112,3	459,8	2,2	50,2	0,3	3,0	0,0	4,3	1,1	0,3
C3	499,1	91,1	340,9	2,2	40,9	0,7	6,2	6,0	8,3	1,6	0,1
C3-TFSA	360,9	84,8	486,4	2,7	50,3	0,6	3,0	0,6	5,9	1,7	0,3
C4	438,9	75,1	425,5	1,8	42,8	0,1	4,9	2,6	4,0	1,2	0,1
C4-TFSA	356,0	65,2	513,0	2,2	53,9	0,3	2,5	0,1	2,7	0,7	0,3
C5	396,0	124,7	435,2	1,9	31,0	0,2	4,9	0,7	2,0	0,7	0,1
C5-TFSA	327,4	117,3	498,8	2,2	44,9	0,2	2,8	0,9	1,8	0,4	0,3
<b>Canga de superfície - Serra Sul</b>											
Canga	11,9	959,0	7,9	0,3	2,1	0,1	9,8	2,0	5,0	0,5	0,7
<b>Jaspilito</b>											
Rocha	0,5	571,9	418,2	0,3	0,1	0,0	6,2	1,8	0,2	0,0	0,6

Muitos elementos traço estão presentes em concentrações significativas nos jaspilitos (Quadros 8 e 9), contribuindo para o acúmulo no solo e conseqüente aumento em relação a rocha, como é o caso do Cr, Ba, Cu, Ga, Ni, Pb, Th, V, Y e Zn. No entanto, alguns elementos apresentam redução em sua concentração em relação à rocha se comparado ao solo, a exemplo do sódio e silício, com exceção para o perfil P10C em

que houve aumento de Si e redução de Mg, Fe e Mn. O Th e Zr são considerados os elementos mais persistentes no solo (Mathieu et al., 1995) e possibilitam a estimativa do grau de concentração e perda dos diferentes elementos em relação ao jaspilito, saprolito e solo.

A interpretação dos resultados dos diferentes perfis fica, por vezes, complicada em decorrência do histórico geológico e geoquímico da região de Carajás. Processos como alterações hidrotermais modificaram em vários locais a composição de jaspilitos (Teixeira, 1994) enriquecendo em elementos como Mg e Fe, em certos casos, e removendo Ca e Si. É reconhecido que fluídos hidrotermais lixiviados de basaltos subjacentes teriam influenciado a composição dos jaspilitos, alterando sua assinatura geoquímica (Dymek & Klein, 1988; Alibert & McCulloch, 1993; Manikyamba et al., 1993). Outra característica marcante, é que as formações ferríferas são intercaladas por rochas basálticas e cortadas por diversos sills e diques de material máfico (Lindenmayer et al., 2001). A intrusão de diversos granitóides ao redor do Grupo Grão Pará, provocou uma intensa e extensa alteração hidrotermal das rochas vulcânicas da área que se tornaram enriquecidas em elementos incompatíveis, mobilizando álcalis, sílica e elementos de alto campo de força (Lindenmayer et al., 1995).

Segundo LINDENMAYER et al. (2001), as formações Ferríferas de Carajás podem ter passado por certo processo de metamorfismo, mais comum na Serra Sul, onde os jaspilitos foram recristalizados com bandas compostas por quartzo e magnetita; e as não metamórficas, predominantemente bandas compostas por hematita esferulítica e quartzo microcristalino, jaspilito típico, que ocorrem predominantemente na Serra Norte. Drusas de albita e mica branca são encontrados, muito raramente, nos jaspilitos, sendo que na Serra Sul é observado veios de carbonato cortando o microbandeamento, além de biotita e siderita como acessório (Lindenmayer et al., 2001). Outra característica de Carajás é o predomínio da hematita na Serra Norte, enquanto que na Serra Sul é a magnetita o principal óxido de ferro.

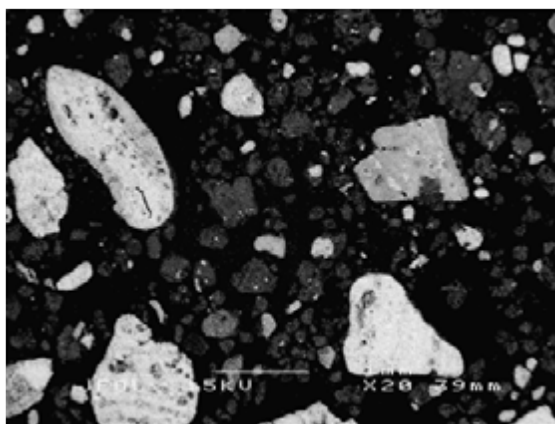
**Quadro 9.** Teores totais dos elementos traços da argila, TFSA e concreções.

Horizontes Prof. (cm)	As	Ba	Be	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Gd	Ge	Hf	La mg kg <sup>-1</sup>	Mo	Nd	Ni	Pb	Rb	Sc	Th	V	Y	Zn	Zr
<b>P5C_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólicos</b>																							
Af (0-12)	0,0	40,8	0,1	80,4	0,0	262,5	87,5	80,0	0,0	0,0	11,2	12,7	8,1	1,0	28,3	19,7	0,0	36,9	40,5	541,9	541,9	91,7	518,8
Af -TFSA	0,0	33,0	0,3	26,7	0,0	305,2	42,3	61,3	4,5	0,0	9,9	4,4	1,7	14,4	31,7	30,2	0,0	17,2	24,6	395,4	395,4	68,5	514,5
Bwf2 (27-48 <sup>+</sup> )	0,0	32,9	0,1	101,0	0,0	174,4	98,5	85,5	2,6	0,0	8,9	3,4	9,3	0,0	24,1	20,6	0,0	37,0	39,7	527,2	527,2	174,2	408,3
Bwf2-TFSA	0,0	32,2	0,3	30,2	0,0	339,4	52,5	65,8	1,5	0,0	9,7	5,7	2,5	17,1	28,0	32,2	0,0	19,6	26,1	429,6	429,6	75,4	530,2
Canga (27-48 <sup>+</sup> )	0,0	28,7	0,4	16,0	0,0	150,2	45,8	36,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	12,3	17,5	36,1	0,0	1,7	11,6	140,5	140,5	89,7	90,7
<b>P6C_ Plintossolo Pétrico Litoplúntico típico</b>																							
Af/F (0-15)	0,0	144,4	0,2	322,8	0,0	266,5	220,1	57,4	0,5	0,0	10,5	29,4	14,3	2,7	28,2	46,6	0,0	16,3	15,4	436,6	436,6	540,5	412,6
Af/F-TFSA	0,0	31,4	0,1	21,3	0,0	265,5	36,1	56,5	0,0	0,0	5,6	3,3	4,8	13,5	33,3	27,7	0,0	8,3	19,2	525,3	525,3	76,0	331,9
Canga (0-15)	0,0	25,1	0,2	14,1	0,0	187,6	32,0	46,1	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	13,0	12,9	34,6	0,0	6,1	16,8	262,8	262,8	83,9	146,4
<b>P11C_ Plintossolo Pétrico Litoplúntico êndico</b>																							
Af (0-13)	0,0	43,9	0,2	82,1	0,0	169,7	113,7	83,5	1,0	0,0	9,5	0,7	7,1	0,0	16,7	17,4	0,0	26,7	35,8	532,0	532,0	194,9	385,5
Af-TFSA	0,0	22,3	0,2	10,3	0,0	211,7	46,7	66,7	0,0	0,0	8,6	0,0	6,7	7,7	30,2	22,3	0,0	17,0	24,0	363,5	363,5	77,7	479,4
Bwf (39-58 <sup>+</sup> )	0,0	39,8	0,3	102,3	0,0	299,4	117,7	86,1	5,7	0,0	12,4	15,4	6,2	6,6	56,2	20,9	0,0	43,6	43,8	633,8	633,8	100,2	565,1
Bwf-TFSA	0,0	18,8	0,3	20,0	0,0	267,0	90,5	66,2	0,0	0,0	7,8	0,0	4,0	9,4	56,1	19,1	0,0	43,0	22,6	458,0	458,0	75,7	409,8
<b>P12C_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>																							
Af (0-10)	0,0	40,1	0,3	65,3	0,0	153,0	102,7	65,9	2,5	0,0	6,0	2,9	3,7	0,0	35,7	8,7	0,0	50,3	24,5	497,3	497,3	231,2	306,1
Af-TFSA	0,0	22,1	0,2	13,8	0,0	271,6	86,5	64,4	0,0	0,0	6,7	0,0	0,7	9,2	19,5	16,6	0,1	35,8	22,3	447,1	447,1	75,3	350,3
Bwf1 (22-39)	0,0	31,9	0,2	67,8	0,0	155,5	129,1	64,8	2,9	0,0	7,0	4,4	8,5	0,0	33,4	13,4	0,0	57,1	23,9	483,6	483,6	151,0	321,9
Bwf1-TFSA	0,0	19,3	0,2	19,0	0,0	286,8	100,6	67,0	3,7	0,0	10,5	0,2	3,2	10,3	48,9	18,7	0,0	43,1	22,9	489,3	489,3	80,4	421,4
<b>P9C_ Plintossolo Pétrico Litoplúntico típico</b>																							
A (0-5)	0,0	74,7	0,1	115,6	0,0	111,5	60,0	50,2	2,7	0,0	8,1	17,2	8,8	0,0	32,1	67,8	0,0	5,9	16,5	384,2	384,2	158,3	437,9
A-TFSA	0,0	35,3	0,1	14,9	0,0	76,5	20,9	21,3	3,1	6,7	36,6	4,7	3,5	7,7	21,5	20,1	0,2	3,9	7,2	151,0	151,0	55,9	1540,6
Canga (0-5)	0,0	29,1	0,2	8,7	0,0	100,3	88,3	37,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	12,2	14,3	43,5	0,0	2,5	10,6	190,4	190,4	151,9	124,9
<b>P14C_ Plintossolo Pétrico Litoplúntico típico</b>																							
Af (0-15)	0,0	35,7	0,0	73,4	0,0	116,3	66,2	47,1	1,5	0,0	6,0	0,0	4,6	0,0	33,4	48,9	0,0	5,1	15,1	278,8	278,8	106,1	285,2
Af-TFSA	0,0	22,3	0,1	6,5	0,0	104,0	18,3	37,9	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0	9,2	7,2	36,0	0,0	0,7	9,0	152,2	152,2	85,3	216,5
Canga (0-15)	0,0	42,0	0,3	5,1	0,0	79,8	28,2	27,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	11,4	25,7	37,9	0,0	0,0	9,3	91,7	91,7	109,1	48,7
<b>P10C_ Gleissolos Háplicos Tb Distrófico plúntico</b>																							
HC	3,6	51,5	1,5	181,3	8,7	550,0	427,7	91,2	7,9	19,7	13,4	27,3	12,5	6,6	47,9	28,5	0,5	63,9	62,1	550,5	550,5	133,5	582,8
HC-TFSA	0,0	74,7	1,2	48,1	9,6	290,6	218,4	51,9	4,0	10,4	13,2	20,7	9,9	16,5	36,3	13,8	0,0	32,7	29,7	403,0	403,0	71,1	667,6
C1	0,0	59,6	1,5	128,5	5,2	467,1	386,2	80,0	3,5	2,5	12,0	18,9	12,3	9,9	39,5	29,1	0,0	70,5	45,9	583,9	583,9	127,8	515,4
C1-TFSA	0,0	80,7	1,0	33,0	8,8	250,4	206,5	48,1	4,9	8,6	13,0	15,3	6,9	13,5	28,7	17,1	2,1	35,7	25,2	443,4	443,4	61,2	588,0
C2	6,9	155,6	1,1	117,7	9,8	430,9	176,2	93,8	6,7	14,7	13,4	45,8	6,2	21,0	109,1	25,0	6,9	53,3	45,4	852,0	852,0	110,2	568,7
C2-TFSA	0,0	231,2	1,0	103,3	13,5	383,4	149,8	79,2	9,8	11,4	23,3	55,5	9,4	32,6	82,9	24,9	5,4	48,0	40,3	889,3	889,3	86,7	971,7
C3	0,0	141,5	1,4	112,1	11,0	469,9	233,2	100,7	10,1	11,4	16,5	40,6	12,9	14,2	104,0	20,3	9,4	56,1	48,2	741,0	741,0	108,8	676,6
C3-TFSA	0,0	188,8	0,9	81,7	10,7	373,2	179,1	78,4	10,5	17,0	23,1	44,6	4,6	25,1	78,5	22,8	9,0	45,8	37,2	671,9	671,9	79,2	985,4
C4	0,5	160,6	0,9	146,1	11,3	478,9	190,3	99,7	10,2	14,4	16,1	56,5	6,6	26,6	105,9	27,1	5,3	73,8	48,6	569,1	569,1	112,0	673,0
C4-TFSA	0,0	248,7	0,9	116,7	12,4	366,8	137,8	77,3	7,7	18,3	23,0	62,1	4,7	33,5	78,2	22,4	7,6	56,1	39,0	492,1	492,1	84,7	1010,2
C5	0,0	189,8	0,8	127,2	9,0	358,5	175,1	84,7	7,2	7,5	12,1	52,6	8,1	19,1	75,0	21,6	6,5	36,8	37,6	581,2	581,2	111,0	518,2
C5-TFSA	0,0	265,1	0,5	103,7	5,6	322,7	149,9	68,1	5,7	13,0	20,7	56,8	8,1	28,4	57,2	18,8	10,1	35,5	34,1	621,0	621,0	91,5	870,3
<b>Canga de superfície Serra Sul</b>																							
Canga	0,0	34,2	0,3	32,0	0,0	89,0	37,9	40,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	15,3	25,3	47,3	0,0	2,9	16,3	111,5	111,5	110,8	116,5
<b>Jaspilito</b>																							
Rocha	0,0	22,5	0,2	0,0	1,4	26,1	12,8	15,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,4	19,8	18,6	0,0	0,0	3,1	20,4	20,4	45,6	8,0

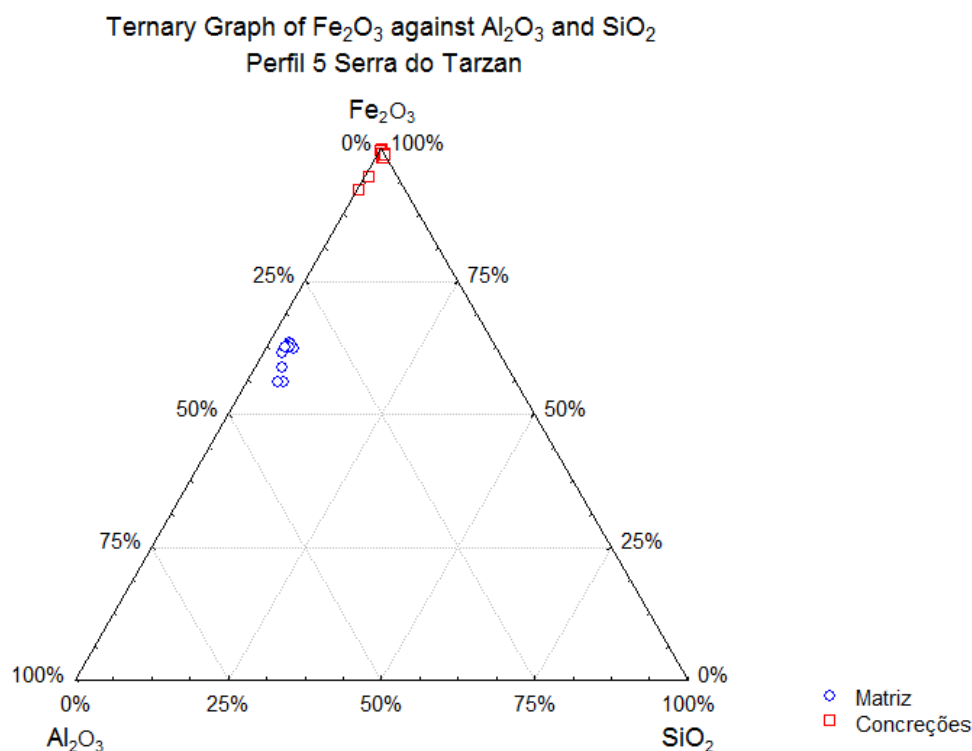
Em princípio, para os solos desenvolvidos sobre a Formação Carajás, tem-se a idéia de que são produtos da alteração da expressiva camada de canga ferrífera que recobre uma vasta área da Serra dos Carajás. Corrobora nessa linha HORBE & COSTA (2005) que também propõem que os solos por eles estudados na Formação Carajás sejam produtos da degradação química e física das lateritas ferríferas.

### **Análises Microquímicas**

O horizonte Bw do Perfil P5C é formado por uma matriz de estrutura granular muito rica em óxidos de ferro (Quadro 10) e pequenas concreções arredondadas muito ricas em Fe. Em menor proporção são observados fragmentos de quartzo arestados (Figura 21). Pedofeições são compostas por concreções ferruginosas de variado tamanho e geralmente de formas semi-arredondadas ou alongadas e pouco arestadas (Figura 21).



**Figura 21.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do material do horizonte Bwc2 do perfil P5C.



**Figura 22.** Distribuição dos teores normalizados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> da matriz e concreções do perfil P5C.

No gráfico de distribuição dos teores de Si, Al e Fe (Figura 22), elementos responsáveis pela composição quase total do horizonte Bwc2 de P5C, nota-se que tanto a matriz como as concreções apresentam pouca variação em suas composições química. As concreções são formadas quase exclusivamente por óxidos de Fe, enquanto a matriz do solo possui em média cerca de 35 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, um pouco mais de 3 % em SiO<sub>2</sub> e mais de 60 % em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Os valores expressos na Figura 22 indicam que as concreções não foram formadas na atual matriz do solo. Elas podem ser somente o remanescente do jaspilite dessilicificado que sofreu transporte e pequenas alterações químicas em diferentes ciclos erosivos/climáticos.

**Quadro 10 – Composição da matriz do solo do horizonte Bwc2 em P5C, analisada por EDS-MEV**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,00	0,00	35,46	4,27	0,88	0,00	0,35	1,91	0,00	0,00	56,82	0,00
2	0,00	0,00	34,21	2,92	0,71	0,00	0,30	1,93	0,22	0,00	59,41	0,00
3	0,00	0,00	32,23	3,13	0,69	0,00	0,35	1,72	0,00	0,00	61,49	0,00
4	0,34	0,00	32,92	2,73	0,99	0,00	0,51	2,08	0,00	0,00	59,74	0,00
5	0,46	0,34	31,68	4,24	0,68	0,00	0,32	2,41	0,00	0,00	59,54	0,00
6	0,00	0,00	31,03	3,50	0,91	0,00	0,19	4,68	0,00	0,00	59,23	0,00
7	0,00	0,00	32,27	3,55	0,71	0,00	0,26	3,33	0,00	0,00	59,66	0,00
8	0,30	0,00	32,77	2,93	0,86	0,00	0,33	3,06	0,00	0,00	59,40	0,00
9	0,31	0,00	36,52	5,89	0,91	0,00	0,21	1,97	0,00	0,00	53,88	0,00
10	0,00	0,00	37,63	4,97	0,90	0,00	0,20	1,75	0,00	0,00	54,11	0,00

Quanto aos outros elementos são pouco significativos, a exemplo do Na e Mg presentes em baixos valores (apenas em alguns pontos foram detectados) em ambos os componentes do solo (Quadros 10 e 11). O  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varia muito pouco na matriz do solo, sendo responsável por cerca de 1/3 da composição desta, enquanto que nas concreções ocorrem em geral valores próximo de zero, embora algumas delas apresentem mais de 7 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , o que indica a precipitação pontual de gibbsita (Quadro 11). O  $\text{SiO}_2$  varia um pouco na matriz do solo (Quadro 10), provavelmente em decorrência de pequenos fragmentos de quartzo, já nas concreções os valores são muito baixos (Quadro 11) e sem variações representativas, o que indica a presença de um quantidade diminuta de caulinita.  $\text{P}_2\text{O}_5$  apresenta valores muito baixos e constantes na matriz do solo, enquanto só foi identificada algumas concreções, mas em valores ainda menores e pouco significativos. Ao que parece, o P existente nesse solo não ocorre fases minerais fosfática, mas sim adsorvidos nos óxidos de Fe.

**Quadro 11. Composição das concreções do solo do horizonte Bwc2 em P5C, analisada por EDS-MEV**

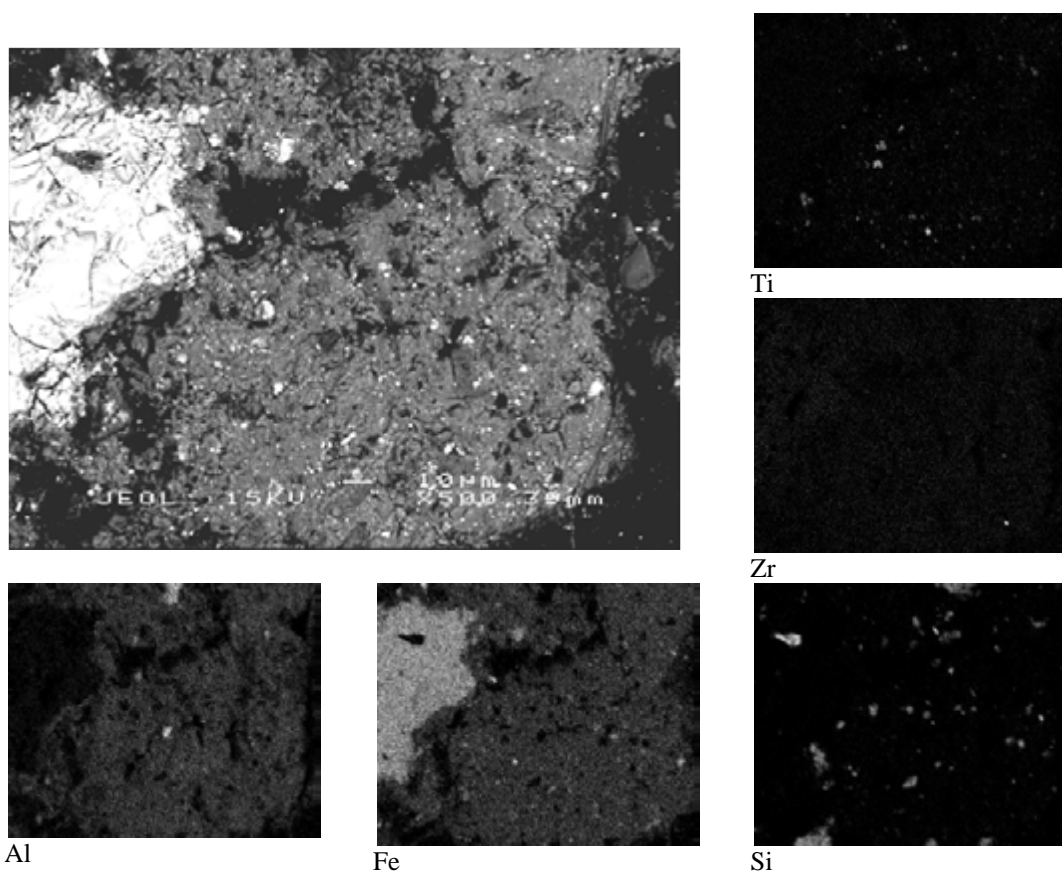
Amostra	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{MgO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{CaO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{MnO}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{NiO}$
	%											
1	0,38	0,00	0,25	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,59	0,00
2	0,00	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,69	0,00
3	0,28	0,00	0,29	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,19	0,00
4	0,39	0,00	4,50	0,57	0,38	0,00	0,00	5,37	0,20	0,00	88,59	0,00
5	0,45	0,29	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,28	0,00
6	0,00	0,25	0,34	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,61	0,00
7	0,40	0,00	0,94	1,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,32	0,00
8	0,00	0,00	0,51	1,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,14	0,00
9	0,29	0,00	7,53	0,24	0,70	0,00	0,00	0,34	0,00	0,00	90,91	0,00
10	0,00	0,25	0,00	1,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,49	0,00

$\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{NiO}$  não foram detectados ou apresentaram valores não significativos (para o método de análise utilizado) na matriz do solo e nas concreções (Quadros 10 e 11). Isso significa que esse solo sofreu pouca ou nenhuma influência (recente?) de materiais basálticos (Cr, Ni e Mn) ou advindos da Formação Águas Claras (mais rica em K na forma de muscovita), no caso do potássio. O  $\text{CaO}$  está presente apenas na matriz em quantidades muito baixas e constantes, não formando fases minerais, mas provavelmente ocorra na forma lábil. O teor de  $\text{TiO}_2$  mostra variações na matriz e, especialmente nas concreções (Quadros 10 e 11). Na matriz o Ti está disperso variando de um pouco menos de 2 % a mais de 4 % sob a forma de anatásio e rutilo, e nas concreções aparece concentrado de forma aleatória e incomum.

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  é o principal constituinte do horizonte Bw de P5C, compondo quase 100 % das concreções e próximo de 60 % da matriz. Ambas as fases são muito ricas em Fe e

dominados por minerais de hematita (Quadro 6). A diferença do conteúdo de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , de um pouco menos de 40 %, mostra que dificilmente a matriz e as concreções tenham se formado em condições e tempos semelhantes. Há neste caso uma pedogênese polifásica entre os componentes do solo, sendo possível a ocorrência de dissolução das concreções, neofornando minerais, com preferencial perda de Fe em relação ao Ti e Al.

A Figura 23 ilustra bem o contraste em relação ao Al, que existe entre a matriz rica neste elemento e as concreções com ausência deste. O Fe é o elemento mais abundante em ambas as zonas, com destaque para as concreções de diferentes tamanhos, cujo conteúdo é quase 100 % Fe. Pequenas concreções estão presentes na matriz do solo, e pequenos fragmentos comuns de quartzo arestado ocorrem na matriz e em menor proporção na concreção. Ti aparece distribuído na forma de pequenas pontuações na matriz. Cristais de Zr são muito raros na matriz desse solo e aparece apenas numa pequena pontuação.

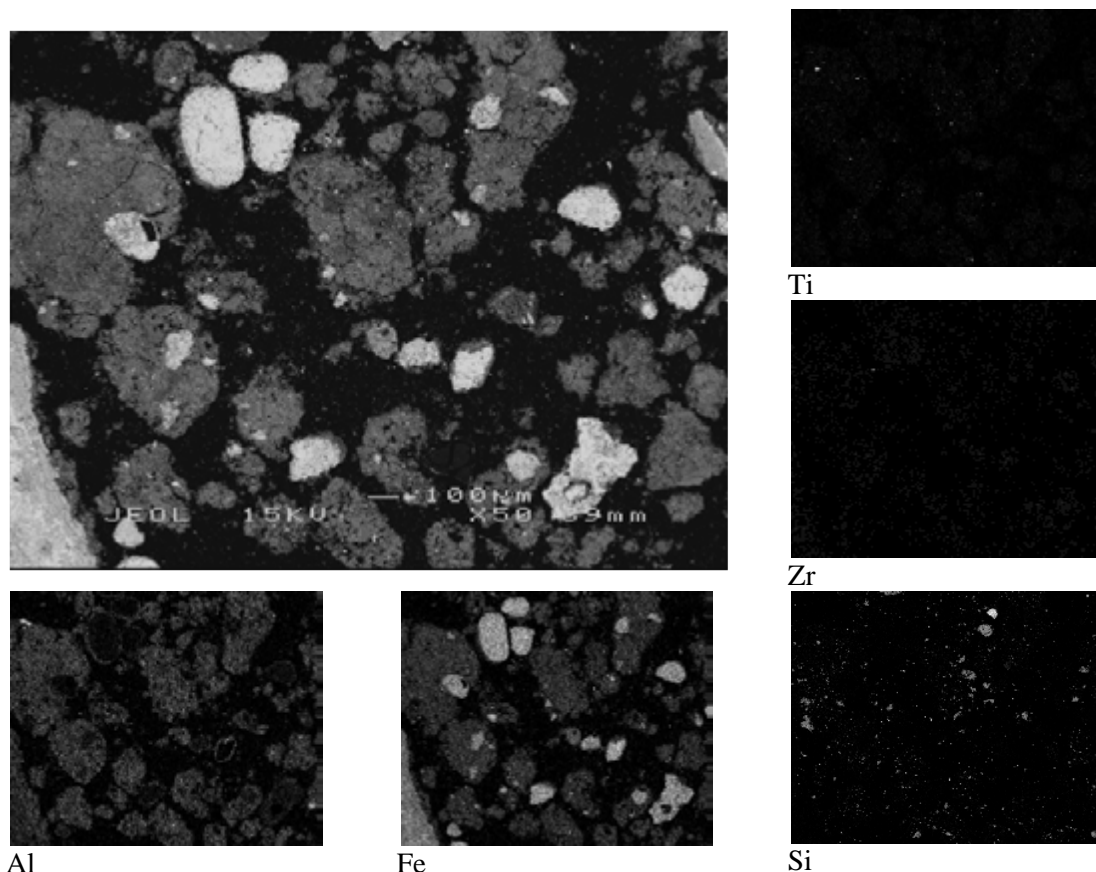


**Figura 23.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte Bwc2 do perfil P5C.

A estrutura muito pequena granular é perceptível na Figura 23, assim como a composição desse solo, baseada em pouca proporção de caulita, quartzo, anatásio e rutilo, em valores intermediário ocorrem gibbsita e goethita, e em dominância a

hematita (Quadro 6).

Na Figura 24, em menor aumento, vê-se o contraste generalizado entre a matriz rica em Al e Fe, e as concreções ricas apenas em Fe. As bordas das concreções aparecem com maiores concentrações de Al, o que sugere a dissolução dessas e precipitação de gibbsita, e goethita com alta substituição de Fe por Al. Pequenos fragmentos de quartzo são comuns. Óxidos de Ti ocorrem em tamanhos muito pequenos e cristal de Zr aparecem em apenas um pequeno ponto da imagem.

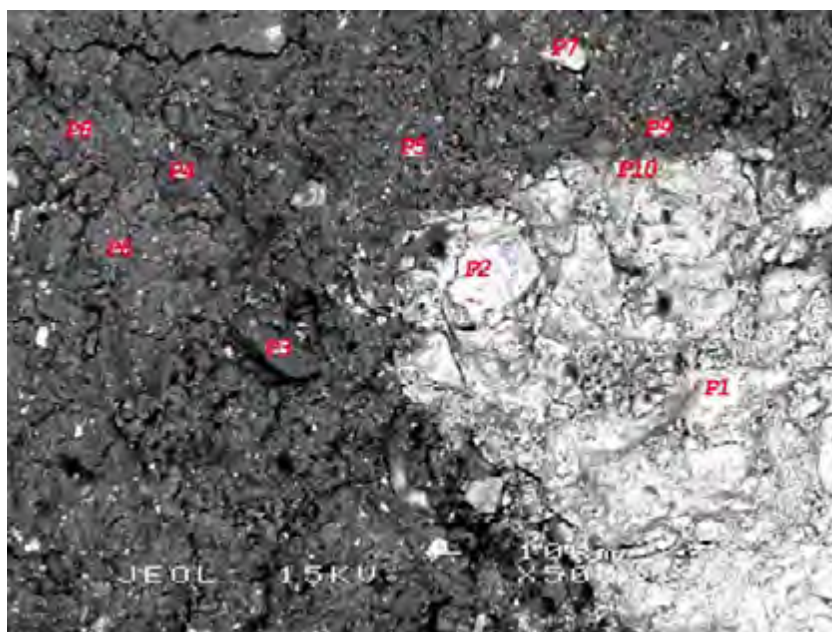


**Figura 24.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc2 do perfil P5C.

O padrão esférico das pequenas concreções indicam que elas estão em processo de dissolução. O mais provável seja que as condições atuais desse solo não favoreçam a formação de petroplintita, que devem ser herdadas do retrabalhamento de concreções da superfície de canga, e sem grandes vínculo com a pedogênese atual.

Nas análises pontuais realizadas em seção delgada (Figura 25) pode-se ver que a concreção principal (P1, P2 e P10) é formada por uma aglutinação de concreções menores e irregulares, cimentadas pelo mesmo material que as compõem, e sem apresentar sinais de alteração. As concreções são formadas por mais de 95 % em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , cerca de 2 % em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  em proporções semelhantes. Os demais elementos não

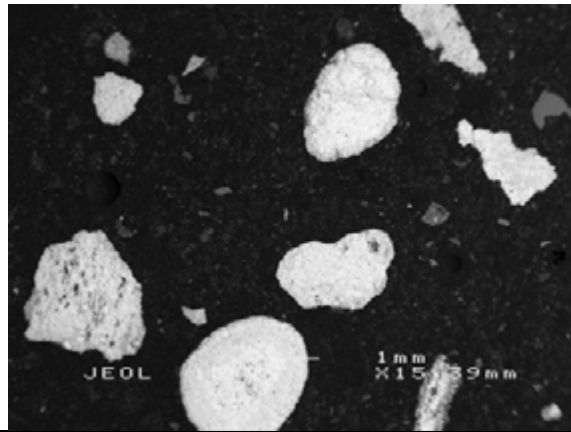
apresentam valores significativos para o método de análise utilizado.



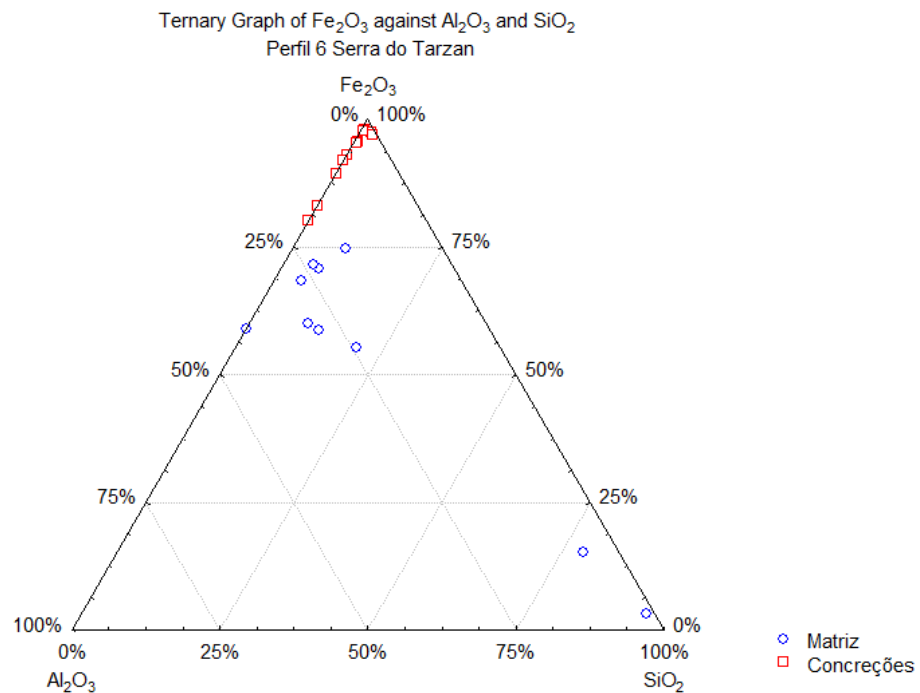
Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
%												
P1	0,28	0,24	0,97	1,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,95	0,00
P2	0,00	0,00	1,73	1,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,97	0,00
P3	0,00	0,00	0,58	97,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,52	0,00
P4	0,00	0,00	1,29	94,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,22	0,00
P5	0,00	0,00	33,84	3,99	0,78	0,00	0,00	4,78	0,00	0,00	56,00	0,00
P6	0,32	0,00	35,54	4,24	1,07	0,00	0,29	2,56	0,00	0,00	55,46	0,00
P7	0,00	0,25	1,17	0,00	0,00	0,00	0,00	54,74	0,00	0,00	43,84	0,00
P8	0,00	0,00	34,44	4,28	0,86	0,00	0,00	3,45	0,00	0,00	56,40	0,00
P9	0,00	0,00	33,11	15,47	0,64	0,00	0,00	2,55	0,00	0,00	47,66	0,00
P10	0,00	0,00	0,37	0,24	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	98,68	0,39

**Figura 25.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS do horizonte Bwf2 em P5C.

A matriz plasmática analisada nos pontos P5, P6 e P8 (Figura 25) é bastante homogênea, composta de cerca de 35 % em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4 % de SiO<sub>2</sub>, aparentemente com maior contribuição de gibbsita do que caulinita. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> representa menos de 1 % da matriz, mas não forma fases minerais (Quadro 6), estando adsorvido no plasma. TiO<sub>2</sub> aparece na forma de concreções (P7), provavelmente como pseudorutilo (Brindley & Brown, 1980), e na matriz do solo, em quantidades menores sob a forma de rutilo e anatásio (Quadro 6). P3 e P4 (Figura 25) são cristais de quartzo pouco arestados, comuns nesse horizonte. P9 possui composição semelhante a P5 e P6, mas é mais rico em Si.



**Figura 26.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do material do horizonte Ac/F, perfil P6C.



**Figura 27.** Distribuição dos teores normalizados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  da matriz e concreções do perfil P6C.

O perfil P6C é formado quase completamente por concreções e sua matriz aparece de maneira bem dispersa (Figura 26) e muito rica em material orgânico. Na Figura 26, em BSE (imagem captada por retroespalhamento eletrônico) se destacam concreções muito ricas em Fe de formatos esféricos e irregulares. A matriz não é nítida em função de sua baixa densidade. Há grande variação na distribuição dos teores de Fe, Al e Si (Figura 27) nas concreções e na matriz do solo.

**Quadro 12– Composição da matriz do perfil P6C**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,00	0,00	15,15	8,24	1,59	0,00	1,03	4,72	0,00	0,00	68,67	0,00
2	1,15	0,00	23,94	4,04	3,27	0,00	0,58	5,35	0,00	0,00	60,56	0,00
3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,77	0,00
4	0,00	1,85	16,89	14,08	11,67	0,00	9,21	0,00	0,00	0,00	38,35	0,00
5	7,43	0,00	18,22	0,00	16,41	2,65	21,58	0,00	0,00	0,00	25,99	0,00
6	0,64	0,59	24,30	7,96	8,04	0,00	2,01	8,06	0,00	0,00	48,19	0,00
7	0,90	0,94	25,60	10,81	4,75	0,32	1,36	3,13	0,00	0,00	51,85	0,00
8	0,92	0,91	20,20	5,72	3,60	0,00	0,92	4,46	0,00	0,00	62,55	0,00
9	0,00	0,00	5,54	72,86	3,91	0,65	0,92	0,00	0,00	0,00	13,99	0,00
10	0,78	0,88	21,08	4,55	3,55	0,00	0,39	4,02	0,00	0,00	64,15	0,00
11	0,00	0,00	1,44	95,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,12	0,00

Na matriz do solo, a acentuada contribuição em MO e o método utilizado (os dados foram normalizados para os elementos do Quadro 12), que não analisa o carbono, gerou ainda mais variações, sendo que muitas delas estão superestimadas, a exemplo das amostras 4, 5 e 6, principalmente (Quadro 12). Mesmo com esse problema os valores de P, Ca, Mg, K e Na, são em geral mais elevados em relação aos demais solos bem drenados. A posição em que este perfil está na paisagem (Figura 4), indica que recebeu materiais de uma ampla área fonte e, parte deles se depositaram no ambiente onde ocorre P6C, o que pode ter contribuído para a maior riqueza nesses elementos.

**Quadro 13. Composição das concreções do perfil P6C**

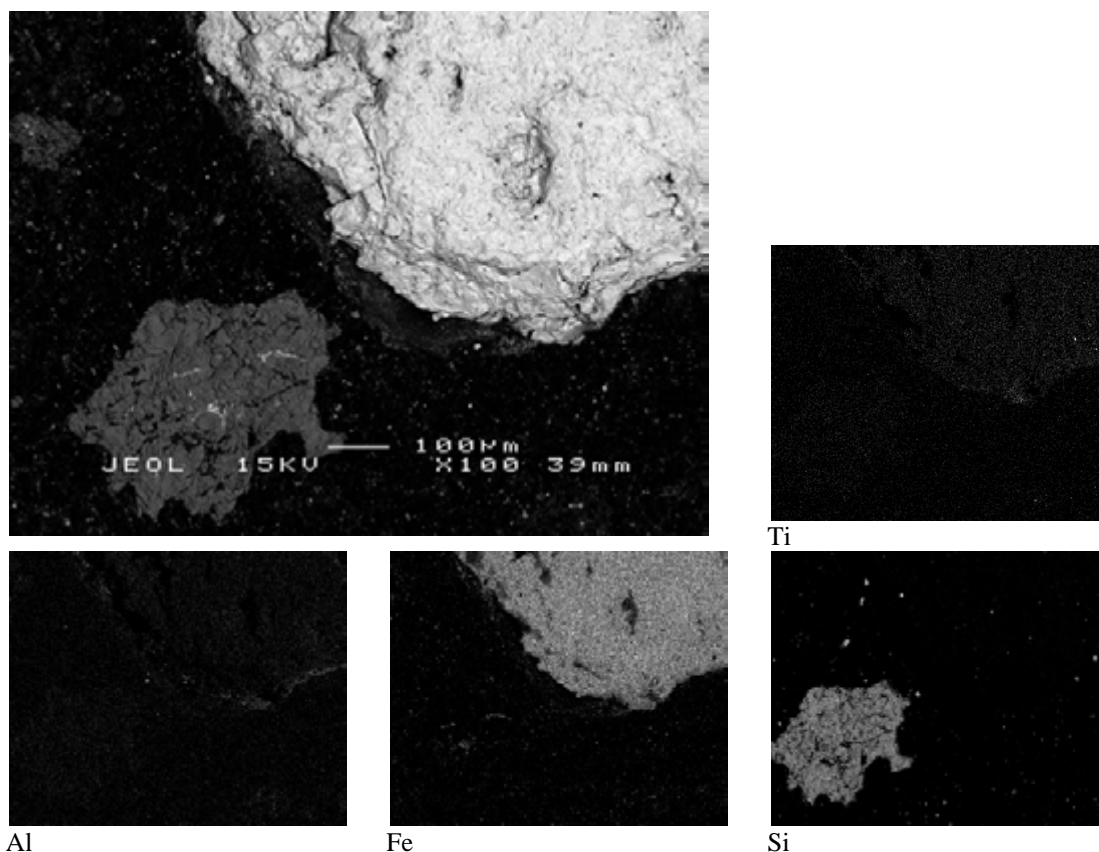
Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,00	0,26	9,92	0,00	0,59	0,00	0,13	6,43	0,00	0,00	82,68	0,00
2	0,00	0,00	6,81	0,00	1,42	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	91,39	0,00
3	0,57	0,00	1,53	0,57	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	97,09	0,00
4	0,00	0,00	0,89	1,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,30	0,00
5	0,32	0,00	18,82	0,00	1,99	0,00	0,00	3,33	0,00	0,00	75,54	0,00
6	0,00	0,00	3,87	0,49	0,50	0,00	0,00	0,97	0,00	0,00	94,18	0,00
7	0,45	0,31	4,05	0,40	1,07	0,00	0,14	0,87	0,00	0,00	92,71	0,00
8	0,00	0,24	8,02	0,00	1,39	0,00	0,00	0,21	0,20	0,00	89,95	0,00
9	0,00	0,00	16,58	0,00	1,37	0,00	0,00	1,07	0,00	0,00	80,98	0,00
10	0,67	0,00	0,67	2,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	95,88	0,44
11	0,49	0,00	1,80	0,44	0,49	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	96,57	0,00

As concreções em P6C (Quadro 13) possuem mais participação de outros elementos, especialmente Al, em relação a outros solos de boa drenagem. O acúmulo de materiais alóctones, provavelmente de litologia diferente como materiais máficos podem explicar esses valores, principalmente os teores de Al elevados para materiais derivados de jaspilito, ou o material transportado pode ter sofrido processo insipiente de hidromorfismo.

Em destaque na Figura 28, uma concreção formada quase totalmente por ferro, com Al e Si em quantidades muito baixas. Essa concreção não apresenta sinais de

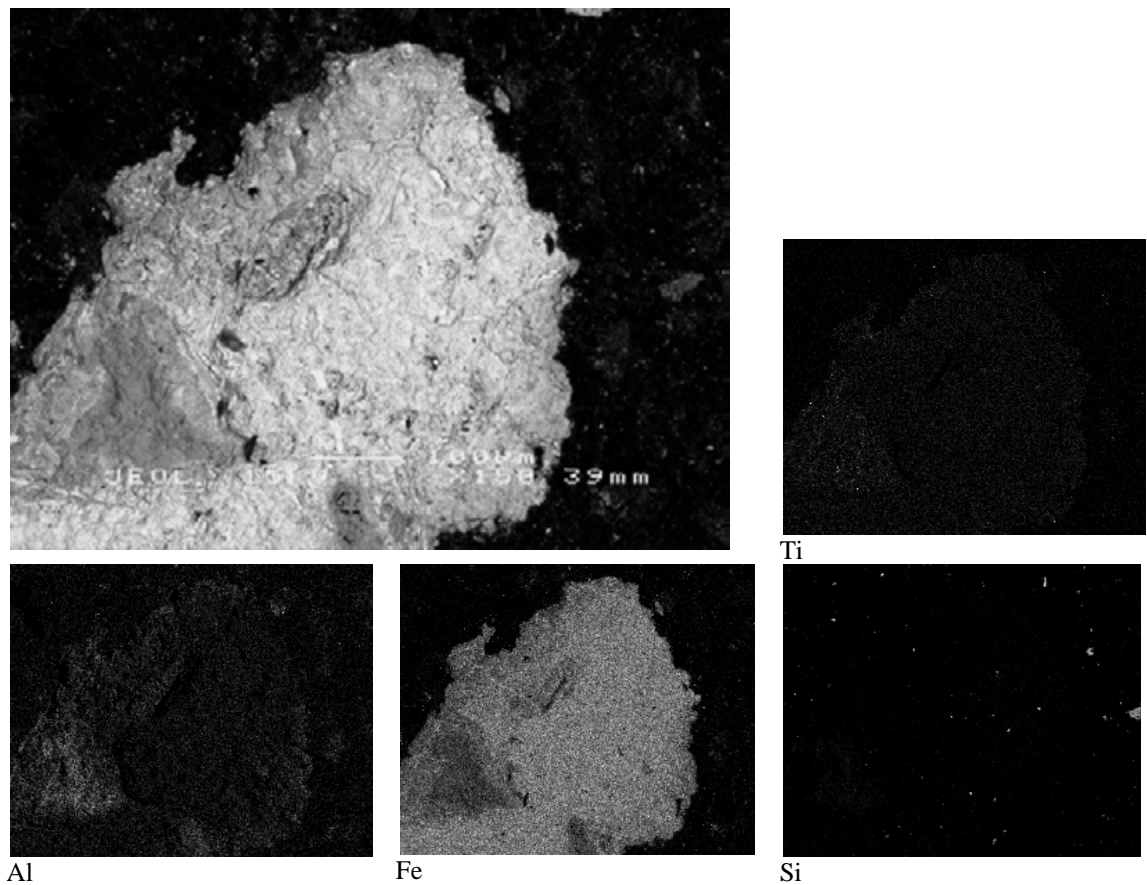
alteração ou relação próxima à matriz de composição predominantemente formado por Al e Fe. Semelhante ao perfil P5C, as concreções em P6C parecem não se originar da matriz do solo.

O fragmento de quartzo, também em destaque na Figura 28, possui algumas concentrações de Fe. Outros fragmentos menores são comuns ao redor da concreção e na matriz rica em compostos orgânicos.



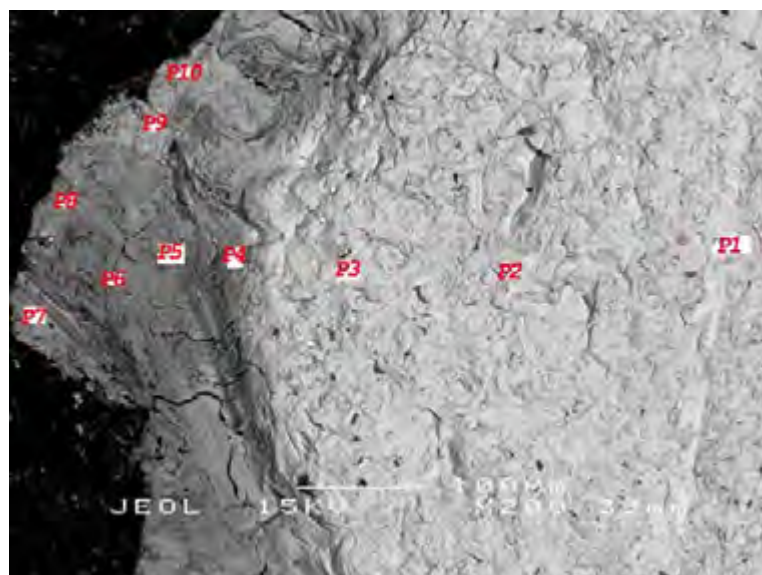
**Figura 28.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Ac/F do perfil P6C.

Na Figura 29 tem-se uma concreção com baixo grau de alteração, dominada por Fe, com concentrações de Al em algumas partes e Ti em menor proporção. Pequenos grãos de quartzo aparecem de maneira mais comum em meio a matriz.



**Figura 29.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Ac/F do perfil P6C.

A concreção em destaque na Figura 30 possui valores decrescentes de Fe do centro em direção às bordas, sendo gradativamente enriquecido por Al em direção às bordas, sob a forma de gibbsita (Quadro 6). Geralmente as petroplintitas não apresentam tal variação, o que corrobora as características peculiares desse perfil, que se revelaram também em outras análises anteriormente discutidas (químicas). Os valores de P são altos em relação às concreções de outros perfis. A drenagem menos eficiente nesse perfil nos períodos de precipitação mais intensas, deixa o solo saturado por água por maior tempo em relação ao perfil P5C próximo a ele, o que contribui para alteração das petroplintitas. O processo de dissolução e precipitação de óxidos de ferro, mais intenso nesse solo, contribuiria para o incremento de P e Al na estrutura dos novos minerais de Fe (hematita e goethita), especialmente (Lucas et al., 1996).

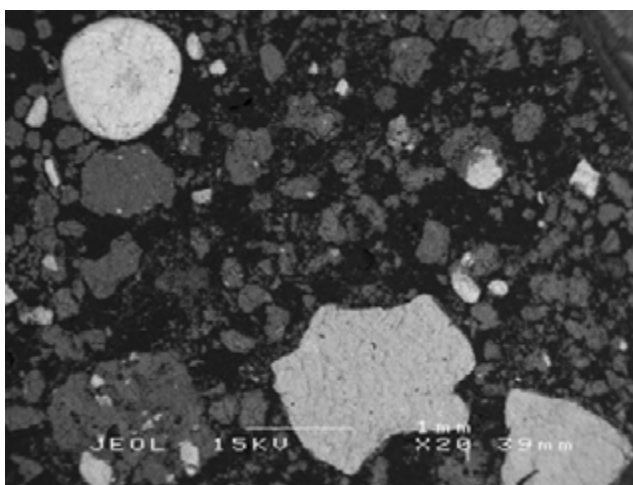


Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
P1	0,50	0,00	3,86	0,22	1,04	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	94,18	0,00
P2	0,39	0,33	4,42	0,45	1,29	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	92,82	0,00
P3	0,00	0,00	3,47	0,00	1,18	0,00	0,00	0,90	0,00	0,00	94,45	0,00
P4	0,00	0,00	2,89	0,00	1,74	0,00	0,14	8,90	0,00	0,00	86,15	0,00
P5	0,50	0,00	8,11	0,00	2,47	0,00	0,26	0,95	0,00	0,00	87,30	0,00
P6	0,69	0,00	7,69	0,65	2,50	0,00	0,19	0,99	0,00	0,00	86,74	0,00
P7	0,30	0,28	10,93	0,00	1,55	0,00	0,24	2,37	0,00	0,00	84,10	0,00
P8	0,00	0,00	13,56	0,00	1,67	0,00	0,00	1,94	0,00	0,00	82,53	0,00
P9	0,00	0,00	7,25	0,00	2,35	0,00	0,18	0,67	0,00	0,00	89,38	0,00
P10	0,55	0,00	10,82	0,30	1,78	0,00	0,00	0,97	0,00	0,00	85,58	0,00

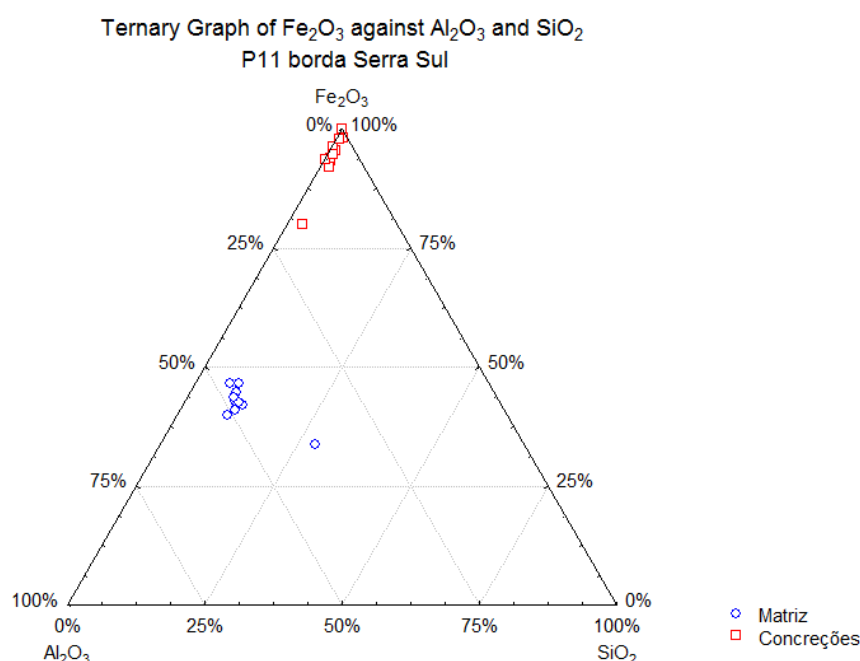
**Figura 30** – Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS do horizonte Ac/F, perfil P6C.

No horizonte Bwc do perfil P11C a matriz possui típica estrutura muito pequena granular, e seu esqueleto é composto por concreções de formas esféricas e, irregulares e subangulares (Figura 31). Concreções menores e pequenos grãos de quartzo estão inseridos a matriz do solo. As petroplintitas não apresentam sinais de alteração e os grãos de quartzo continuam bastante arestados e em alguns casos com formas poligonais.

Há forte distinção entre a composição da matriz plasmática do solo e as concreções (Figura 32). Ambos apresentam boa homogeneidade entre si, indicando elevado grau de pedogênese. A matriz formada principalmente por gibbsita, goethita com alta substituição de Fe por Al, e hematita (o deslocamento nos difratogramas de raios-X dos principais picos da goethita indicam substituição de Fe por Al). Outros minerais como caulinita, quartzo, magnetita, maguemita e anatásio estão presentes em menor proporção (Quadro 6). Nas concreções, ocorrem predominantemente hematita e magnetita.



**Figura 31.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do material do horizonte Bwc, perfil P11C.



**Figura 32.** Distribuição dos teores normalizados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  da matriz e concreções em gráfico triangular de P11C.

A diferença na composição da matriz do solo em relação às concreções (Figura 32), indica que as petroplintitas não foram formadas a partir da atual matriz do solo. Trata-se de materiais cujo vínculo é distante em decorrência de uma possível descontinuidade de ciclos pedogenéticos. A fase de concrecionamento do saprolito dos jaspilitos necessariamente precede a fase úmida atual, em que se encontram degradadas. Climas mais secos devem ser invocados para justificar a formação dos horizontes litoplínticos, enquanto climas úmidos mais recentes se traduzem no desenvolvimento de concreções soltas. Outro fato, verificado em campo e perceptível nas análises químicas e mineralógicas, é a presença de materiais basálticos nas áreas de colúvio das bordas da Serra Sul. Ao que parece os basaltos influenciaram a formação da matriz do solo e as concreções seriam heranças do retrabalhamento da superfície do platô, em que grande

quantidade de canga do jaspilito foi dispersada nas rampas que bordejam as serras.

No perfil P11C,  $Al_2O_3$  e  $Fe_2O_3$  compõem cerca de 90 % da matriz do solo e se distribuem proporcionalmente, variando pouco nos diferentes pontos analisados (Quadro 14).  $SiO_2$  possui variação nas diferentes áreas analisadas, sendo influenciado pela presença de caulinita e quartzo sob a forma de cristais muito pequenos.  $P_2O_5$  apresenta valores quase sempre constantes e muito baixos, mostrando distribuição uniforme na matriz do solo. Os valores de  $TiO_2$  variam bastante, podendo ocorrer de maneira dispersa na matriz ou na forma de pequenas concentrações, além de reforçar os indicativos da influência de materiais basálticos, que são mais ricos em Ti que as litologias da Formação Carajás.

**Quadro 14. Composição da matriz do solo no perfil P11C**

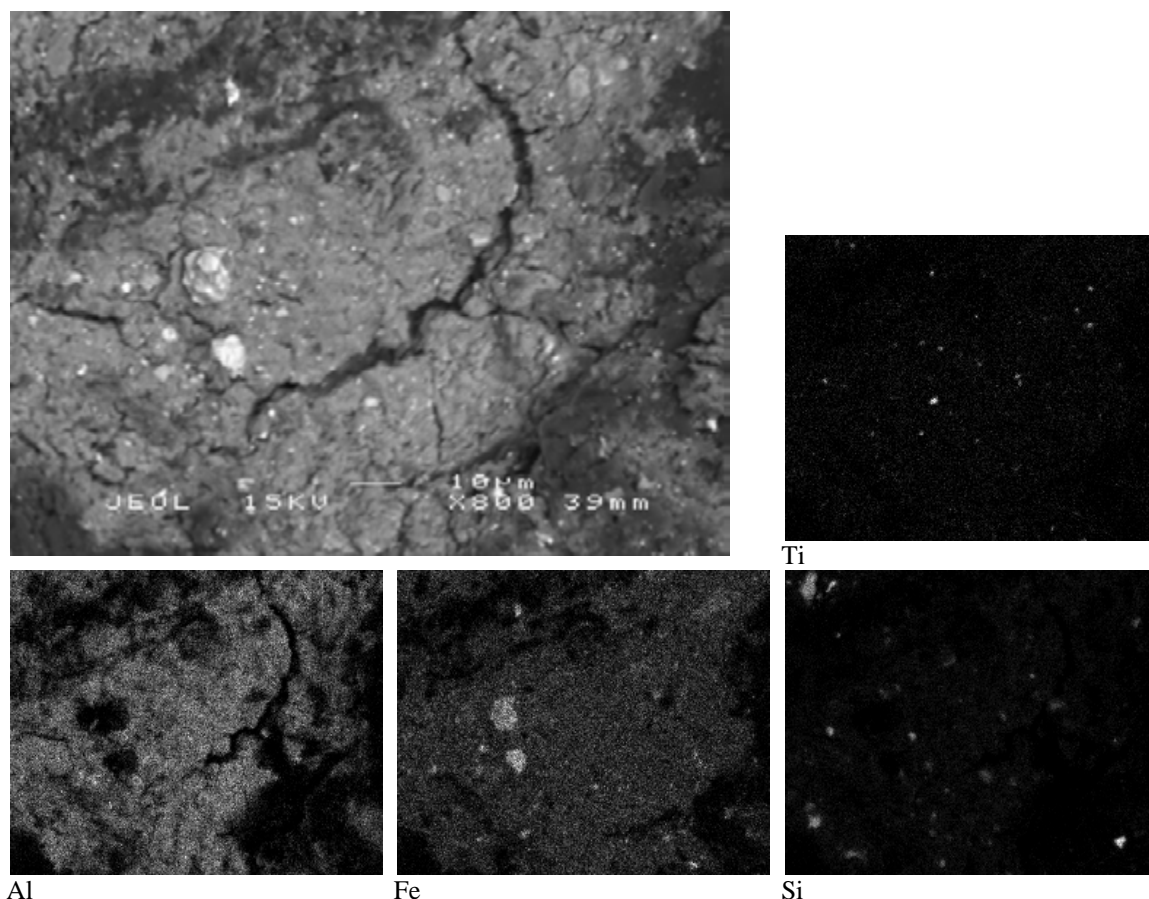
Amostra	$Na_2O$	$MgO$	$Al_2O_3$	$SiO_2$	$P_2O_5$	$K_2O$	$CaO$	$TiO_2$	$Cr_2O_3$	$MnO$	$Fe_2O_3$	$NiO$
	%											
1	0,00	0,35	44,05	7,73	0,36	0,00	0,26	1,44	0,00	0,00	45,29	0,00
2	0,00	0,00	47,03	9,58	0,44	0,00	0,00	1,53	0,00	0,00	41,24	0,00
3	0,29	0,30	47,28	9,84	0,29	0,00	0,00	2,27	0,00	0,00	39,73	0,00
4	0,00	0,00	45,06	10,36	0,49	0,00	0,00	3,59	0,00	0,00	40,29	0,00
5	0,35	0,00	41,87	7,93	0,30	0,00	0,00	11,84	0,00	0,00	37,47	0,00
6	0,35	0,00	46,44	9,73	0,28	0,00	0,00	1,12	0,00	0,00	41,71	0,00
7	0,37	0,26	43,23	7,76	0,57	0,00	0,00	6,47	0,00	0,00	41,34	0,00
8	0,00	0,00	46,53	8,45	0,35	0,00	0,13	1,94	0,00	0,00	42,33	0,00
9	0,00	0,00	42,83	5,75	0,00	0,00	0,17	8,43	0,00	0,00	42,49	0,00
10	0,00	0,00	37,44	27,88	0,38	0,00	0,00	0,69	0,00	0,00	33,31	0,00
11	0,30	0,45	49,30	8,98	0,22	0,00	0,13	1,60	0,00	0,00	38,71	0,00

As concreções são formadas quase exclusivamente por  $Fe_2O_3$  (hematita e magnetita). O teor de  $Al_2O_3$  varia muito na composição das petroplintitas (Quadro 15) e provavelmente ocorre sob a forma de gibbsita, em goethita com alta substituição de Fe por Al e em menor proporção na forma de caulinita. Ti e P aparecem em geral como elementos acessórios, em baixas concentrações, por vezes não detectados.

**Quadro 15. Composição das concreções do solo no perfil P11C**

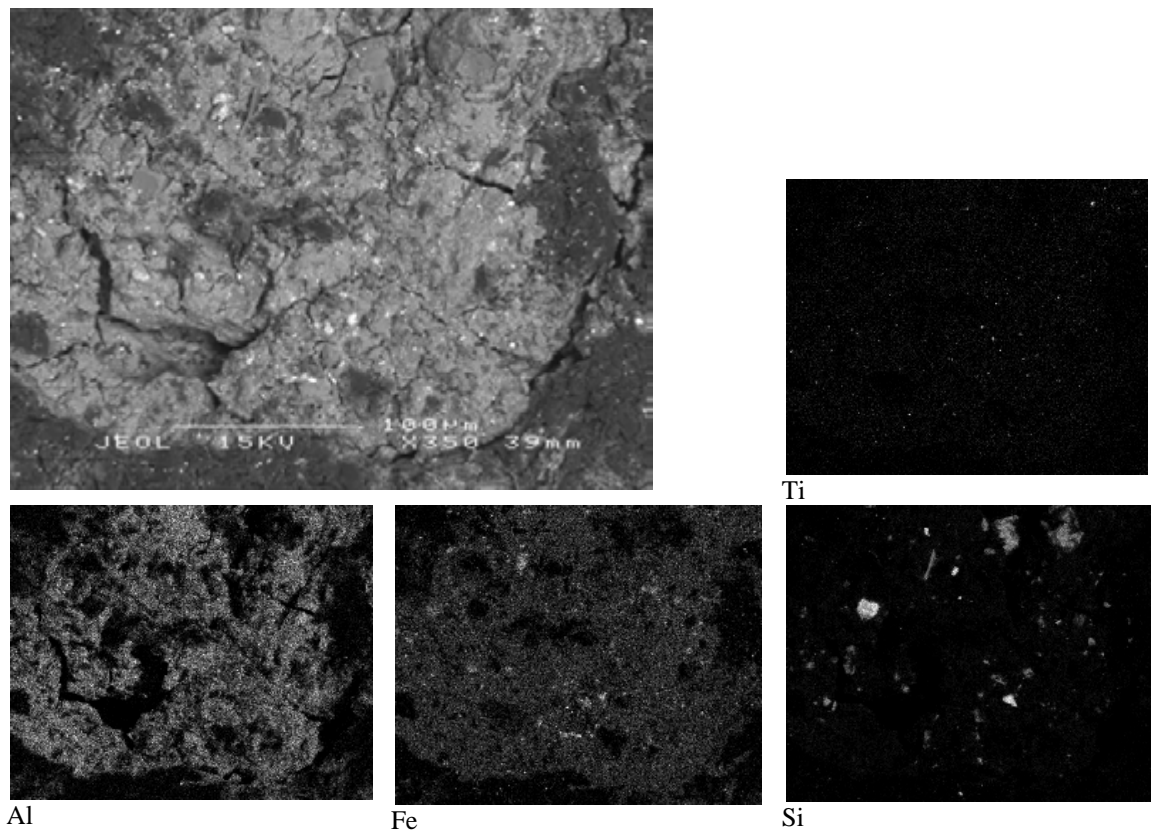
Amostra	$Na_2O$	$MgO$	$Al_2O_3$	$SiO_2$	$P_2O_5$	$K_2O$	$CaO$	$TiO_2$	$Cr_2O_3$	$MnO$	$Fe_2O_3$	$NiO$
	%											
1	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,54	0,00
2	0,50	0,00	5,03	0,92	0,24	0,00	0,00	0,60	0,00	0,00	92,71	0,00
3	0,00	0,00	3,44	1,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00	95,13	0,00
4	0,00	0,27	3,59	0,51	0,59	0,00	0,00	0,31	0,21	0,00	94,52	0,00
5	0,63	0,00	5,29	1,27	0,26	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	91,82	0,43
6	0,00	0,00	3,40	0,31	0,19	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	95,85	0,00
7	0,38	0,37	0,60	1,17	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,27	0,00
8	0,63	0,31	6,28	1,52	0,21	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	90,85	0,00
9	0,50	0,00	5,94	0,34	0,30	0,00	0,00	2,75	0,00	0,00	90,17	0,00
10	0,37	0,00	1,64	0,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,44	0,00
11	0,46	0,00	16,81	2,84	0,26	0,00	0,00	0,81	0,00	0,00	78,73	0,00
12	0,51	0,00	4,33	0,96	0,43	0,00	0,00	0,94	0,00	0,30	92,55	0,00

A matriz, analisada na Figura 33, é densa e composta por um plasma mais rico em Al do que Fe. Pequenas concreções de Fe e grãos de quartzo estão nela inseridos. Pontuação de Ti ocorrem distribuídas aleatoriamente. Os mapas de elementos apresentados na Figura 33 mostram um grau acentuado de pedogênese, cujos minerais provenientes do basalto (provavelmente) resultaram em um plasma mais rico em Al.



**Figura 33.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc do perfil P11C.

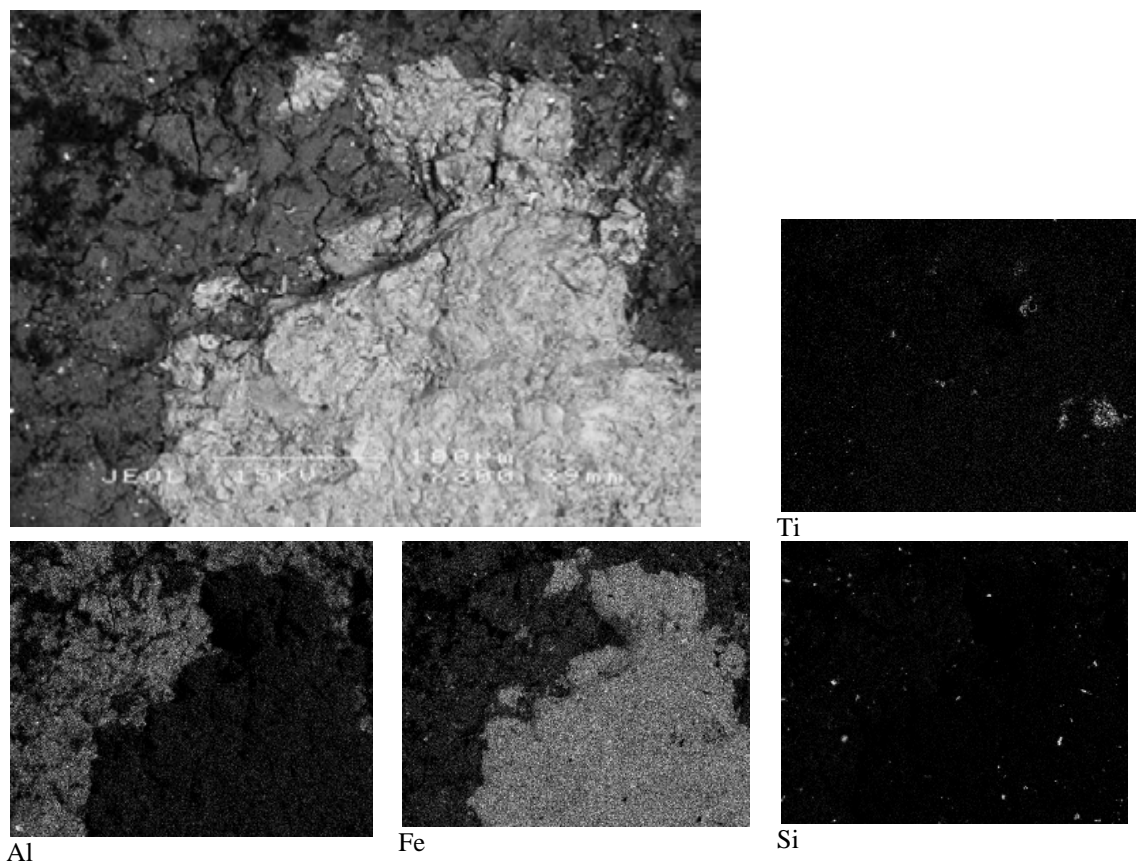
Na Figura 34 tem-se o mesmo padrão encontrado na anterior, porém os grãos de quartzo são mais nítidos, possibilitando observar as formas bem angulares e mesmo cúbica desses grãos. Tais características indicam que esses cristais sofreram pouco transporte e, o mais provável é que o quartzo presente em P11C seja remanescente do jaspilito. Não há, portanto, evidência de sua origem na Formação Águas Claras, devido ao pouco transporte. As bandas ricas em sílica nos jaspilitos possuem quartzo microcristalino.



**Figura 34.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc do perfil P11C.

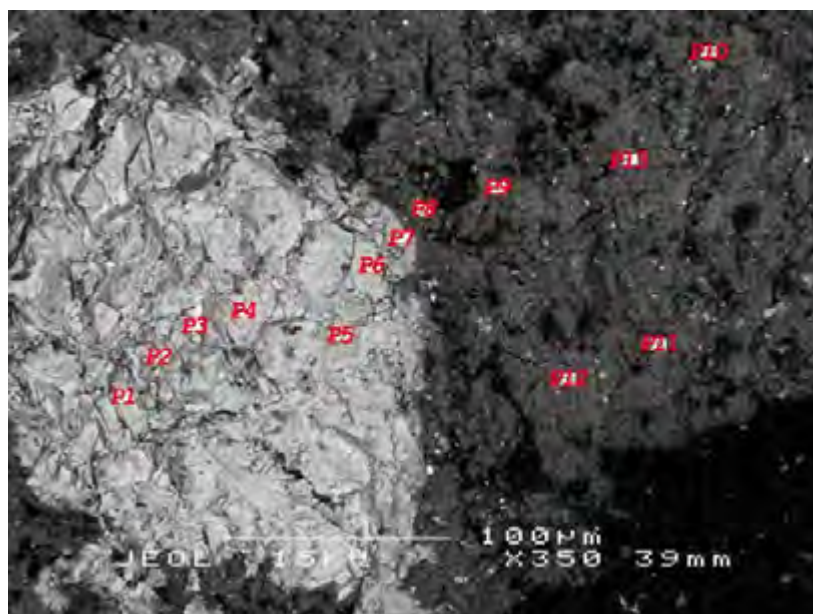
Em detalhe na Figura 35, observa-se uma concreção ferruginosa bastante conservada, em contato com a matriz do solo. Esta, assim como nos mapas químicos anteriores, é formada por Al e Fe, com ligeira tendência a ter mais o primeiro em relação ao segundo. Pequenos cristais de quartzo ocorrem mais na matriz, e concentrações de Ti são mais comuns na concreção.

O contraste entre a matriz plasmática e a concreção é bem nítido, mostrando que essa não apresenta sinais de alteração, além de corroborar com os resultados acima que apontam a incoerência entre a formação das petroplintitas e o material plasmático do solo.



**Figura 35.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc do perfil P11C.

Nas análises pontuais da Figura 36, verifica-se que a concreção principal é formada por coalescência de concreções menores e cimentadas por material de composição semelhante, decorrente da reprecipitação de óxidos de ferro. Nos pontos analisado de P1 a P7, na petroplintita em destaque (Figura 36), ocorrem pontos em que o teor de Al é próximo a zero (P2 e P3), nos demais pontos (P1, P4, P5, P6 e P7) o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  representa em média 4 % da composição total. Para os demais elementos nesses pontos, com exceção do Ti, as variações não foram significativas. Semelhante às demais análises dos mapas microquímicos mostrados acima, o Ti varia sua concentração nas concreções, concentrando-se em alguns pontos apenas, semelhante ao verificado por Schaefer et al. (2004). Quanto à variação do Al, o mais provável seja que nas áreas onde houve precipitação mais recente de minerais ricos em ferro, ou seja nas áreas entre os núcleos mais densos da petroplintita, minerais de gibbsita e goethita com alta substituição de Fe por Al se formaram sob a influência do pedoclima atual. Em P7 analisado na borda bem próximo à matriz do solo, não houve variação significativa dos demais pontos mais no interior da concreção e, assim como em outras situações verificadas acima para as amostras referentes a P11C, as petroplintitas encontram-se pouco alteradas e são de composição bastante semelhante entre si.



Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
%												
P1	0,38	0,28	3,27	0,56	0,28	0,00	0,11	0,35	0,00	0,00	94,76	0,00
P2	0,00	0,10	0,60	0,15	0,13	0,00	0,00	1,16	0,00	0,00	97,86	0,00
P3	0,00	0,00	0,93	0,27	0,00	0,00	0,00	2,36	0,20	0,00	96,24	0,00
P4	0,50	0,00	3,89	0,36	0,36	0,00	0,00	0,93	0,00	0,00	93,96	0,00
P5	0,66	0,29	5,46	1,02	0,25	0,00	0,12	2,46	0,23	0,00	89,51	0,00
P6	0,46	0,00	4,42	0,45	0,23	0,00	0,00	5,00	0,00	0,00	89,45	0,00
P7	0,37	0,00	4,46	0,36	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	94,12	0,00
P8	0,42	0,33	40,32	8,52	0,00	0,00	0,00	1,71	0,00	0,00	47,43	0,57
P9	0,00	0,32	45,31	7,63	0,27	0,00	0,00	2,03	0,00	0,00	44,01	0,00
P10	0,00	0,00	3,87	0,43	0,33	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	94,75	0,00
P11	0,15	0,00	0,84	97,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,17	0,00
P12	0,00	0,32	46,52	23,80	0,22	0,00	0,00	3,55	0,00	0,00	25,32	0,00
P13	0,00	0,29	45,73	14,17	0,34	0,00	0,00	2,24	0,00	0,00	37,06	0,00

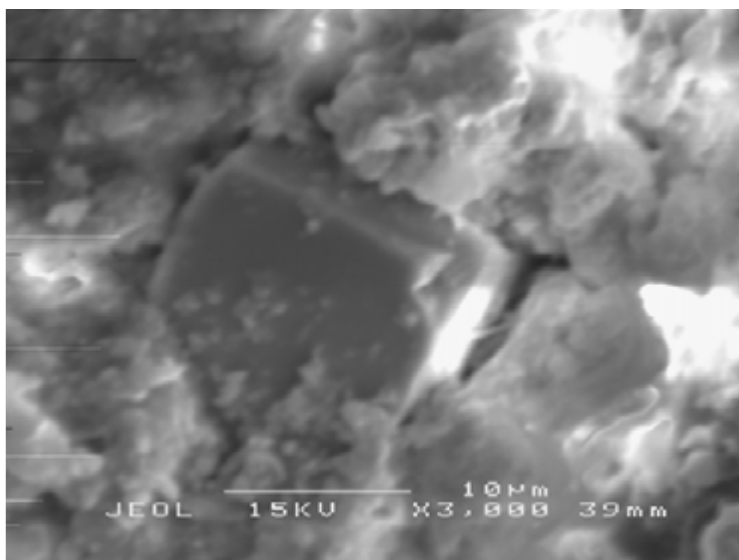
**Figura 36** – Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS de Bwc em P11C.

Houve pouca variação nas análises do plasma (P8, P9, P12 e P13). Em P8, bem próximo à concreção, o teor de Al foi ligeiramente menor e o de Fe o oposto, mas seguindo a mesma tendência. As demais variação são em função do acréscimo de Si em P12 e P13, possivelmente em decorrência de interferências de pequenos cristais de quartzo e não pela presença de maior concentração de caulinita. No caso de P8 e P9 os teores de SiO<sub>2</sub> são condizentes com a mineralogia do solo (Quadro 6), com pouca presença de caulinita. O TiO<sub>2</sub>, que varia um pouco nos pontos analisados, segue a tendência das demais amostras, cujo valor apresenta oscilações em função de sua ocorrência em padrão segregado.

O ponto P11 representa um grão de quartzo que aparenta baixo grau de transporte e P10 uma pequena concreção de composição idêntica à de maior tamanho (pontos P1 a P7).

Na Figura 37 há em detalhe um cristal de quartzo de feição e tamanho comum em P11C. De formato cúbico, muito semelhante aos que ocorrem nos jaspilitos pouco

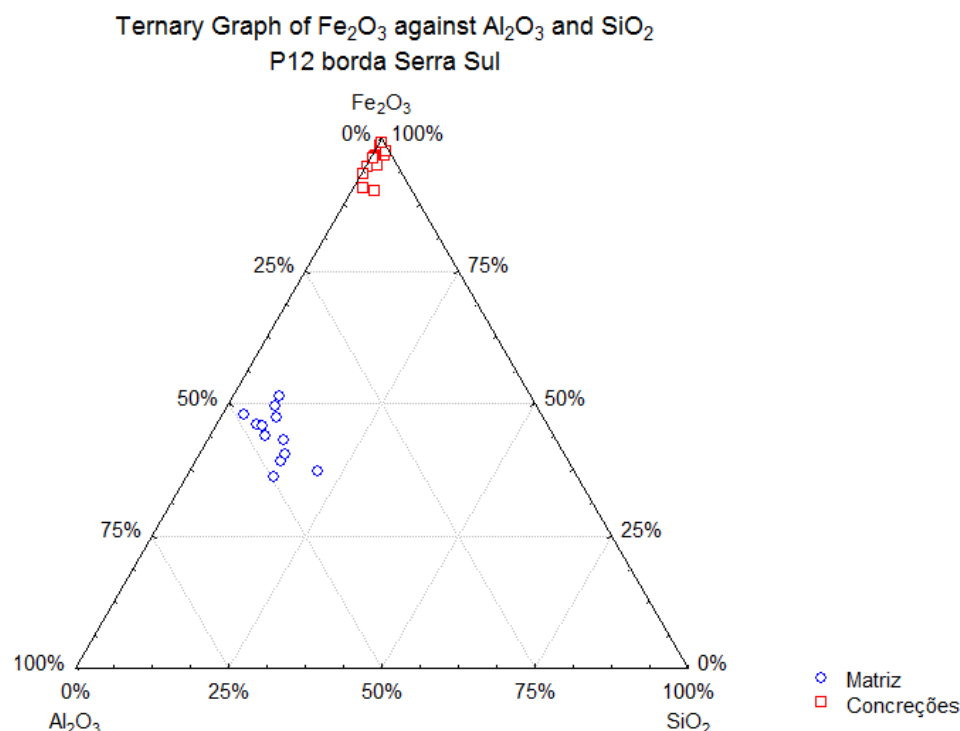
alterados. Essa evidência reforça que os minerais de quartzo, comuns em boa parte dos solos da Formação Carajás, são remanescentes dos cristais de quartzo presentes nos jaspilitos. No caso de P11C e P12C, esses microcristais são mais comuns em função desses solos ocuparem as bordas de um extenso platô ferrífero, em locais de forte desnível em relação à parte alta, cujas chances da influências de saprolitos mais ricos em Si é bem maior em relação ao topo, mais alterado.



**Figura 37.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do material do horizonte Bwc, perfil P11C.

O perfil P12C se difere dos demais solos de áreas bem drenadas, por apresentar menor proporção de concreções em seu volume e ser mais profundo em relação aos demais perfis coletados. Atributos poucos comuns nos solos da Formação Carajás. Quanto à composição química da matriz e das concreções, não se difere muito de P11C, ambos perfis localizados na borda da Serra Sul.

A matriz do perfil P12C possui a distribuição dos teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  bem distintos em relação às petroplintitas (Figura 38). Enquanto a matriz apresenta a maior parte de sua composição dominada por Al e Fe e, em menor proporção Si, as petroplintitas são formadas quase em totalidade por Fe, e baixos valores de Al e Si. Tais características reforçam a hipótese geral de que a relação entre a matriz e as concreções é baixa não havendo um contínuo entre as duas fases. As concreções não seriam, em sua maior parte, produtos pedogenéticos evoluídos a partir da atual matriz do solo, mas sim, residuais da distribuição da camada litoplíntica, sob forte pedobioturbação, seguindo o modelo descrito em outros trabalhos (Schaefer, 2001; Reatto et al., 2009).



**Figura 38.** Distribuição dos teores normalizados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> da matriz e concreções em gráfico triangular de P12C.

A composição da matriz do perfil P12C (Quadro 16) as maiores variações estão relacionadas ao SiO<sub>2</sub>, variando de um pouco mais de 3 % até 20 %. O valor médio desse elemento é de cerca de 7 % da composição da matriz, o que é condizente com dados mineralógicos (Quadro 6) devido a ocorrência de caulinita. Quando este valor oscila para teores maiores de Si, dá-se pela influência de pequenos cristais de quartzo presentes na matriz. O teor de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> tanto em P11C quanto P12C (Quadro 16) apresenta valores mais baixos em relação aos solos de P5C e P6C, provavelmente em função da maior atividade da fauna no entorno do lago da Serra do Tarzan. O Ti varia de 0,95 a 2,35 %, por encontrar-se disperso na matriz do solo como anatásio, principalmente.

**Quadro 16. Composição da matriz do solo em P12C**

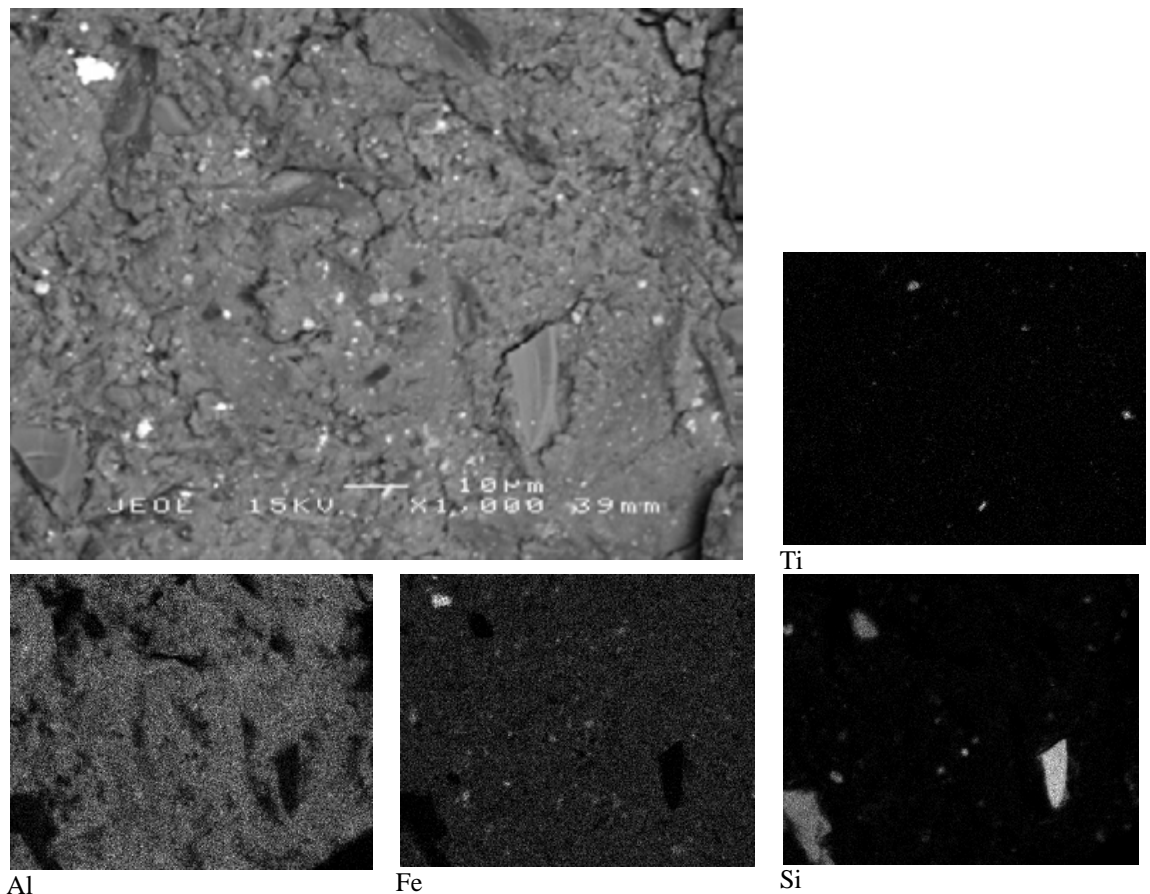
Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,45	0,00	46,21	6,57	0,25	0,00	0,00	1,28	0,00	0,00	44,82	0,00
2	0,00	0,37	45,77	13,59	0,45	0,00	0,00	1,22	0,00	0,00	38,15	0,00
3	0,00	0,00	45,22	7,44	0,30	0,00	0,00	2,35	0,00	0,00	44,24	0,00
4	0,00	0,00	48,55	14,08	0,33	0,00	0,18	0,95	0,00	0,00	35,51	0,00
5	0,00	0,29	43,17	12,06	0,00	0,00	0,16	2,01	0,00	0,00	41,90	0,00
6	0,00	0,29	45,64	8,89	0,49	0,00	0,16	1,46	0,00	0,00	42,50	0,00
7	0,00	0,00	47,10	3,60	0,00	0,00	0,00	1,89	0,00	0,00	46,60	0,00
8	0,30	0,00	40,92	20,57	0,32	0,00	0,13	1,13	0,00	0,00	36,31	0,00
9	0,00	0,00	41,83	7,65	0,30	0,00	0,26	1,22	0,00	0,00	48,39	0,00
10	0,00	0,00	39,97	7,51	0,29	0,00	0,18	1,33	0,00	0,00	50,35	0,00
11	0,00	0,00	44,50	13,71	0,34	0,00	0,14	1,47	0,00	0,00	39,46	0,00
12	0,00	0,26	42,30	8,79	0,30	0,00	0,00	1,97	0,00	0,00	46,17	0,00

As concreções (Quadro 17) são em média dominadas por cerca de 95 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . O Al e Si presente nelas oscilam bastante, provavelmente em função da precipitação localizada de gibbsita e, no caso do Si, a presença pouco significativa de caulinita e quando em valores maiores, é devido a pequenos e raros cristais de quartzo dispersos nas concreções. O Ti, constante e sempre presente na matriz, não possui o mesmo padrão nas petroplintitas. Nelas o Ti nem sempre ocorre e quando detectado, aparece em baixa concentração.

**Quadro 17. Composição da concreções do solo em P12C**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,37	0,00	4,90	0,50	0,26	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	93,79	0,00
2	0,42	0,00	0,93	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,38	0,00
3	0,41	0,29	7,54	1,55	0,49	0,00	0,00	0,34	0,00	0,00	89,37	0,00
4	0,39	0,00	1,12	2,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,36	0,00
5	0,00	0,00	2,44	0,73	0,50	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	95,95	0,00
6	0,45	0,00	5,96	3,77	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	89,38	0,00
7	0,00	0,00	0,44	2,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,55	0,00
8	0,32	0,00	2,78	0,68	0,33	0,00	0,00	0,74	0,00	0,00	95,15	0,00
9	0,46	0,00	0,28	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,76	0,00
10	0,00	0,00	3,14	1,90	0,24	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	94,39	0,00
11	0,40	0,00	3,16	0,50	0,27	0,00	0,00	0,25	0,25	0,00	95,19	0,00
12	0,45	0,00	6,28	0,43	0,47	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	92,13	0,00

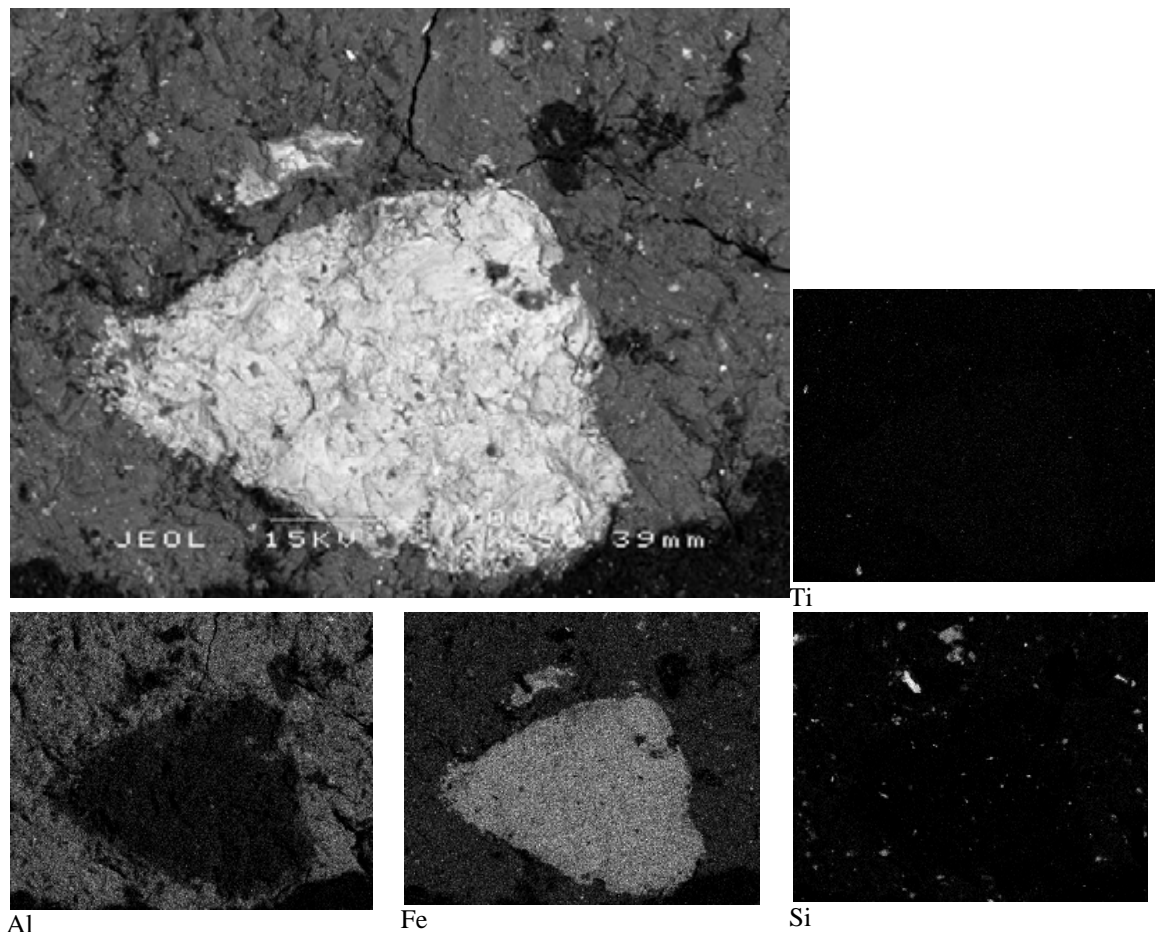
Nos mapas microquímicos do horizonte Bwc2 do perfil P12C (Figura 39), um detalhe da matriz formada em estrutura forte muito pequena granular, dominada por apenas quatro elementos: Al, Fe, Si e Ti. O Al é o que mais contribui para a formação do plasma. Em menor proporção o Fe, que aparece mais concentrado em pequenas pontuações dispersas na matriz. Os cristais de quartzo em formas arestadas são bem comuns. As pequenas concentrações de Ti ocorrem de maneira esparsa.



**Figura 39.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc2 do perfil P12C.

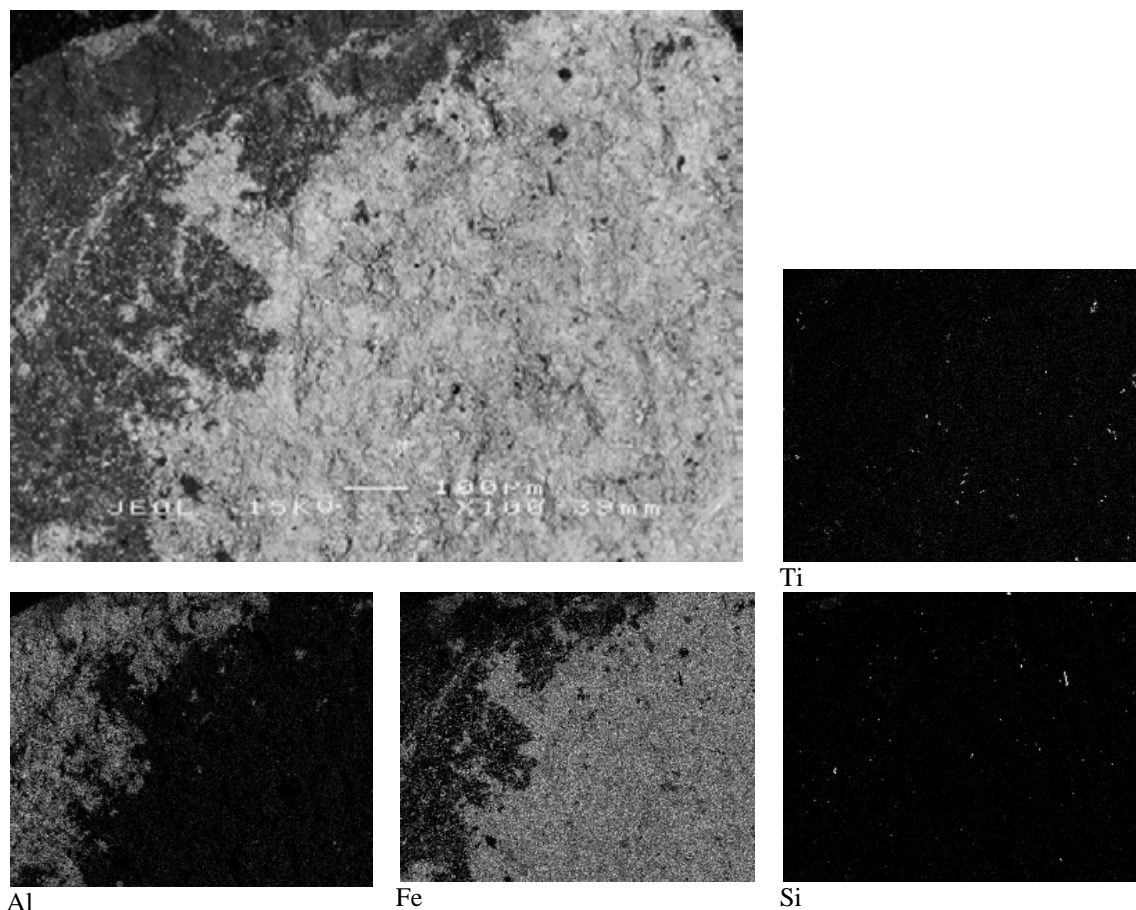
Na Figura 40 o detalhe de uma pequena concreção composta quase em totalidade por Fe, envolta pela matriz rica em Al. Há pouca relação entre a matriz plasmática e as petroplintitas. Enquanto a primeira parece, possivelmente, ser mais influenciada por materiais basálticos, a segunda talvez seja um remanescente de bandas dessilissificadas de jaspilite. A petroplintita não apresenta sinais de alteração, como por exemplo a precipitação nas bordas de minerais mais ricos em Al. O contato entre a matriz rica em Al e a concreção extremamente rica em Fe, permanece abrupta.

Pequenos cristais de quartzo ocorrem na concreção e em tamanhos maiores e mais comuns se inserem na matriz. Algumas poucas e pequenas concentrações de Ti aparecem em meio a matriz plasmática do solo.



**Figura 40.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc2 do perfil P12C.

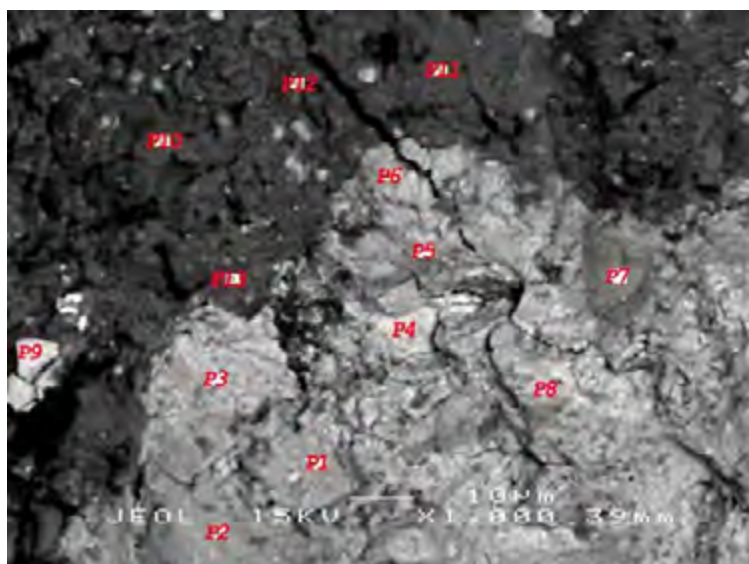
Em detalhe na Figura 41 uma concreção com aparente processo de dissolução. A degradação da canga ocorre sem que haja sua reprecipitação, ou seja, a maior parte do Fe é removido deste nível do solo (perfil P12C), podendo ser carregado para o sistema de drenagem ou precipitar em níveis mais profundos. O pouco Al presente na petroplintita, juntamente com os teores proveniente da desestabilização da caulinita que ocorre na matriz do solo (Quadro 6), se precipitariam na forma de gibbsita e goethita com alta substituição de Fe por Al. O clima regional com temperaturas elevadas e precipitações de 2000 mm anuais favorecem esse processo, na atualidade.



**Figura 41.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc2, perfil P12C.

As análises pontuais (Figura 42) mostram pequenas variações na composição das concreções, observados nos pontos P1 a P9. Os elementos que mais variam são o Fe e o Al, em decorrência de antigos ciclos de dissolução/reprecipitação da canga, que cimentou fragmentos distintos de petroplintita.

O plasma do solo é homogêneo, com proporção de Fe e Al semelhante. A maior fonte de Al está nos minerais de gibbsita e em menor quantidade, caulinita (Quadro 6). Para o Fe, hematita é o principal mineral, seguido de goethita e em quantidade muito baixa maguemita (Quadro 6). O Ti está disperso sob a forma de anatásio (Quadro 6). O ponto P12 é um pequeno grão de quartzo, em que a análise da microsonda captou parte do plasma do solo.



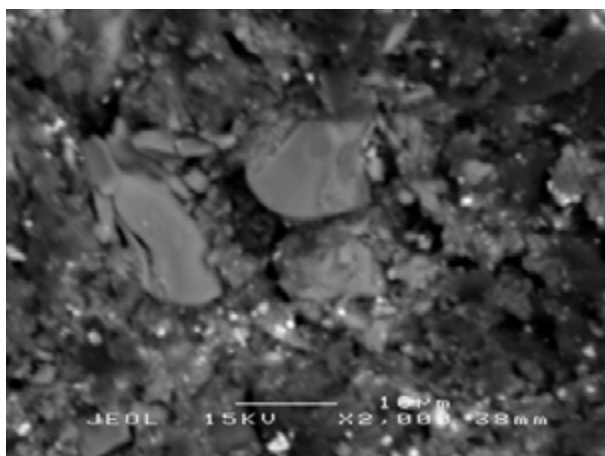
Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
%												
P1	0,00	0,00	12,00	2,19	0,47	0,00	0,13	0,46	0,00	0,00	84,32	0,00
P2	0,51	0,35	9,95	0,58	0,35	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	87,46	0,00
P3	0,54	0,00	10,16	0,72	0,82	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	87,28	0,00
P4	0,43	0,00	6,64	0,41	0,65	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	91,55	0,00
P5	0,00	0,00	6,59	0,50	0,72	0,00	0,13	0,25	0,00	0,00	91,63	0,00
P6	0,31	0,00	5,60	0,44	0,88	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	92,27	0,00
P7	0,00	0,00	8,27	0,36	0,27	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	90,42	0,00
P8	0,00	0,00	6,03	0,32	1,19	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	92,21	0,00
P9	0,35	0,00	7,49	0,66	0,27	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	90,72	0,00
P10	0,29	0,00	44,01	6,38	0,41	0,00	0,21	1,47	0,00	0,00	46,80	0,00
P11	0,00	0,00	45,20	6,94	0,23	0,00	0,00	2,36	0,00	0,00	44,38	0,41
P12	0,00	0,00	4,22	92,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,37	0,00
P13	0,30	0,00	40,26	8,37	0,31	0,00	0,14	1,43	0,00	0,00	48,72	0,00

**Figura 42**– Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS de Bwc2 em P12C.

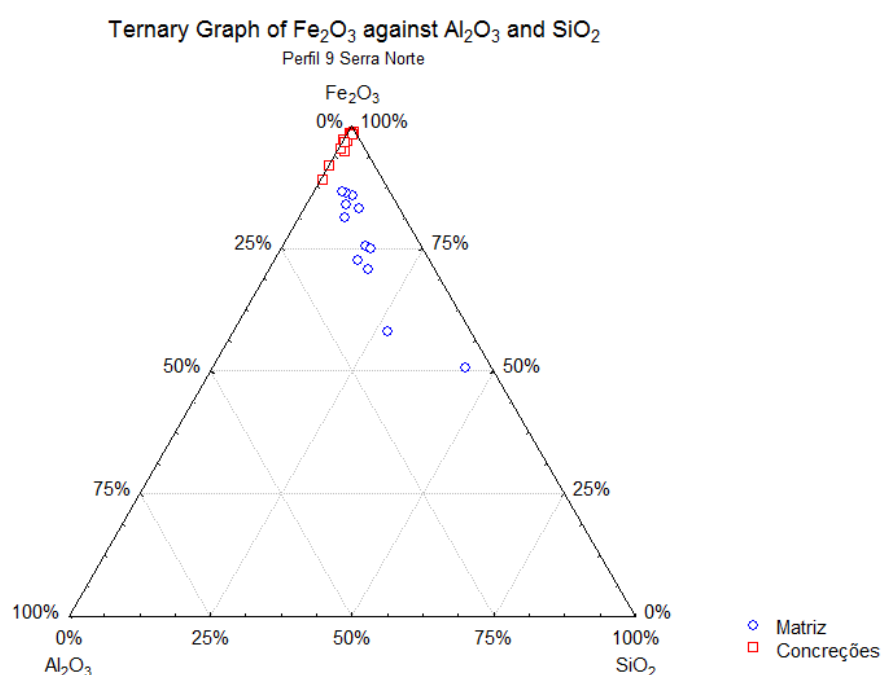
O perfil P9C é o mais raso e rico em matéria orgânica coletado na Formação Carajás (Quadro 3). É um solo comum em todos os grande platôs ferríferos, sempre muito raso, com cerca de 5 cm em média, podendo alcançar profundidades maiores em áreas de fendas de dissolução da canga. Outro aspecto que chama a atenção nesse solo (coletado em N8 na Serra Norte), é a grande quantidade de grãos de quartzo que chegam a compor cerca de 50 % dos minerais desse perfil (Quadro 6). Ao que parece, pela morfologia dos grãos de quartzo (Figura 43) boa parte deles são alóctones, advindos provavelmente dos arenitos da Formação Águas Claras, próximos a N8.

A matriz apresenta, em parte (a distribuição de Si, Al e Fe foi normalizada), proximidade na distribuição dos teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> com as concreções (Figura 44). Tal característica indica menor grau de pedogênese em relação aos demais solo (maior proximidade com o material de origem). Ao contrário dos solos anteriores, no perfil P9C é provável que apenas o quartzo alóctone, comum na matriz, seja o único material mineral além do jaspilito que formou esse solo. Nos perfis anteriores as análises indicam que materiais máficos, podem ter contribuído na formação dos solos

(P5C, P6C, P11C e P12C), devido os altos valores em Al no plasma.



**Figura 43.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do material do horizonte Ac, perfil P9C.



**Figura 44.** Distribuição dos teores normalizados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  da matriz e concreções em gráfico triangular de P9C.

A composição do perfil P9C (Quadro 18) reflete seu alto conteúdo em MO com valores relativamente elevados para CaO. Em alguns pontos analisados, ocorrem valores significativos de  $\text{K}_2\text{O}$ , o que reforça o caráter alóctone de parte do material pedogenizado em P9C e sua relação com os arenitos Formação Águas Claras, onde ocorre muscovita. O  $\text{Al}_2\text{O}_3$  apresenta valores bem mais baixos (Quadro 18) em relação aos solos provenientes da Serra do Tarzan e das bordas da Serra Sul. Não foram identificados aluminossilicatos ou óxidos de alumínio nesse perfil (Quadro 6), por conseguinte, os teores de Al presentes na matriz são proveniente da goethita, mineral comum em P9C, com presença de Al em sua estrutura, além do Al complexado pela MO.  $\text{P}_2\text{O}_5$  apresenta valores relativamente altos e constantes, provavelmente adsorvido

pela goethita. Os teores de SiO<sub>2</sub> (Quadro 17) oscilam em função da grande quantidade de grãos de quartzo de diferentes tamanhos presentes de maneira generalizada na matriz do solo.

**Quadro 18. Composição da matriz do solo em P9C**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
%												
1	0,00	0,00	11,80	13,62	1,98	0,35	1,15	3,75	0,00	0,00	67,10	0,00
2	0,00	0,00	6,75	9,24	1,88	0,00	0,56	2,93	0,00	0,00	78,41	0,00
3	0,00	0,39	8,41	6,57	1,90	0,21	1,23	3,45	0,00	0,00	77,64	0,00
4	0,00	1,08	13,13	24,69	2,00	1,16	0,94	3,96	0,00	0,00	52,57	0,00
5	0,00	0,59	8,20	6,26	2,06	0,00	3,51	13,35	0,00	3,19	62,85	0,00
6	0,00	0,00	4,41	43,32	1,34	0,00	0,58	1,38	0,00	0,00	48,98	0,00
7	0,83	0,00	9,09	13,43	2,06	0,00	0,83	3,69	0,00	0,00	69,70	0,00
8	0,00	0,00	10,85	16,24	1,90	0,00	0,94	2,50	0,00	0,00	65,46	0,00
9	1,22	1,15	6,32	6,70	2,07	0,00	1,56	1,68	0,00	0,00	78,35	0,00
10	0,00	0,00	8,51	14,98	1,76	0,00	1,37	2,49	0,00	0,00	70,70	0,00
11	0,81	0,00	7,58	5,50	2,28	0,00	0,91	0,97	0,00	0,00	81,62	0,00
12	0,00	0,00	7,81	4,58	2,17	0,22	0,92	4,70	0,00	0,00	79,44	0,00

Ao contrário da matriz do solo com presença de anatásio e rutilo, as concreções não apresentam minerais de Ti (Quadro 6), corroborado pelos valores no Quadro 19. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oscila bastante em função da variação de goethita nas concreções. O pH em água muito ácido (3,9) aumenta a atividade do Fe, ocasionando maior movimentação e reprecipitação desse elemento, principalmente na forma de goethita.

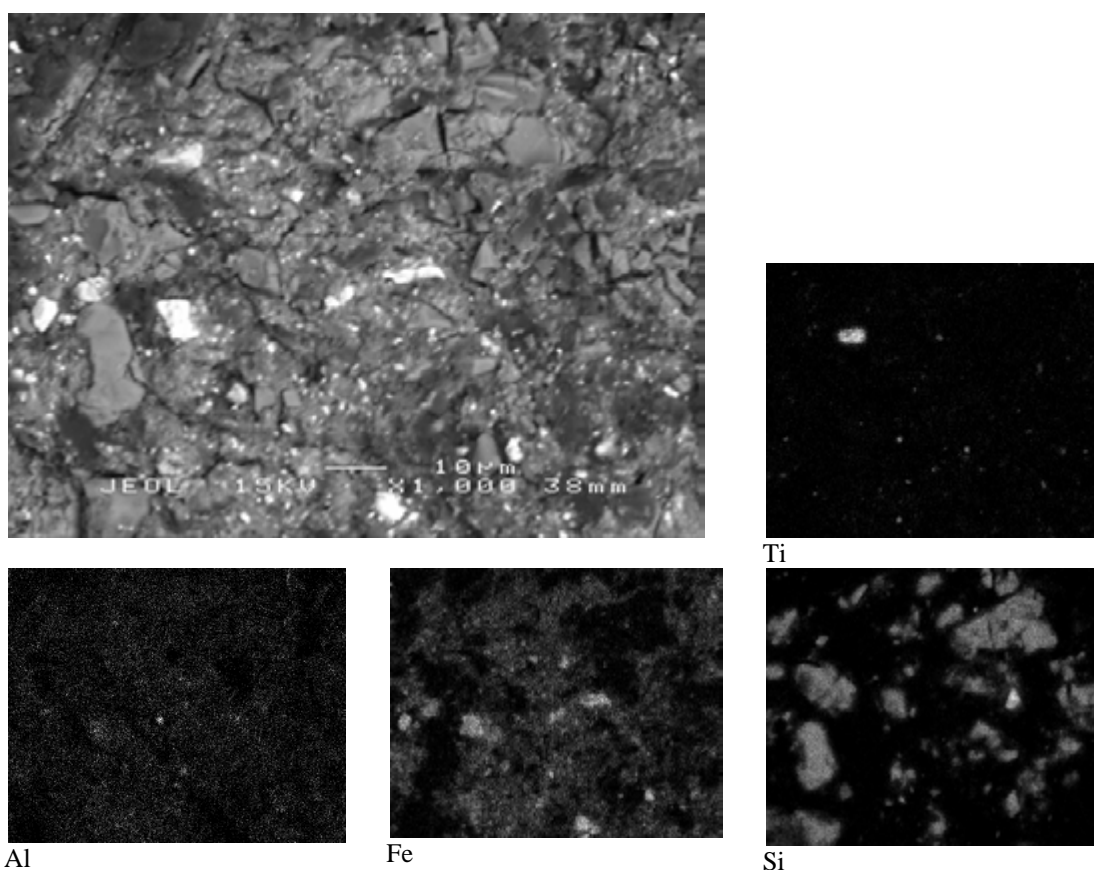
**Quadro 19. Composição das concreções do solo em P9C**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
%												
1	0,27	0,00	0,23	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,98	0,38
2	0,00	0,00	2,24	0,84	0,41	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	96,23	0,00
3	0,00	0,00	1,11	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,30	0,00
4	0,34	0,00	3,56	0,45	1,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	94,59	0,00
5	0,00	0,30	10,43	0,41	1,08	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00	87,25	0,00
6	0,36	0,26	3,77	1,30	1,55	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	92,43	0,00
7	0,31	0,00	0,99	0,67	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,39	0,00
8	0,61	0,31	7,76	0,00	2,76	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	87,94	0,00
9	0,34	0,00	0,82	1,09	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,28	0,00
10	0,35	0,00	4,13	0,53	0,84	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	93,69	0,00
11	0,45	0,00	2,84	0,00	1,10	0,00	0,00	0,56	0,00	0,00	94,61	0,43
12	0,00	0,00	2,87	0,58	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,04	0,00

A matriz em P9C está disposta em estrutura muito pequena granular, formada pelos mesmos principais elementos que compõem majoritariamente os solos da Formação Carajás: Si, Al, Fe e Ti (Figura 45). Em P9C se destaca a quantidade de cristais de quartzo, superior às concreções ferríferas. Esses grãos apresentam bordas arredondadas, sinais de que foram transportados. O Al tem pouca participação na composição da matriz plasmática, sendo mais intensa em algumas concreções (Figura

45). O Fe domina o material plasmático, juntamente com a MO, não analisada nos estudos microquímicos. O esqueleto da matriz é em grande parte formado por grão de quartzo, seguido por nódulos de Fe e de Ti.

Os mapas microquímicas da Figura 46, em escala maior (150 vezes), corroboram nas evidências de adição de materiais provenientes dos arenitos. Grãos de quartzo, principais formadores do esqueleto da matriz, não são remanescentes do jaspilito, que não aflora em nenhum ponto próximo, além de não apresentar a morfologia dos cristais de quartzo presentes nessa rocha, ou em seus saprolitos (cristais em forma cúbica e microcristalinos). O potássio presente na muscovita (Figura 46), não é proveniente do jaspilito, nem das rochas básicas que podem cortar a formações ferríferas bandadas (FFB) na forma de dique, ou as que ocorrem no contato entre as Formações Carajás e Parauapebas na forma de basaltos, como provavelmente ocorra na Serra do Tarzan. Dessa forma, a fonte de muscovita mais próxima e condizente, são os arenitos da Formação Águas Claras.

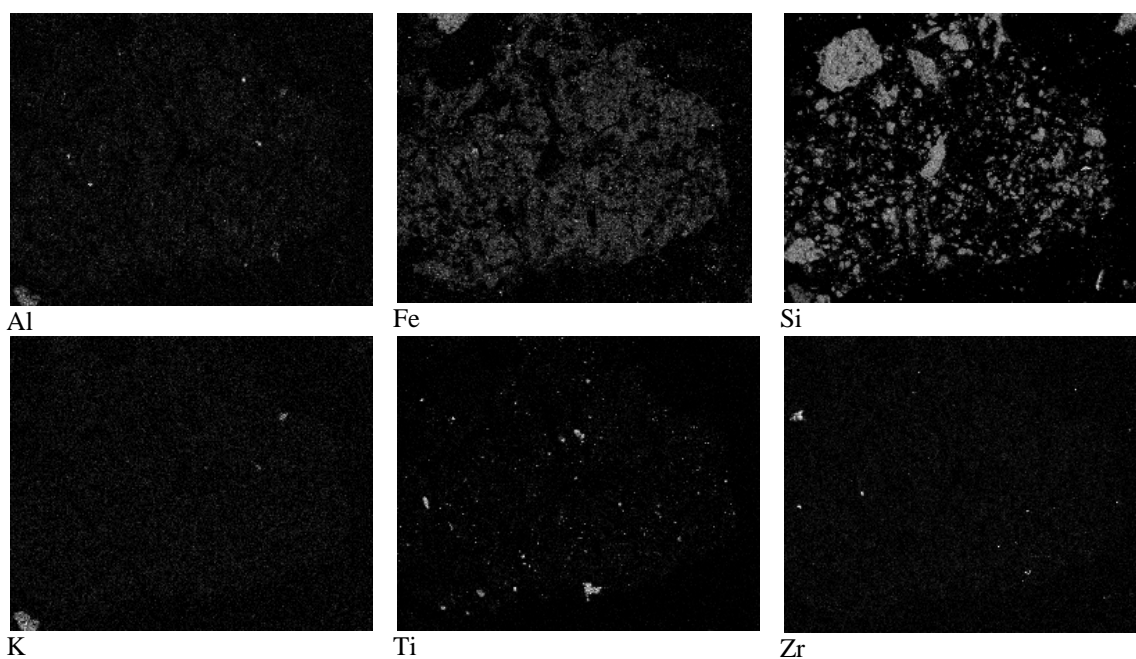
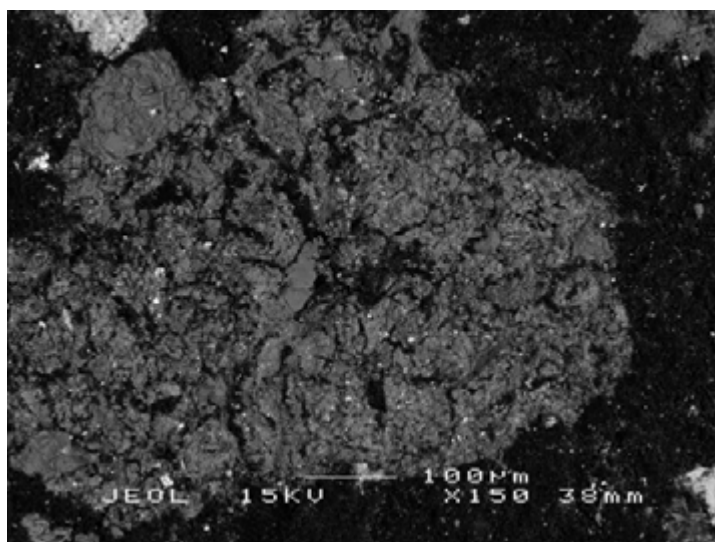


**Figura 45.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Ac do perfil P9C.

As pontuações de cristais de zircão (Figura 46) também são excessivos para os padrões do jaspilito/canga. Nas análises químicas (Quadro 9) o teor de Zr em P9C está

acima dos demais solos de ambiente não hidromórfico, ou seja, o incremento de zircônio é decorrente de fontes alóctones, transportado juntamente com a muscovita e o quartzo.

A ocorrência de Ti, elevada se comparado com os outros solos, pode ser autóctone dada a maior atividade do Fe nas condições pedoambientais de P9C, mais ácido. Parte do Fe seria perdido do ambiente, enquanto o Ti se acumularia.



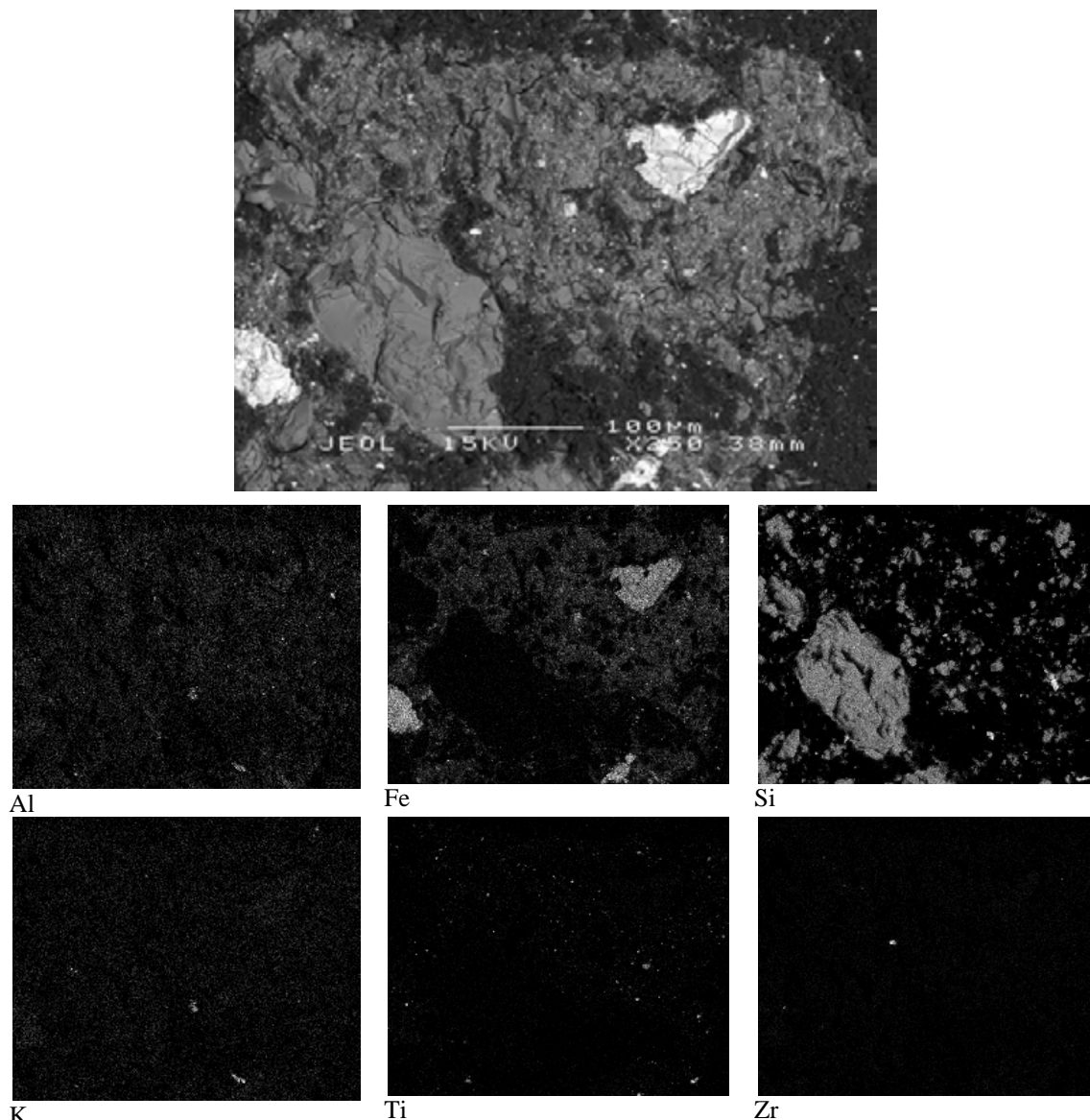
**Figura 46.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Ac do perfil P9C.

O baixo conteúdo de Al em P9C (Figura 48) em relação aos perfis apresentados anteriormente, mostra que esse elemento somente pode ocorrer em valores mais elevados se os solos das áreas de FFB tiverem influência de materiais máficos. Outra hipótese seria a concentração de Al pela dissolução do jaspilito/canga e formação de

uma matriz rica em Al apenas pela perda preferencial do Fe, o que talvez seja pouco provável. As condições presentes em P9C, mais ácido, com umidade muito elevada nos períodos de precipitação (solo com muitas fendas no contato Ac/F e elevado conteúdo em MO, que reteriam água no sistema) e a MO que complexaria o Fe e diminuiria a formação de óxidos de Fe, favoreceriam essa concentração de Al muito mais se comparado aos outros solos não hidromórficos. No entanto, isso não ocorre.

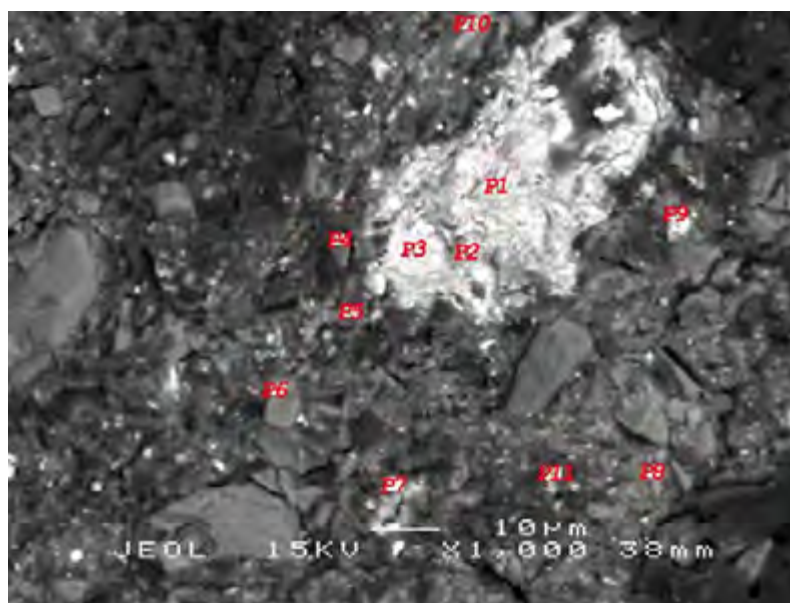
As concreções de Fe (Figura 47) apresentam microformas de dissolução, principalmente as de menor tamanho, em estado mais avançado de alteração. O atual clima na Serra dos Carajás não favorece mais a formação de petroplintitas de Fe nos platôs.

Os grãos de quartzo em diferentes tamanhos (Figura 47) reforçam a hipótese de transporte eólico, considerando que nas FFB os cristais de quartzo apresentam tamanho geralmente uniforme e em pequenas dimensões.



**Figura 47.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Ac do perfil P9C.

Nas análises pontuais da Figura 48, na concreção principal (P1, P2 e P3) há certa variação em sua composição, ocasionada por diferentes ciclos de dissolução e reprecipitação. Esse processo favoreceu, principalmente nas condições mais úmidas, a exemplo da que perdura até os dias atuais, a formação de goethita em substituição à hematita. Em certos casos, como em P11, onde persistem concreções de ciclos mais antigos, ou que são remanescentes diretos do jaspilito dessilicificado, o teor de hematita/magnetita é maior em relação ao de goethita.



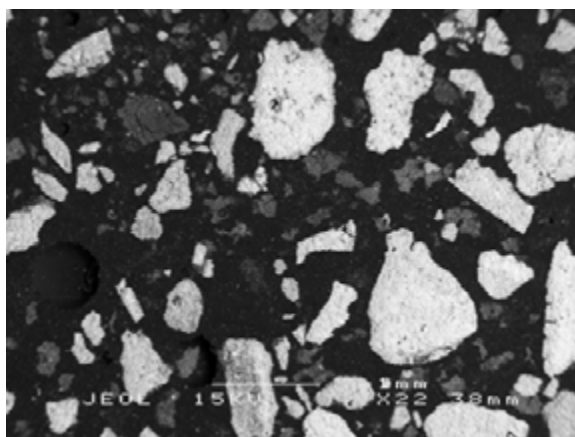
Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
P1	0,48	0,00	4,79	1,12	0,65	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	92,69	0,00
P2	0,00	0,29	3,07	1,11	0,69	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	94,31	0,00
P3	0,35	0,28	2,96	1,30	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	94,33	0,00
P4	0,19	0,00	0,00	97,63	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	1,89	0,00
P5	0,00	0,57	7,46	13,95	2,25	0,00	1,08	4,91	0,00	0,00	69,49	0,00
P6	0,00	0,00	0,19	98,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,06	0,00
P7	0,00	0,00	0,73	0,78	0,28	0,00	0,14	88,26	0,00	0,00	9,80	0,00
P8	0,00	0,00	3,51	68,38	0,90	0,00	0,41	2,24	0,00	0,00	24,06	0,52
P9	0,35	0,00	0,36	5,72	0,27	0,00	0,00	0,28	0,00	0,25	92,71	0,00
P10	0,00	0,30	1,84	1,57	1,42	0,00	0,26	0,33	0,00	0,00	94,28	0,00
P11	0,00	0,00	0,92	1,85	0,00	0,00	0,00	0,45	0,00	0,28	96,02	0,00

**Figura 48.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS de Ac em P9C.

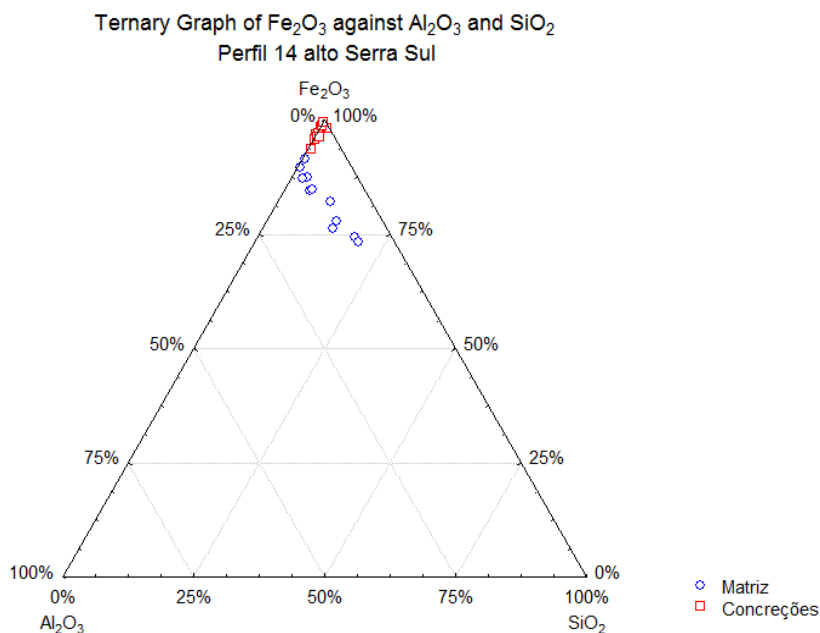
A composição padrão da matriz plasmática é representada pelo ponto P5 (Figura 48), onde há um domínio de óxidos de ferro, hematita e goethita (com substituição de Fe por Al), elevado teor fósforo adsorvido, ocorrência de Ca, e Ti na forma de anatásio e rutilo (Quadro 6). Em alguns casos o Ti ocorre na forma de pequenas nodulações a exemplo de P7. O Si tem como fonte pequenos grãos de quartzo distribuídos por toda a matriz e em grãos maiores formando o esqueleto (P4 e P6). O K não está presente em quantidades perceptíveis na matriz plasmática, para a microsonda de EDS, sendo

apenas encontrado sob a forma de muscovita.

Na forma de estrutura muito pequena granular, a matriz de P14C apresenta esqueleto composto por concreções ferríferas de diferentes tamanhos e formas. Tais características aumentam a porosidade especialmente em poros de maior tamanho (Figura 49), o que o torna excessivamente drenado.



**Figura 49.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do material do horizonte Ac, perfil P14C.



**Figura 50.** Distribuição dos teores normalizados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  da matriz e concreções em gráfico triangular de P14C.

A distribuição dos teores de Si, Fe e Al variam consideravelmente na matriz do solo (Figura 50), nas concreções essa variação é menor. Na matriz o elemento responsável pelas maiores oscilações é o Si, em função de sua ocorrência na forma de pequenos grãos (quartzo microcristalino), que podem ser captados em maior ou menor destaque pela análise, em função de sua localização. A matriz plasmática possui composição próxima a das concreções, indicando que ambos podem ter origem comum.

Nas áreas jaspilíticas, sem a interferência de outros materiais, o mais provável, seja que a canga forneceu os elementos para a formação da matriz.

Nas concreções o Al é o principal responsável pela variação em sua distribuição (Figura 50), provavelmente em função da precipitação em parte das petroplintitas, de goethita com substituição de Fe por Al (Quadro 6). Nesse caso o Al menos susceptível à saída do sistema, precipitaria com facilidade na estrutura da goethita e na forma de gibbsita, em baixa quantidade, pois as cangas em P14C são geralmente pobres em Al e muito ricas em Fe.

Os valores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> adsorvidos nos óxidos de ferro da matriz continuam altos (Quadro 20), sendo uma característica dos solos da Formação Carajás. O teor de TiO<sub>2</sub> seguem a tendência de sempre variar, por concentrar-se sob a forma de pequenos nódulos distribuídos irregularmente na matriz. Os incrementos na matriz em relação as concreções de Al e Ti, são devido a baixa mobilidade sob diferentes condições pedoambientais desses elementos, e o P pela facilidade com que forma ligações muito estáveis com óxidos de Fe.

**Quadro 20. Composição da matriz do solo em P14C**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,00	0,00	11,80	13,62	1,98	0,35	1,15	3,75	0,00	0,00	67,10	0,00
2	0,00	0,00	6,75	9,24	1,88	0,00	0,56	2,93	0,00	0,00	78,41	0,00
3	0,00	0,39	8,41	6,57	1,90	0,21	1,23	3,45	0,00	0,00	77,64	0,00
4	0,00	1,08	13,13	24,69	2,00	1,16	0,94	3,96	0,00	0,00	52,57	0,00
5	0,00	0,59	8,20	6,26	2,06	0,00	3,51	13,35	0,00	3,19	62,85	0,00
6	0,00	0,00	4,41	43,32	1,34	0,00	0,58	1,38	0,00	0,00	48,98	0,00
7	0,83	0,00	9,09	13,43	2,06	0,00	0,83	3,69	0,00	0,00	69,70	0,00
8	0,00	0,00	10,85	16,24	1,90	0,00	0,94	2,50	0,00	0,00	65,46	0,00
9	1,22	1,15	6,32	6,70	2,07	0,00	1,56	1,68	0,00	0,00	78,35	0,00
10	0,00	0,00	8,51	14,98	1,76	0,00	1,37	2,49	0,00	0,00	70,70	0,00
11	0,81	0,00	7,58	5,50	2,28	0,00	0,91	0,97	0,00	0,00	81,62	0,00
12	0,00	0,00	7,81	4,58	2,17	0,22	0,92	4,70	0,00	0,00	79,44	0,00

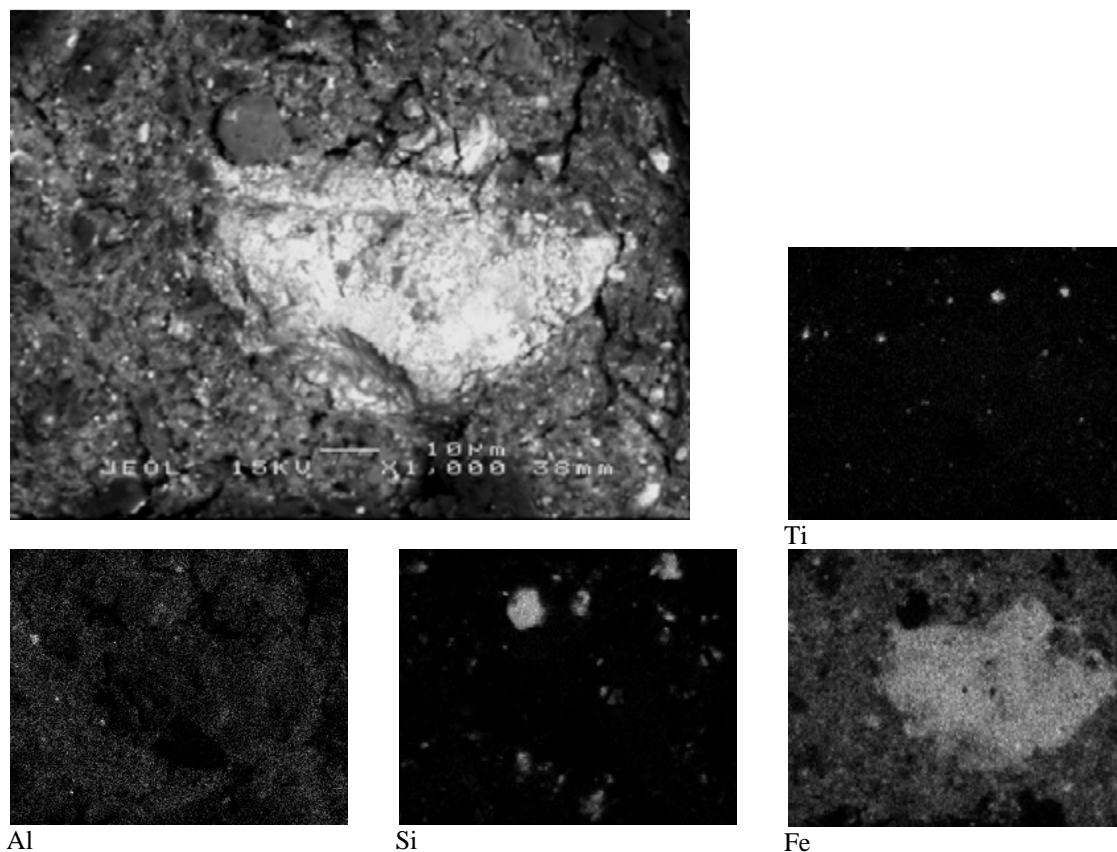
As concreções apresentam valores bem elevados de Fe, chegando comumente a valores próximo a totalidade de sua composição (Quadro 21). O Si aparece eventualmente e em baixos valores, provavelmente por estar na forma de pequenos grãos de quartzo remanescentes do jaspilito. O TiO<sub>2</sub> nas petroplintitas é bem menor em relação ao verificado na matriz do solo. Isso indicaria que as concreções passaram e passam por um processo de dissolução e formação/concentração de elementos menos móveis (Al e P também se enquadram juntamente com o Ti) na matriz, se adequando ao atual pedoclima.

**Quadro 21– Composição das concreções do solo em P14C**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
%												
1	0,27	0,00	0,23	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,98	0,38
2	0,00	0,00	2,24	0,84	0,41	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	96,23	0,00
3	0,00	0,00	1,11	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,30	0,00
4	0,34	0,00	3,56	0,45	1,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	94,59	0,00
5	0,00	0,30	10,43	0,41	1,08	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00	87,25	0,00
6	0,36	0,26	3,77	1,30	1,55	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	92,43	0,00
7	0,31	0,00	0,99	0,67	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,39	0,00
8	0,61	0,31	7,76	0,00	2,76	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	87,94	0,00
9	0,34	0,00	0,82	1,09	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,28	0,00
10	0,35	0,00	4,13	0,53	0,84	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	93,69	0,00
11	0,45	0,00	2,84	0,00	1,10	0,00	0,00	0,56	0,00	0,00	94,61	0,43
12	0,00	0,00	2,87	0,58	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,04	0,00

A matriz vista na Figura 51, é muito rica em Fe e em menor proporção Al. Tanto o Fe, que apresenta grandes a pequenas concreções, quanto a Al com suas pequenas e poucas concreções, contribuem para a formação da fração areia, dominante nesse solo. Grãos de quartzo são comuns, mas podem ainda sere considerados como autóctones, provenientes do jaspilitos. Concreções de Ti também são comuns na matriz do solo e contribuem para o incremento da fração areia.

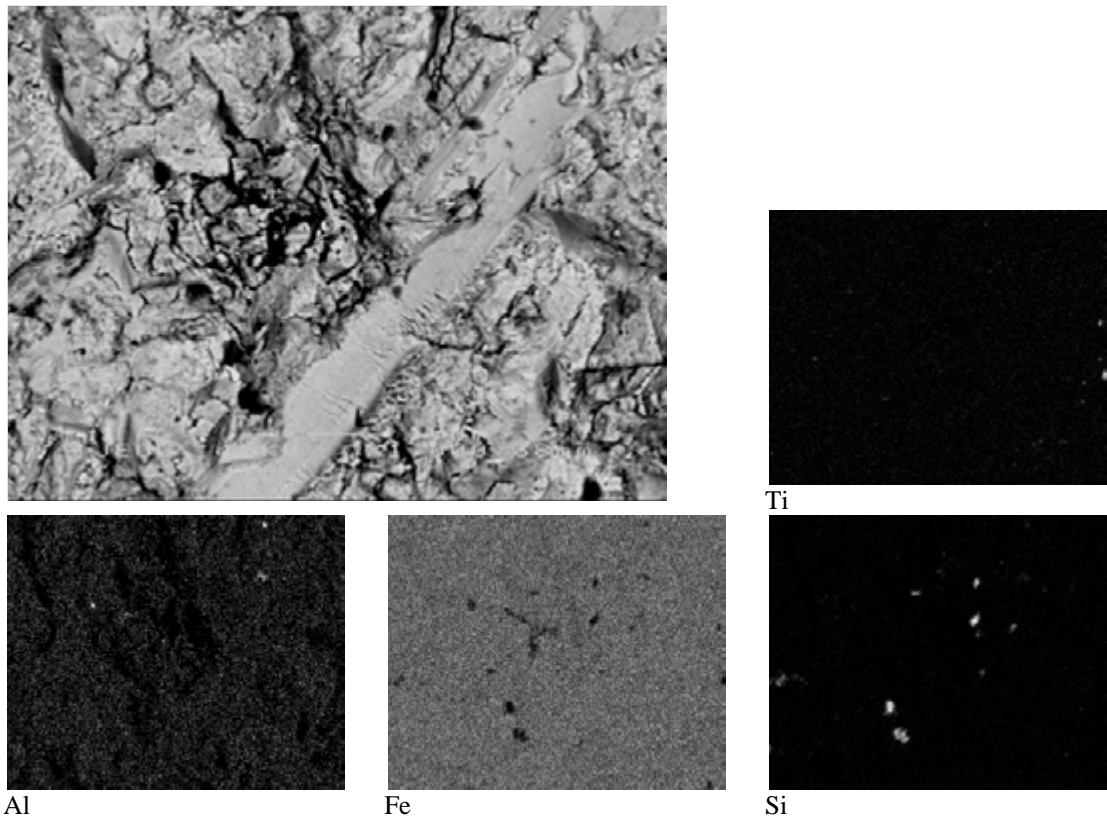
Pequenos fragmentos de quartzo estão presentes no interior da principal petroplintita (Figura 51), corroborando para o origem autóctone desses no solo. Ao se reprecipitar o Fe do jaspilito engloba alguns cristais de quartzo que não foram totalmente dissolvidos pelo longo intemperismo que o afetou. Ao que parece, no caso de P14C, quando as petroplintas são submetidas a condições pedoambientais que as desestabilizam, parte dos grãos de quartzo são liberados para a matriz do solo. O pH mais ácido (Quadro 3) e a precipitação anual de mais de 2100 mm (o solo permanece úmido a maior parte dos meses) favorece a preservação do Si no solo e ajuda a solubilizar os óxidos de ferro das concreções.



**Figura 51.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Ac, perfil P14C.

A petroplintida da Figura 52 apresenta baixo conteúdo em Al, mas em alguns pontos pouco expressivos há maior concentração em função da precipitação da gibbsita (Quadro 6). A proporção de Fe nessa concreção, padrão para P14C, chega próximo a 100 % e, se distribui de maneira homogênea interrompida apenas onde ocorrem esparsas e pequenas pontuações com domínio de Si ou Ti.

A presença de remanescentes de grãos de quartzo no interior da concreção, mostra que nem toda sílica foi removida dos saprolitos de jaspilite, e que parte dos grãos de quartzo atualmente nos solo da Formação Carajás são provenientes do jaspilite. Na Figura 52 os cristais de quartzo foram parcialmente dissolvidos, apresentando tamanho reduzido, mesmo para microcristais, e formas irregulares e pouco arestadas.



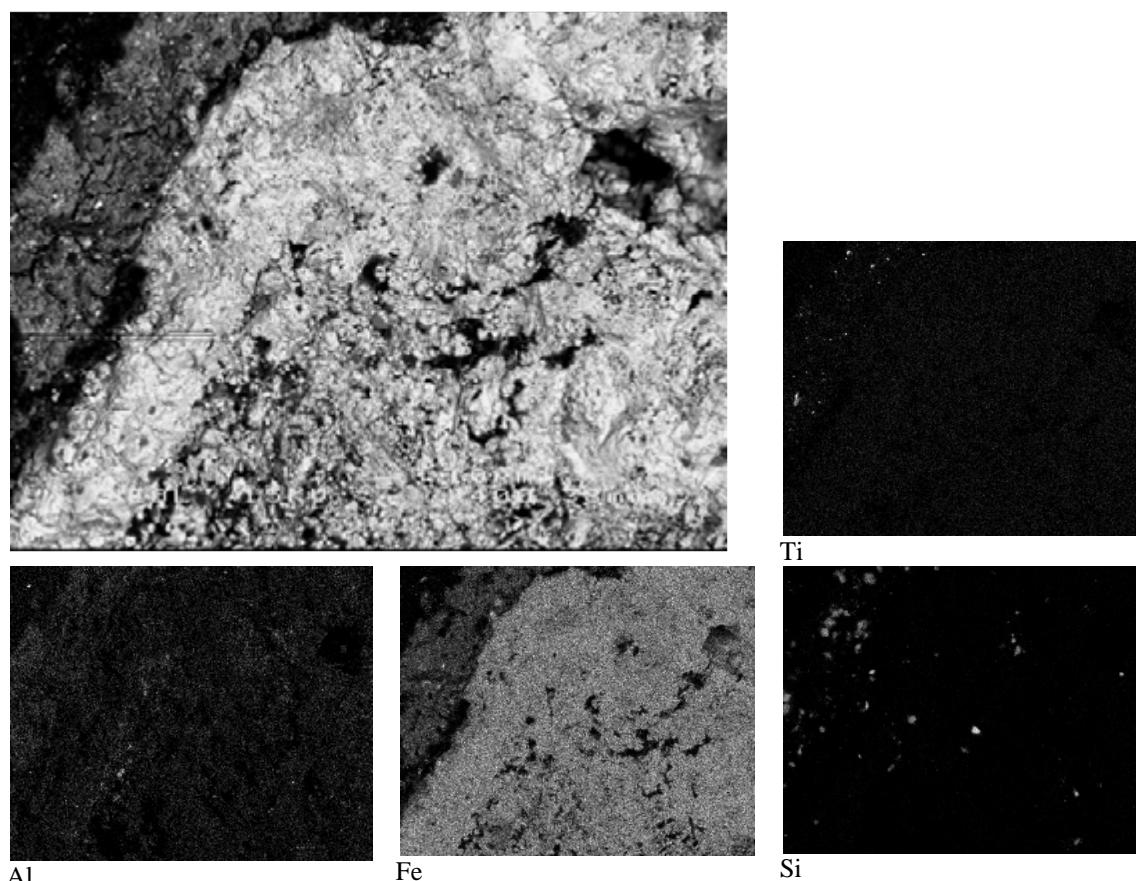
**Figura 52.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Ac do perfil P14C.

O contraste entre a matriz do solo e as concreções na Figura 53 revelam o predomínio do Fe na primeira e sua quase totalidade na segunda. Elementos, cujo comportamento geoquímico é de permanência no perfil, com tendência a se acumularem, mesmo sob diferentes condições pedoambientais, a exemplo do Ti e Al que estão em maiores quantidades na matriz em relação às petroplintitas. O quartzo também segue esse caminho, embora seja ele o que teve mais perda no longo intemperismo dos jaspilitos, mas permanece na forma de pequenos cristais parcialmente dissolvidos, presentes nas concreção em pequenas quantidades e na matriz do solo em maior quantidade.

O mais provável seja que a matriz do solo, em decorrência das condições geomorfológicas locais e dos ciclos climáticos, ela, com raras exceções como em depressões doliniformes, tende a ser perdida periodicamente. A reposição dessa se daria pela dissolução das cangas remanescentes na superfície. Esse caminho seria o inverso do que acontece em grande parte dos solos altamente intemperizados no Brasil, cuja tendência seria a formação de concreções a partir da matriz do solo, e não o contrário. Na Formação Carajás a matriz seria formada pela transformação da canga.

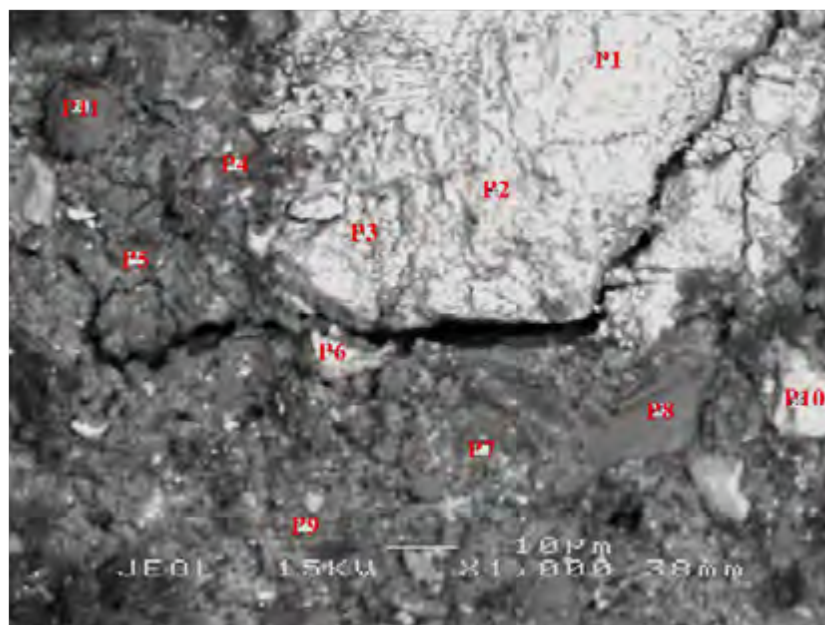
A principal concreção (Figura 53) apresenta sua parte central mais porosa, enquanto sua borda é mais densa. Isso se daria pela reprecipitação do Fe nas bordas,

provavelmente por um pedoclima não úmido o bastante para a completa dissolução das petroplintitas, mas suficiente para a movimentação do Fe. O quartzo, Al e Ti com maiores ocorrência na matriz do solo mostram condições em que prevaleceu a dissolução, mesmo que parcial, das concreções ferruginosas. É possível que a presença em maior abundância de MO (pH e complexação) no perfil tenha facilitado a dissolução das cangas e preservando mais o quartzo.



**Figura 53.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Ac do perfil P14C.

Nas análises pontuais identificadas (Figura 54), observam-se muitos fragmentos de quartzo (P8 e P11) e pequenas concreções (P6 e P10) em meio a matriz. As concreções são extremamente ricas em Fe e com valores muito baixos em Si, Al e P, quando ocorrem (P1, P2, P3, P6 e P10). A matriz (P4, P5 e P7), composta principalmente por Fe, apresenta valores em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que variam de 7 a 10 %,  $\text{SiO}_2$  vão de mais 1 a mais de 7 % e para o  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{TiO}_2$  valores inferiores a 2 % cada um. Todos esses últimos elementos tendem a apresentarem valores maiores na matriz do que nas concreções, o que corrobora para a hipótese de que a matriz se originou da canga. O inverso seria muito difícil de ocorrer, já que os valores desses elementos, especialmente P, Ti e Al tenderiam a ser maiores nas concreções em relação a matriz.

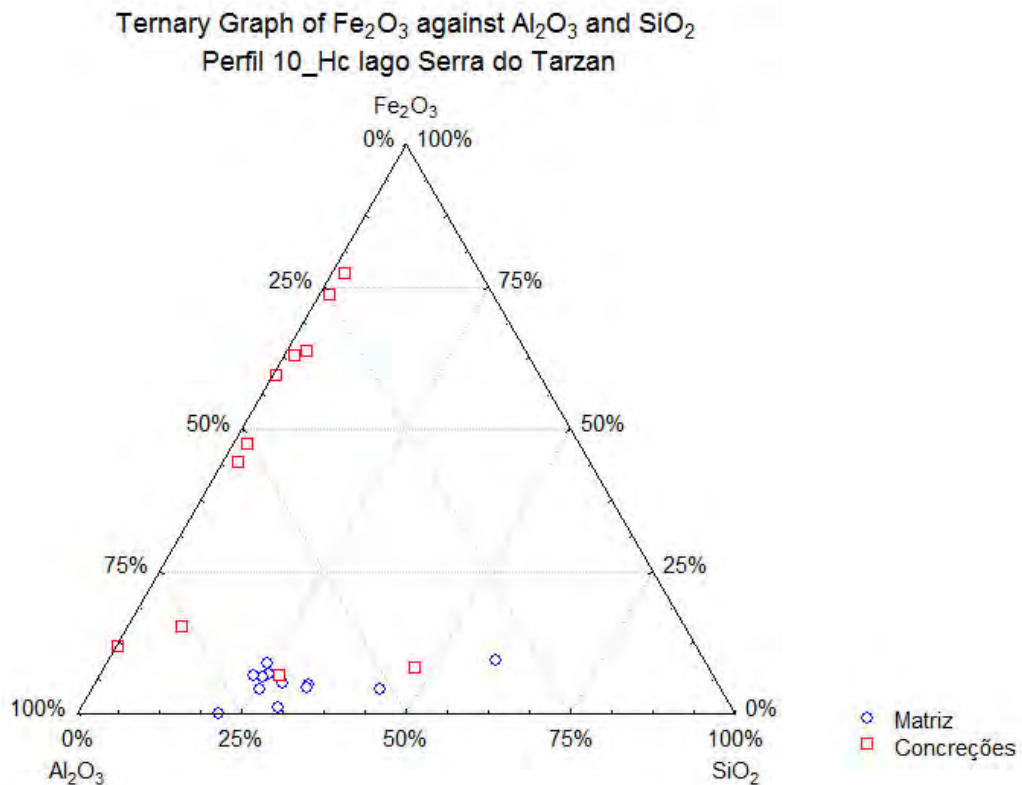


Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
P1	0,33	0,24	0,35	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	98,88	0,00
P2	0,00	0,45	1,08	1,16	0,31	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	96,73	0,00
P3	0,77	0,00	1,89	0,92	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,03	0,00
P4	0,45	0,43	7,66	1,48	1,36	0,00	0,55	1,88	0,00	0,00	85,25	0,00
P5	1,00	0,00	10,63	7,34	1,56	0,00	0,49	1,34	0,00	0,00	76,49	0,00
P6	0,35	0,00	0,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,90	0,00
P7	0,00	0,00	8,53	7,80	1,27	0,00	0,58	1,93	0,00	0,00	79,37	0,00
P8	0,17	0,00	0,22	97,88	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	1,57	0,00
P9	0,00	0,00	1,73	83,61	0,27	0,00	0,00	1,03	0,00	0,00	13,17	0,00
P10	0,52	0,00	1,98	0,34	1,03	0,00	0,18	0,56	0,00	0,00	95,26	0,00
P11	0,46	0,00	0,40	95,74	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	0,00

**Figura 54.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS de Ac em P14C.

O horizonte mais superficial de P10C apresenta grande variação na distribuição de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> em sua matriz e nas concreções (Figura 55). P10C é um solo muito diferente dos demais, em razão de sua posição na paisagem, numa área embaciada que garante o aporte de materiais (solo, canga, MO) do entorno e de seu peculiar hidromorfismo, cuja gênese pseudocárstica criou um sistema parcialmente aberto, já que nesse sistema, íons são lixiviados pelos condutos pseudocársticos, especialmente o Fe<sup>2+</sup>.

A variação expressa na Figura 55 é consequência do acúmulo em diferentes fases/períodos dos materiais edáficos e do próprio ambiente que condiciona rápida alteração e mudanças mineralógica/química desuniformes. Em certas ocasiões, a composição das concreções e da matriz são muito semelhantes. Isso ocorre quando a primeira encontra-se em avançado grau de alteração, ou seja, remoção do Fe e precipitação de caulinita/haloisita (Quadro 6).



**Figura 55.** Distribuição dos teores normalizados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> da matriz e concreções em gráfico triangular de Hc , P10C.

A matriz plasmática em Hc (P10C) possui mineralogia mista com seus principais componentes variando de gibbsita (em menor proporção) a caulinita/haloisita (Quadro 6). Apesar de provir, em princípio, das cangas da Formação Carajás, a matriz apresenta forte desferrificação. Os valores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> são mais altos em relação aos demais solos (Quadro 22), talvez, pela sua maior mobilidade em ambientes redutores e o fato de ser um horizonte superficial rico em matéria orgânica e minerais silicatados, o que facilitaria sua ciclagem. De acordo com esses valores (Quadro 21), é possível a existência de minerais fosfáticos, embora não tenham sido identificados nas análises de raios-X (Quadro 6). O Ti elemento de baixa mobilidade também tende a se concentrar na matriz (Quadro 22). O Si sob diferentes formas (quartzo, aluminossilicato, sílica biogênica) não apresenta tendência de sair do sistema, embora as condições em P10C favorecem sua dissolução. Ao contrário, ele acumula-se sob a forma de sílica biogênica e em minerais de caulinita e haloisita. O Si solúvel perdido das áreas do entorno também contribui para o incremento desse elemento no lago onde se localiza P10C.

**Quadro 22. Composição da matriz do solo em Hc-P10C**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,00	0,00	54,53	23,67	4,12	0,28	0,33	11,87	0,00	0,00	4,42	0,00
2	0,00	0,00	55,06	28,87	4,73	0,00	0,00	4,73	0,00	0,00	4,55	0,00
3	0,00	0,00	64,14	23,33	5,21	0,00	0,53	2,04	0,00	0,00	4,03	0,00
4	0,00	0,00	60,30	22,17	6,73	0,00	0,48	1,58	0,00	0,00	7,90	0,00
5	0,65	0,00	62,59	23,77	3,50	0,00	0,57	1,83	0,00	0,00	6,45	0,00
6	0,00	0,00	64,47	23,53	4,37	0,00	0,00	0,91	0,00	0,00	5,94	0,00
7	0,00	0,00	63,74	21,56	5,02	0,00	0,43	2,18	0,00	0,00	6,21	0,00
8	0,00	0,00	64,74	28,07	4,52	0,00	0,00	1,22	0,00	0,00	1,08	0,00
9	0,00	0,00	72,58	19,82	2,86	0,00	2,48	2,26	0,00	0,00	0,00	0,00
10	0,00	0,00	46,15	39,03	3,56	0,36	0,53	6,14	0,00	0,00	3,94	0,00
11	0,00	0,00	27,87	51,91	3,69	0,57	0,66	6,04	0,00	0,00	8,34	0,00
12	0,00	0,00	57,98	30,31	2,63	0,25	1,04	3,07	0,00	0,00	4,27	0,00
<b>Média</b>	<b>0,1</b>	<b>0,0</b>	<b>57,8</b>	<b>28,0</b>	<b>4,2</b>	<b>0,1</b>	<b>0,6</b>	<b>3,7</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>4,8</b>	<b>0,0</b>

As concreções no horizonte Hc – P10C aparecem em diferentes estágios de degradação (Figura 55), que vão das ainda muito ricas em ferros, com cerca de 70 % de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Quadro 23) até as desferricadas com menos de 10 % de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Os lagos que ocorrem nos platôs de canga são sistemas pseudocársticos muito antigos, que remontam dezenas de milhares de anos, resultantes da dissolução das crostas lateríticas. HC, por ser um horizonte superficial, apresenta heterogeneidade em suas petroplintitas, em consequência do aporte ainda atual de materiais detríticos para o interior do lago.

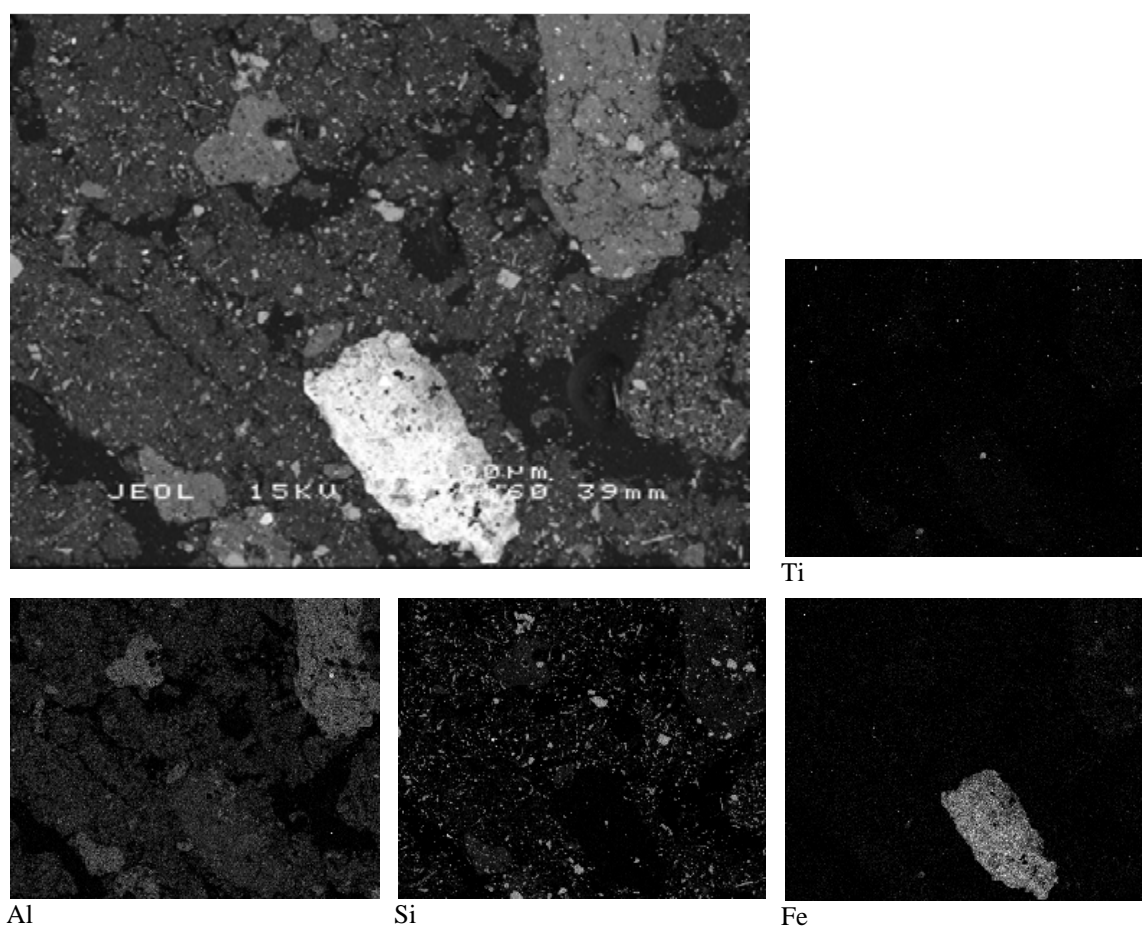
O processo de redução do ferro nesse ambiente hidromórfico é muito eficiente, ocasionando o acúmulo de elementos (Al, Si, P) não suscetíveis à redução. Tem-se nas áreas de má drenagem a formação de solos ricos em aluminossilicatos, formados a partir de cangas muito ricas em ferro. As plantas presentes nesse local devem apresentar elevada tolerância à toxidez pelo Fe, pois sua concentração é bem elevada. No entanto para que haja a formação do perfil P10C seria necessário a concentração em mais de treze vezes (Quadro 7) o teor de Al na concreção em relação ao encontrado no horizonte superficial, Hc.

**Quadro 23. Composição das concreções do solo em Hc-P10C**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,00	0,00	34,21	1,49	1,04	0,00	0,00	2,08	0,49	0,00	60,68	0,00
2	0,00	0,00	58,99	24,66	1,17	0,22	0,00	8,79	0,00	0,00	5,98	0,00
3	0,00	0,00	23,82	1,65	1,80	0,00	0,00	1,44	0,22	0,00	71,06	0,00
4	0,00	0,00	19,93	2,07	1,96	0,00	0,00	0,66	0,31	0,00	75,08	0,00
5	0,00	0,00	87,30	0,35	0,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	11,83	0,00
6	0,00	0,00	75,57	8,21	0,64	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	14,98	0,00
7	0,00	0,00	43,55	46,13	0,48	0,41	0,00	1,60	0,00	0,00	7,82	0,00
8	0,00	0,00	48,84	2,16	1,20	0,00	0,00	1,72	0,32	0,00	45,75	0,00
9	0,00	0,00	6,00	0,26	0,56	0,00	0,00	87,77	0,45	0,00	4,95	0,00
10	0,00	0,00	36,21	0,62	0,63	0,00	0,00	8,80	0,00	0,00	53,74	0,00
11	0,00	0,00	32,13	2,92	1,48	0,00	0,00	2,16	0,00	0,00	61,32	0,00
12	0,00	0,00	34,21	1,49	1,04	0,00	0,00	2,08	0,49	0,00	60,68	0,00
<b>Média</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>44,98</b>	<b>8,34</b>	<b>1,09</b>	<b>0,06</b>	<b>0,00</b>	<b>2,71</b>	<b>0,17</b>	<b>0,00</b>	<b>42,63</b>	<b>0,00</b>

Os grãos de quartzo analisados na Figura 56 apresentam sinais de dissolução e são provenientes do jaspilito (homogeneidade de forma e tamanho). Em Hc a dissolução do quartzo é menos intensa em relação à C5, e este tende a acumular na matriz. Sua quantidade (Figura 56) no solo e morfologia não indica que provenham de outras formações locais que não seja o platô da Serra do Tarzan. Outra fonte muito mais disponível de Si, são as inúmeras espículas presentes no solo, que desempenham papel fundamental do equilíbrio do Si no solo, especialmente sua ciclagem e manutenção no sistema.

No horizonte Hc, as concreções vão gradativamente perdendo o Fe e isovolumetricamente conservam o Al (Figura 56). Ao que parece, a hematita/goethita/magnetita é transformada, e o Fe é removido do sistema e o Al é precipitado na forma de hidróxido e aluminossilicato. Para que isso ocorra, no entanto, seria necessário uma perda de mais de 90 % em peso (o Fe é responsável por mais de 90 % da composição das concreções) para a alteração das petroplintitas na matriz de P10C.

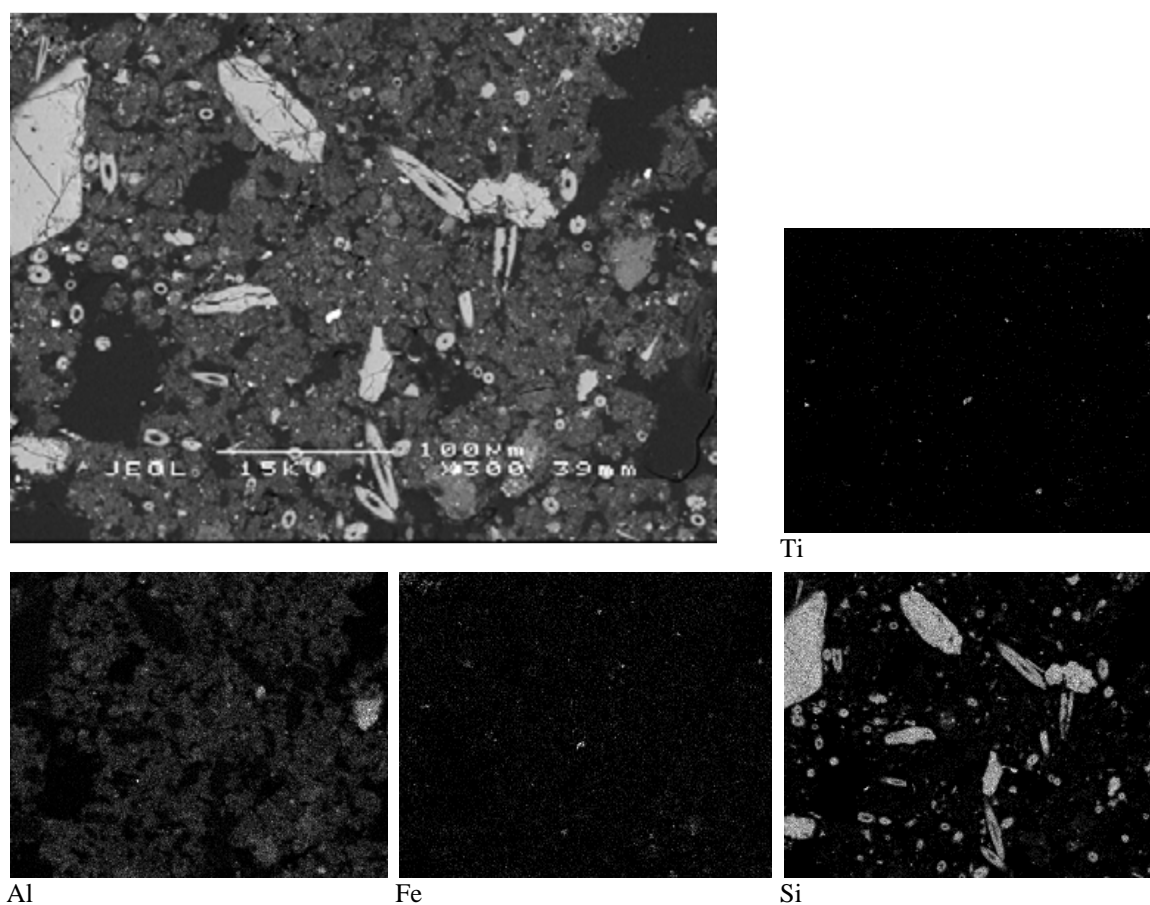


**Figura 56.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Hc do perfil P10C.

Os detalhes da matriz em Hc são observados nos mapas microquímicos na Figura 57. Nela, observa-se que os grãos de quartzo apresentam desgastes por

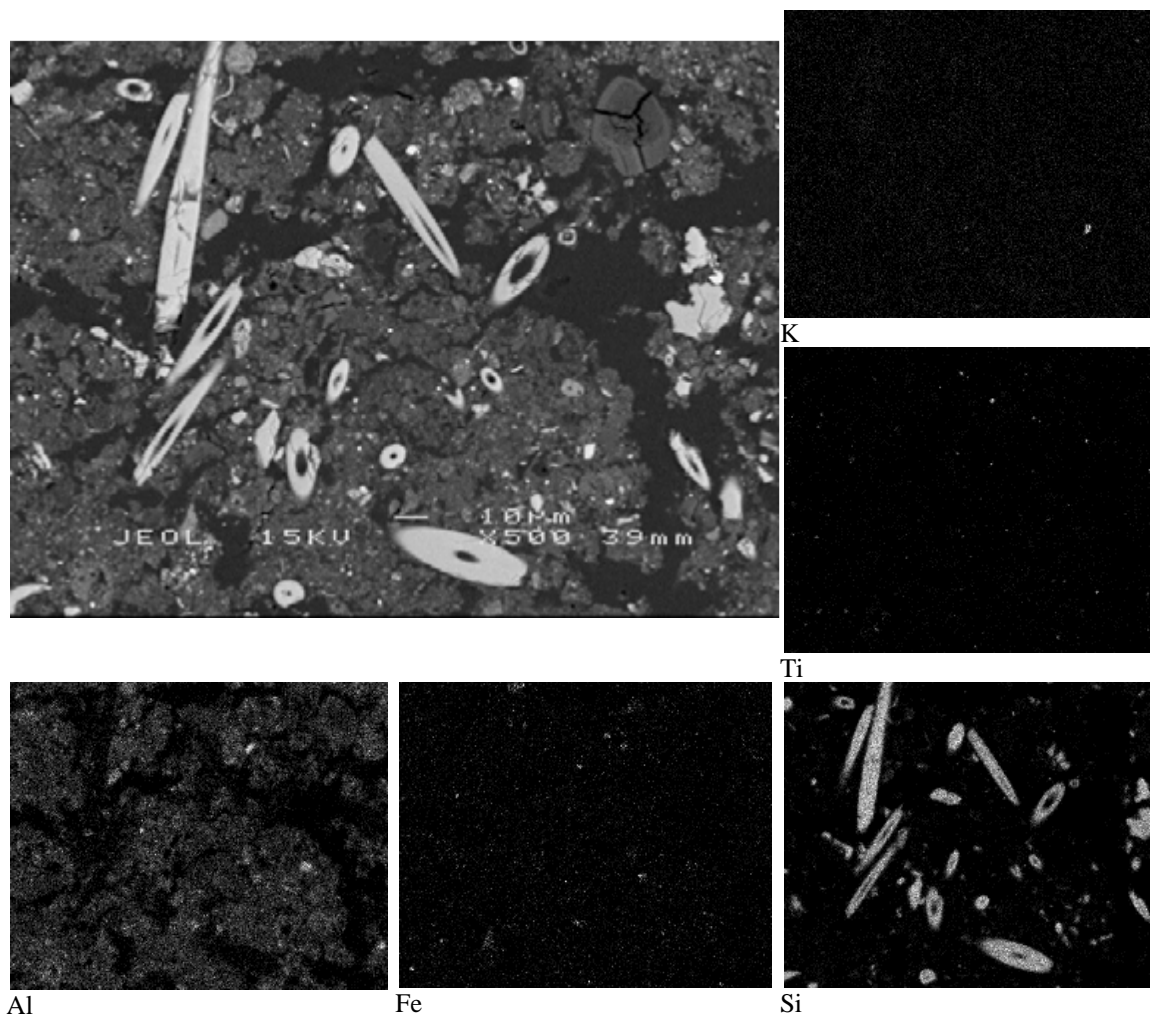
dissolução e aparentam apenas sinais sutis de transporte. Espículas são comuns por toda a matriz e indicam que há uma forte ciclagem de Si no lago, impedindo sua saída do sistema e consequente formação de aluminossilicatos.

Concreções são raras na matriz e, quando ocorrem, geralmente estão na forma de nódulos de gibbsita, residuais de canga desferrificada. O solo (Figura 57) é bastante desferrificado e o Fe aparece rarefeito em pontuações. O Ti apresenta concentrações e distribuição semelhante ao do Fe, embora suas pontuais sejam mais densas e comuns. De maneira geral, o Al domina a matriz plasmática e mesmo pequenos nódulos, o Si, sob origem biogênica e mineral, é o maior responsável pelos grão do esqueleto.



**Figura 57.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Hc do perfil P10C.

As espículas silicosas são muito abundantes em Hc e representam a principal fonte de Si. Uma pontuação de K aparece na Figura 58, na forma de mica, o que pode ser um indício de que houve contribuição de materiais da Formação Águas Claras, mas isso é pouco provável em decorrência da pouca quantidade de grãos de quartzo e pela ausência de muscovitas nos solos (P5C e P6C) ao redor de P10C. Os grãos de quartzo apresentam acentuada dissolução e seu transporte foi de curta distância.



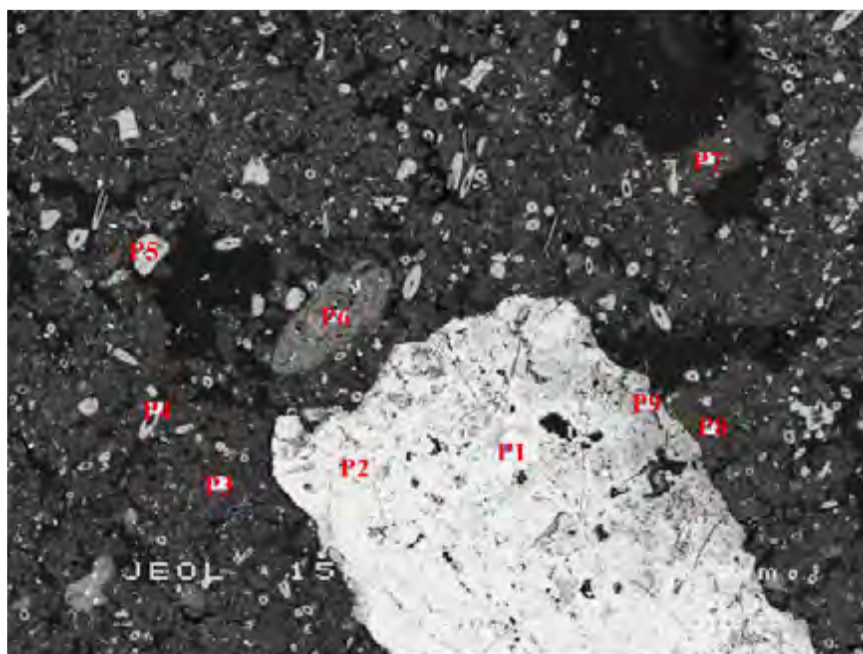
**Figura 58.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Hc do perfil P10C.

Nas análises pontuais identificadas (Figura 59) há um fragmento maior de concreção, o que não é muito comum em Hc. Ela está em estágio intermediário de degradação e por isso apresenta composição variada. Em P1, uma ilmenita secundária, mineral não encontrado nas concreções sãs (Quadro 6). P2 retrata a composição típica das petroplintitas menos degradadas em Hc (Figura 59), cujo teor em Fe continua alto, mas o Al, Si e P irão cada vez mais substituir a predominância do Fe e, especialmente o Al, passará a compor a sua maior parte em alteração isovolumétrica. Ao que tudo indica, o ambiente redutor transforma os óxidos de ferro e o  $Fe^{2+}$  sai do sistema juntamente com a água da drenagem subterrânea. O fósforo, antes preso aos óxidos de ferro, é liberado e pode formar novos minerais fosfáticos (nas análises de raios-X não foram encontrados fosfatos, mas outros autores, *e.g.* Costa et al., 2005, que estudaram sedimentos em lagos da Serra Norte verificaram a presença de fosfatos). Em P10C, o P continua associado à matéria orgânica, minerais aluminossilicatados e hidróxidos de alumínio e ferro. P9, na borda da concreção, retrata as áreas mais alteradas, onde o teor de Fe é menor e, Si e Al são maiores em relação a P2 (Figura 59).

Por ser uma antiga depressão fechada, recebeu grande volume de material detrítico (solo, concreções, material vegetal e animal) e elementos na forma de íons, carregados pelas águas pluviais. Parte do Si acumulou-se no lago vindo sob a forma de íons, resultado da dissolução de fontes do quartzo presente nos solos ao redor e, outra parte veio na forma de grão de quartzo juntamente com os detritos alóctones que entulharam a depressão por erosão e deposição de material da canga, que contém Si.

O ambiente hidromórfico em que se formou e persiste em P10C favorece um pH bem mais elevado em relação aos solos adjacentes e isso possibilita uma maior atividade do Si. Nesse ambiente o quartzo, única fonte primária de Si nas cangas (Quadro 6), passa a ser dissolvido com maior facilidade em relação às áreas de boa drenagem. Outro fator que favorecerá sua dissolução é a atividade das esponjas, organismos muito eficientes na acumulação de silício, que com sua absorção ativa consegue reter quase todo o Si solúvel do meio, deixando a solução do solo com concentrações baixíssimas e, por conseguinte, aumenta a dissolução dos grãos de quartzo e das próprias espículas de esponjas mortas. A elevada atividade das esponjas na captura do Si para formação de suas espículas, faz com que esse elemento permaneça no solo armazenado na forma de sílica biogênica. Posteriormente à atividade das esponjas, nos horizontes subsuperficiais, as espículas foram incorporadas ao solo e sua dissolução favoreceu a formação de caulinita e haloisita.

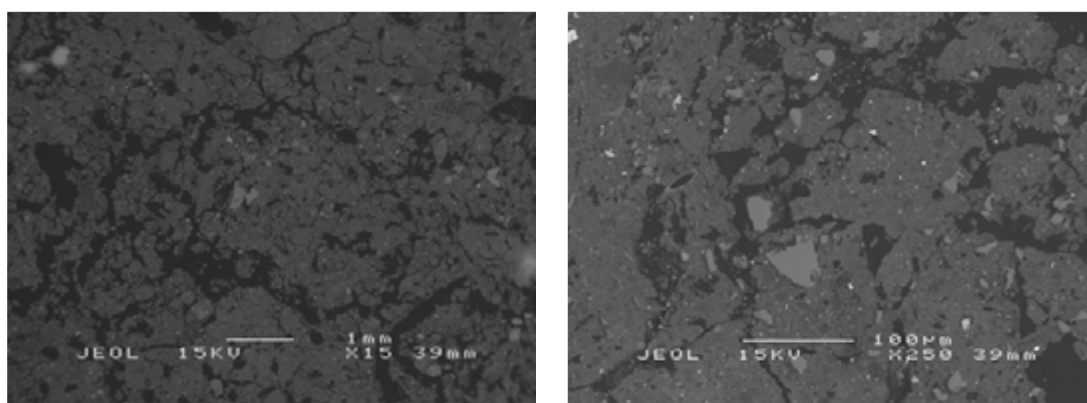
P3, P7 e P8 são análises da matriz plasmática do solo (Figura 59), todos apresentam baixos teores de Fe, presente principalmente nos minerais de goethita e hematita em menor proporção magnetita. Al e Si dominam o plasma de Hc, com traços de esmectita/clorita, caulinita, quartzo, haloisita e gibbsita (Quadro 6) e, anatásio e rutilo para o Ti, que possui valores consideráveis. O P ocorre em valores médio de 4 %, altos se considerado o material de origem. P4 corrobora para a hipótese de que as espículas são a principal fonte Si para a formação de aluminossilicatos, nesse caso o fragmento de espícula (P4) está em processo de degradação (Figura 59). A atividade de Al em P10C parece bastante elevada e a neoformação de minerais especialmente os ricos em Al é recorrente. P5 é um grão de quartzo com característica de dissolução, comum em Hc, e P6 uma concreção ferruginosa quimicamente muito alterada (Figura 59).



Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
P1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	56,19	0,00	1,08	42,73	0,00
P2	0,33	0,00	23,58	1,93	1,34	0,00	0,00	3,40	0,00	0,00	69,33	0,00
P3	0,00	0,00	64,94	25,15	3,03	0,00	0,29	2,56	0,00	0,00	3,70	0,00
P4	0,00	0,00	22,86	71,29	1,53	0,00	0,22	1,54	0,00	0,00	2,31	0,00
P5	0,00	0,00	0,22	99,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P6	0,00	0,33	46,82	38,90	0,52	0,37	0,00	8,14	0,00	0,00	4,82	0,00
P7	0,00	0,00	53,05	31,84	4,44	0,00	0,00	6,05	0,00	0,00	4,01	0,00
P8	0,00	0,00	56,04	28,97	4,19	0,00	0,39	2,89	0,00	0,00	7,10	0,00
P9	0,00	0,00	46,89	3,69	1,30	0,00	0,17	3,31	0,00	0,00	44,65	0,00

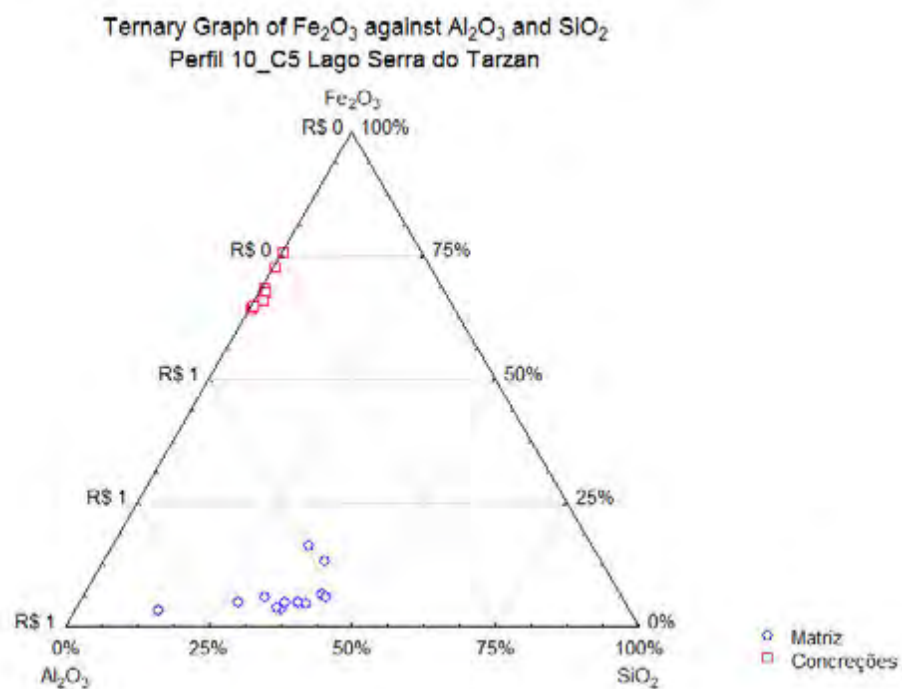
**Figura 59.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análises da composição química por meio de EDS de Hc em P10C.

O horizonte C5 tem a matriz bem desenvolvida (Figura 60), com o esqueleto formado por grão de quartzo de diferentes tamanhos e claros sinais de dissolução. Algumas espículas e concreções, em distintos estágios de alteração, estão dispersos no plasma. O solo apresenta boa porosidade em consequência da perda de densidade sem alteração significativa do volume. Os grãos de quartzo apresentam-se mais degradados em relação aos das áreas de boa drenagem, o que corrobora para a hipótese de que a dissolução deles foi mais intensa na área hidromórfica (P10C).



**Figura 60.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do material do horizonte C5, perfil P10C.

As concreções possuem a distribuição dos teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  bem distintos em relação à matriz plasmática (Figura 61). Para as petroplintitas o que mais varia é o teor de Al, resultante dos estágios de alteração, quanto mais alterada, maior o teor de Al. Tanto as concreções quanto a matriz não encontram-se estabilizadas. As petroplintitas tendem a se desferrificar e o Al a permanecer, formando aluminossilicatos aos poucos. Para o plasma, a formação de caulinita, haloisita e em menor proporção gibbsita, parece ser a tendência (Quadro 6). Embora a distância na composição das concreções e matriz seja bastante acentuada, as condições pedoambientais de P10C possibilitam essa alteração.



**Figura 61.** Distribuição dos teores normalizados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  da matriz e concreções em gráfico triangular de C5, P10C.

A composição da matriz possui variação não muito alta, sendo relativamente homogênea, o que indica certo grau de pedogênese, mesmo sendo um ambiente hidromórfico (Figura 61). Em relação a Hc, a matriz de C5 possui valores bem menores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Quadros 22 e 24), revelando que a principal fonte de fósforo é de origem biológica e não mineral. A atividade em superfície de P10C contribui para o acúmulo de P, pois a condição de sazonalidade do lago provoca a morte anual de muitas indivíduos da ictiofauna, anfíbios e quelônios, além de inúmeros insetos, como verificado em campo. Todo esse material biológico e rico em fósforo é anualmente incorporado ao solo e sua mineralização contribui para os elevados valores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  em superfície, ao contrário dos baixos valores em P na subsuperfície (C5). Por ser um solo formado em

diferentes ciclos, a composição da matriz de Hc e C5 em P10C apresentam mais semelhanças do que diferenças (Quadros 22 e 24).

**Quadro 24. Composição da matriz do solo em C5-P10C**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,28	0,47	52,40	35,13	0,51	0,59	0,00	6,14	0,00	0,00	4,35	0,00
2	0,00	0,00	49,05	39,37	0,78	0,12	0,00	4,61	0,00	0,00	6,08	0,00
3	0,00	0,00	60,30	30,98	0,59	0,35	0,00	1,78	0,00	0,00	5,84	0,00
4	0,00	0,49	45,17	31,47	1,27	0,16	0,00	6,35	0,00	0,00	14,99	0,00
5	0,00	0,46	45,11	36,19	1,15	0,21	0,00	4,37	0,00	0,00	12,41	0,00
6	0,00	0,74	52,67	37,41	0,41	2,18	0,00	2,07	0,00	0,00	4,30	0,00
7	0,00	0,50	58,15	23,96	0,65	0,00	0,00	12,44	0,00	0,00	4,18	0,00
8	0,00	0,33	57,44	33,95	0,67	0,22	0,00	3,95	0,00	0,00	3,30	0,00
9	0,00	0,00	49,37	40,65	0,82	0,25	0,00	3,15	0,00	0,00	5,66	0,00
10	0,00	0,44	55,14	33,32	0,85	0,30	0,00	5,42	0,00	0,00	4,54	0,00
11	0,00	0,00	80,09	14,17	0,64	0,00	0,00	1,86	0,00	0,00	3,23	0,00
12	0,00	0,37	57,68	33,03	0,33	0,35	0,00	4,54	0,00	0,00	3,55	0,00
<b>Média</b>	<b>0,0</b>	<b>0,3</b>	<b>55,2</b>	<b>32,5</b>	<b>0,7</b>	<b>0,4</b>	<b>0,0</b>	<b>4,7</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>6,0</b>	<b>0,0</b>

O estado das concreções em C5 apresenta boa uniformidade (Quadro 25) e o teor médio de Fe é maior em relação a Hc e os de Al e Si são menores. É provável que a concentração de Fe<sup>2+</sup> seja mais elevada em profundidades maiores devido a baixa movimentação da água, ou seja, o sistema lacustre pseudocárstico é um ambiente aberto, mas os condutos subterrâneos permitem o represamento parcial da água, muito mais efetivo em níveis mais profundos.

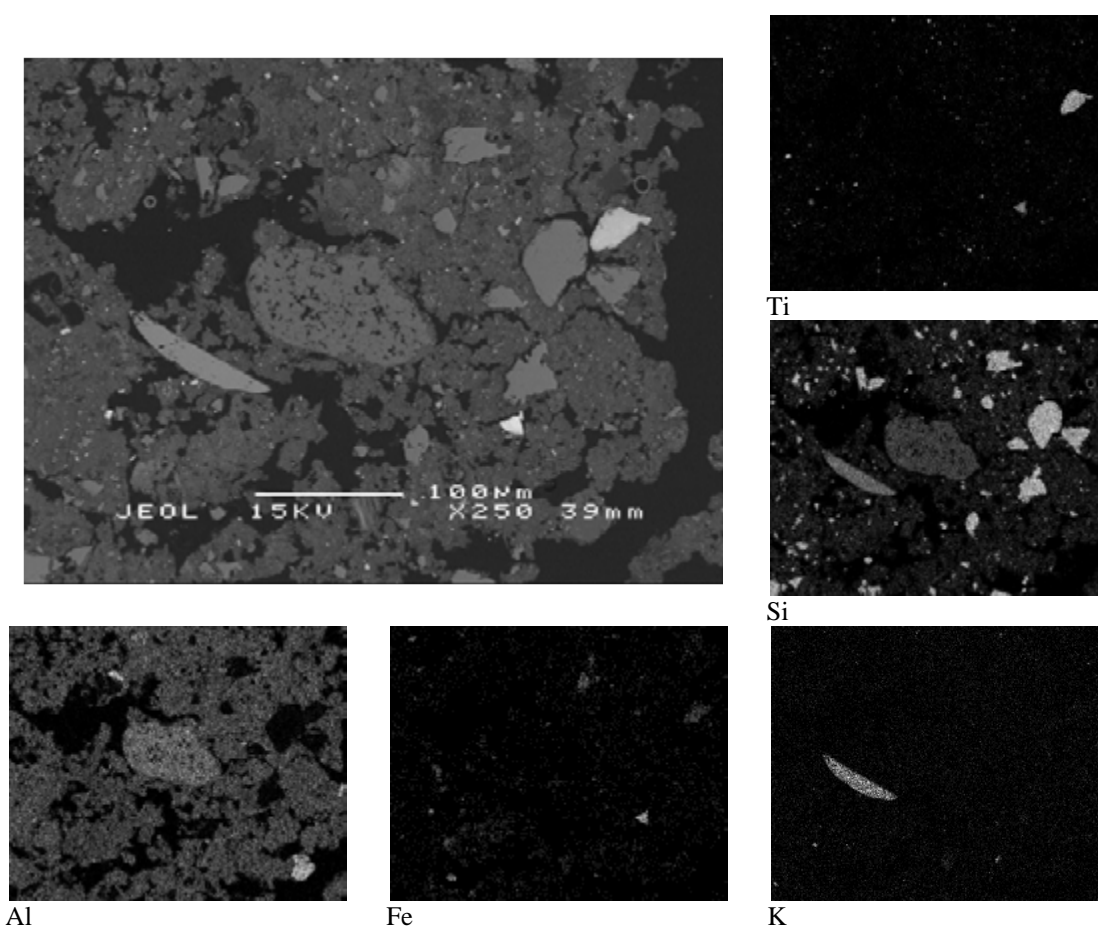
**Quadro 25. Composição das concreções do solo em C5-P10C**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,00	0,00	34,43	0,49	1,28	0,00	0,00	1,99	0,00	0,00	61,80	0,00
2	0,00	0,00	26,23	0,30	1,37	0,00	0,00	2,15	0,00	0,00	69,95	0,00
3	0,00	0,00	22,52	0,37	0,78	0,00	0,00	6,17	0,00	0,00	70,16	0,00
4	0,00	0,00	33,21	0,57	2,65	0,00	0,00	2,05	0,55	0,00	60,98	0,00
5	0,36	0,33	29,63	0,62	3,28	0,00	0,00	0,37	0,76	0,00	64,67	0,00
6	0,00	0,00	29,06	1,12	1,45	0,00	0,00	5,70	0,00	0,00	62,67	0,00
7	0,31	0,00	31,33	0,48	1,89	0,00	0,00	7,38	0,00	0,00	58,61	0,00
8	0,42	0,00	30,57	1,69	3,73	0,13	0,00	1,24	0,51	0,00	61,70	0,00
9	0,00	0,00	38,65	5,99	2,09	0,00	0,00	2,65	0,31	0,00	50,31	0,00
10	0,00	0,00	34,43	0,49	1,28	0,00	0,00	1,99	0,00	0,00	61,80	0,00
<b>Média</b>	<b>0,11</b>	<b>0,03</b>	<b>31,01</b>	<b>1,21</b>	<b>1,98</b>	<b>0,01</b>	<b>0,00</b>	<b>3,17</b>	<b>0,21</b>	<b>0,00</b>	<b>62,27</b>	<b>0,00</b>

Na Figura 62, reforça-se o significativo grau de dissolução dos grãos de quartzo, em formas e tamanhos diferentes, abundantes em C5. Concreções completamente alteradas que conservaram sua forma, mas atualmente compostas por Si e Al, cujo o Fe foi quase por completo removido (Figura 62). Espículas são muito raras, seja por esse horizonte nunca ter sido submetido à deposição de espículas ou, caso contrário, as espículas foram alteradas e o Si mineralizado e reprecitado em aluminossilicatos.

Pequenas concreções de Ti formados por minerais de rutilo, ilmenita e anatásio são comuns (Figura 62). O Fe foi em sua maior parte removido, restando em poucas concreções pouco alteradas, no plasma aparece em concentrações muito baixas.

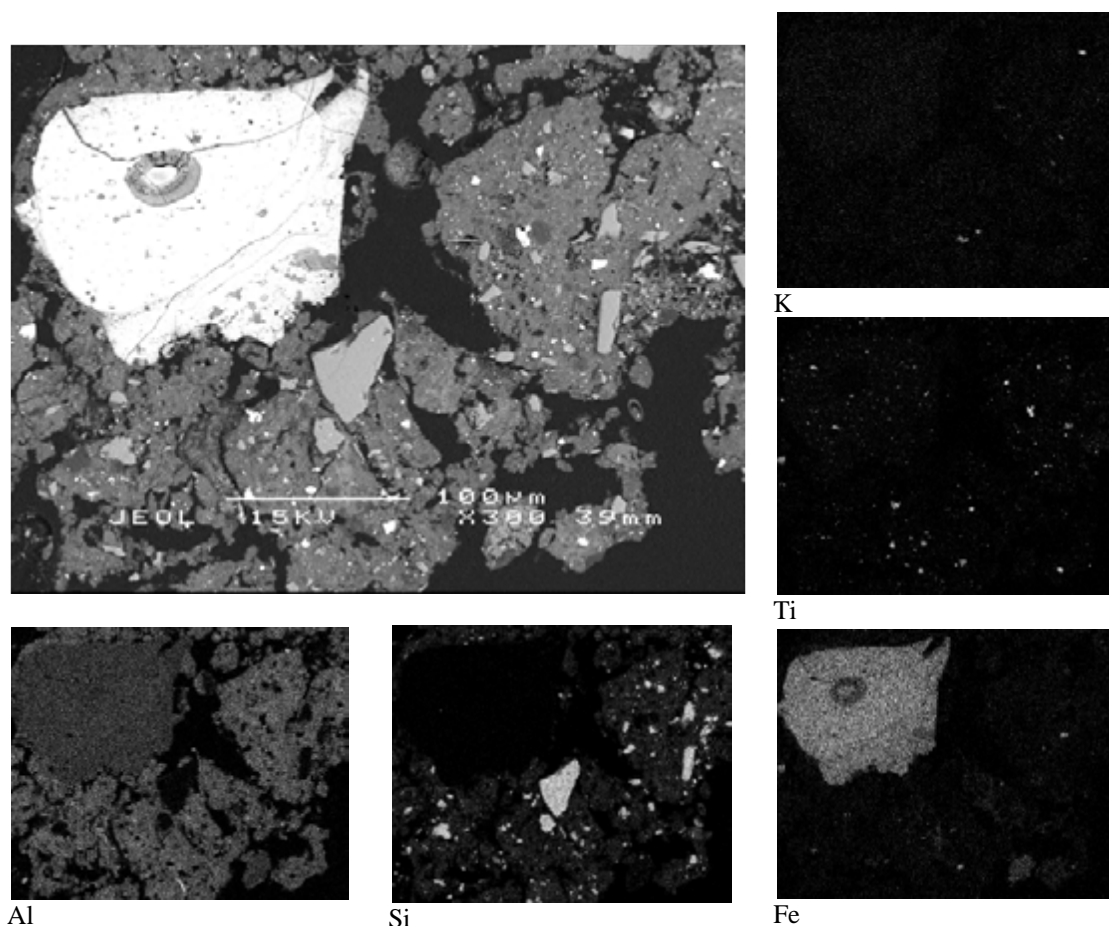
O elemento mais importante em na Figura 62 é o K, pois ele tem um grande significado ambiental, o de indicar que parte do material que deu origem ao solo P10C veio de material aportado pelo vento. A muscovita é o mineral com maior chances de estar presente em C5, embora não identificada nas análises de raios-X (Quadro 6). Esse mineral é comum nos arenitos da Formação Águas Claras, que não distam muito da Serra do Tarzan. Basaltos e jaspilitos não possuem esse mineral rico em K, cuja chance de influência em P10C seria muito maior. A quantidade de grãos de quartzo e os altos teores de silício também são um indicativo de que é muito provável a influência de material proveniente de arenitos. Isso não seria difícil dada a antiguidade desse lago e das mudanças climática do Pleistoceno que oscilaram entre clima mais seco e frio em oposição a climas mais úmidos e quentes. O transporte eólico seria facilitado em clima seco, pela vegetação mais rala e por ventos mais acentuados. Entretanto, há a possibilidade de que essa mica seja formada pela alteração hidrotermal de sills ou diques de rochas máficas, que ocorrem em meio à Formação Carajás.



**Figura 62.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte C5 do perfil P10C.

Algumas concreções permaneceram em estado pouco alterado, a exemplo do verificado na Figura 63. Nessas petroplintitas os teores de Fe permanecem elevados, e em menor quantidade Al e Ti estão presentes nesses remanescentes. A degradação de boa parte das concreções, como verificado na Figura 63, ocorre de maneira anelar, onde a borda vai-se desferrificando e se desprende da parte menos alterada, no centro.

A quantidade de grãos de quartzo é muito elevada para o padrão que se verifica normalmente nas cangas. Tal concentração é melhor explicada pela adição de materiais provenientes de arenitos, embora os grãos apresentem poucos sinais de transporte. O valor muito elevado em Al para a matriz, também é melhor explicada por contribuição de detritos de rochas básicas, muito comuns nos arredores das cangas do jaspilitos no platô da Serra do Tarzan.



**Figura 63.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte C5 do perfil P10C.

As análises pontuais identificadas (Figura 64) acompanham a transição da concreção para a matriz plasmática do solo. Ambos apresentam heterogeneidade, na concreção ocorre ilmenita (P1), mineral formado a partir da alteração da petroplintita, em suas partes mais conservadas (P2), o teor de Fe é muito elevado, os de Al baixos e,

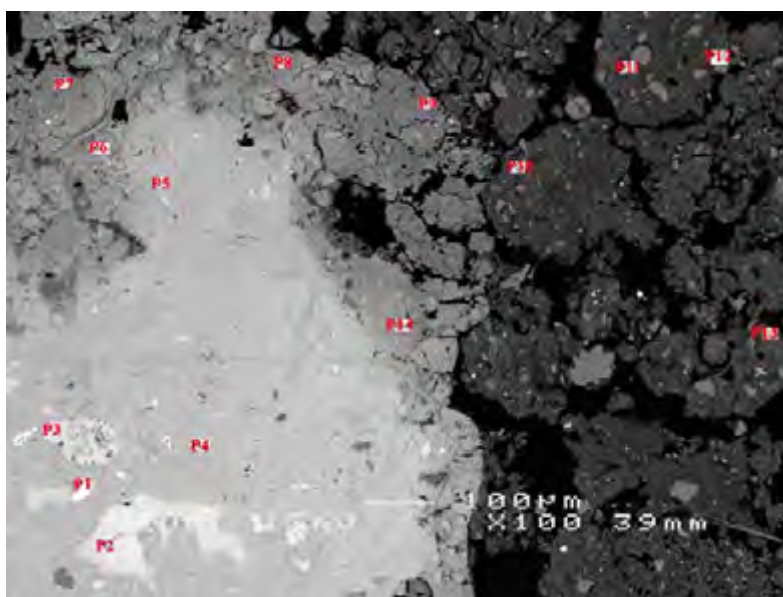
Si e P muito baixos. Concentrações exclusivas de Ti são comuns na concreção (P3), elas aparecem sob a forma de minerais como rutilo e anatásio (Quadro 6), produto da segregação e concentração de Ti no processo de alteração da petroplintita. Nas áreas de alteração intermediária (P4 e P5) os teores de Fe diminuem consideravelmente e os de Al seguem o caminho inverso, Ti e P têm um ligeiro aumento. Onde a alteração da concreção é mais significativa (P6, P7, P8, P9 e P14), os teores de  $Fe_2O_3$  continuam mais elevados em relação ao  $Al_2O_3$ , embora com valores próximos. A composição das áreas de alteração intermediária (P4 e P5) não diferem muito de P6, P7, P8, P9 e P14 (Figura 64).

O enriquecimento de Si na matriz em P10, P11 e P13 (Figura 64) ocorreu após o processo de pedobioturbação. Isso indicaria que a fonte de Si é externa às concreções, provavelmente vindos da dissolução do quartzo (P12) remanescente do jaspilito ou da alteração de rochas máficas. Os teores de  $Al_2O_3$  seriam acrescidos pelo próprio Al existente nas concreções, além do acúmulo no lago desse elemento, complexado por compostos orgânicos, vindo da lixiviação de solos do entorno.

Para a formação do plasma, o mais provável seja que o material, produto da alteração das concreções, tenha sido retrabalhado pela atividade biológica, misturando diferentes componentes. Materiais provenientes de transporte eólico da Formação Águas Claras (hipótese), principalmente quartzo, elementos derivados da alteração de rochas máficas (hipótese), principalmente Si, Al e Ti, além dos próprios produtos da alteração das cangas da Formação Carajás que foram misturados, ao que tudo indica por térmitas e formigas, entre outros, em períodos climáticos mais secos, cujo nível do lençol freático permaneceu mais baixo que o atual, caracterizando nesse caso, uma depressão com possível ressurgência sazonal do lençol freático, mas sem ser uma formação lacustre como a atual. Outra possibilidade, seja que no passado os condutos de dissolução subterrâneo (pseudocárste) foram mais eficientes em relação à situação atual, e por conseguinte, o nível do lençol freático se manteve mais baixo. Posteriormente, por abatimento, reprecipitação ou entulhamento da drenagem subterrânea a vazão da água ficou comprometida e os níveis do lençol freático passaram a caracterizar esse ambiente como lacustre.

A situação pedoclimática atual em P10C restringe severamente a pedobioturbação, principalmente a dos térmitas, os mais eficientes agentes biológicos no retrabalhamento dos solos tropicais, mas na ausência do sistema lacustre e sem caracterizar uma fase estritamente árida, a atividade de térmitas e formigas seria muito significativa. Mesmo no regime hídrico atual, alguns insetos, especialmente formigas

ocupam o horizonte superficial no período de estiagem.

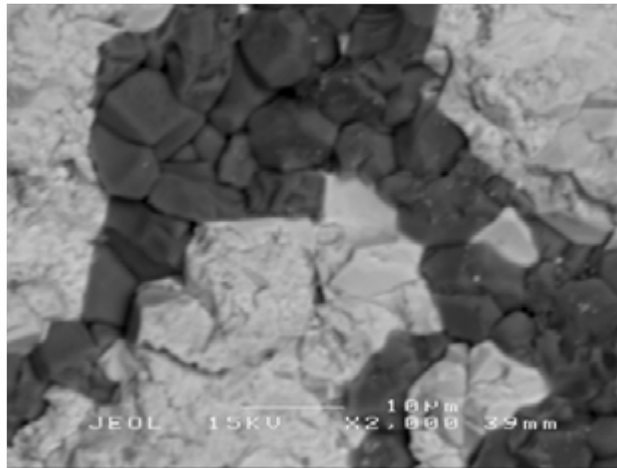


Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
P1	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	53,77	0,00	1,52	44,52	0,00
P2	0,00	0,00	7,06	0,60	0,34	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	91,84	0,00
P3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,29	0,00	0,00	0,71	0,00
P4	0,00	0,00	32,65	0,83	1,14	0,00	0,00	1,08	0,00	0,00	64,30	0,00
P5	0,00	0,00	40,83	0,30	1,90	0,00	0,00	1,31	0,29	0,00	55,36	0,00
P6	0,00	0,00	41,70	0,34	1,47	0,00	0,00	2,60	0,00	0,00	53,90	0,00
P7	0,00	0,00	43,58	0,43	0,99	0,00	0,00	1,90	0,00	0,00	52,99	0,00
P8	0,00	0,00	43,21	0,40	1,11	0,00	0,15	1,50	0,00	0,00	53,55	0,00
P9	0,00	0,35	32,98	0,74	0,72	0,00	0,00	5,52	0,00	0,00	59,58	0,00
P10	0,00	0,00	48,78	43,53	0,45	0,33	0,47	2,77	0,00	0,00	3,67	0,00
P11	0,00	0,35	76,39	17,51	0,44	0,54	0,00	0,75	0,00	0,00	3,85	0,00
P12	0,00	0,22	0,38	99,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P13	0,00	0,34	47,60	35,46	0,56	0,30	0,00	10,75	0,00	0,00	4,83	0,00
P14	0,00	0,00	33,41	0,75	1,27	0,00	0,00	2,51	0,00	0,00	62,05	0,00

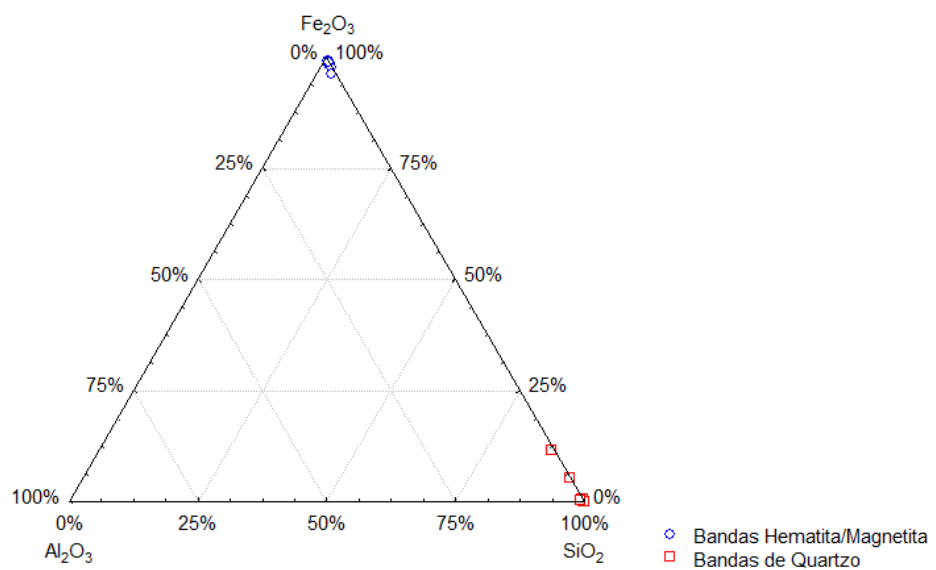
**Figura 64.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análises da composição química por meio de EDS de C5 em P10C.

Os jaspilitos são rochas sedimentares químicas com intercalações de microbandas de óxido de ferro, geralmente hematita/magnetita e óxido de silício na forma de quartzo (microcristalino) /jaspe (Figura 65). O Si está disposto em pequenos cristais de quartzo, bem variados quanto a forma e tamanho. As bandas de hematita/magnetita são aglomerados em forma de pequenos cristais, parte encontra-se fundida, outros apresentam divisões nítidas (Figura 65).

Boa parte dos grãos de quartzo encontrados nos solos da Formação Carajás apresentam morfologia semelhante às da Figura 65, corroborando com as afirmações de que parte dos horizontes analisados, o quartzo é autóctone.



Ternary Graph of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  against  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{SiO}_2$   
Jaspilite são Serra Sul



**Figura 65.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do jaspilite são coletado na Serra Sul e distribuição dos teores normalizados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  em gráfico triangular.

A composição mista dos jaspilitos apresenta bandas com quase 100 % de Fe e muito homogêneas (Figura 65) e outra também com quase 100 % de Si e também homogênea, embora tenha teores baixos e variados de Fe em sua composição. Os solos produzidos por essa rocha refletem sua condição em superfície, ou seja um material dessilicificado (minério de ferro). O jaspilite não forma solos na Serra dos Carajás, ou ao menos não foram encontrados até o presente momento e muito pouco provável que seja encontrado, já que na superfície é a canga, ou minério de ferro que se tem por toda a Formação Carajás.

Nas bandas ricas em ferro (Quadro 26) têm-se pequenos cristais de óxido de ferro com impureza em Si muito baixa. Esses cristais de hematita/magnetita continuam no interior de muitas das concreções analisadas anteriormente. Outra parte delas de dissolveram e reprecipitaram em nódulos maiores de hematita/goethita e por vezes e em

menor proporção gibbsita, rutilo, anatásio e maguemita (Quadro 6).

**Quadro 26. Composição das bandas ricas em Fe do jaspilito**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,35	0,40	0,33	1,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,66	0,00
2	0,37	0,25	0,19	1,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,99	0,00
3	0,54	0,00	0,00	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,64	0,00
4	0,35	0,33	0,00	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,62	0,00
5	0,43	0,75	0,40	2,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,38	0,00
6	0,39	0,00	0,25	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,75	0,00
7	0,00	0,00	0,29	0,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,03	0,00
8	0,50	0,27	0,31	0,95	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	97,83	0,00
9	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,99	0,00
10	0,55	0,00	0,91	2,95	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	94,96	0,00

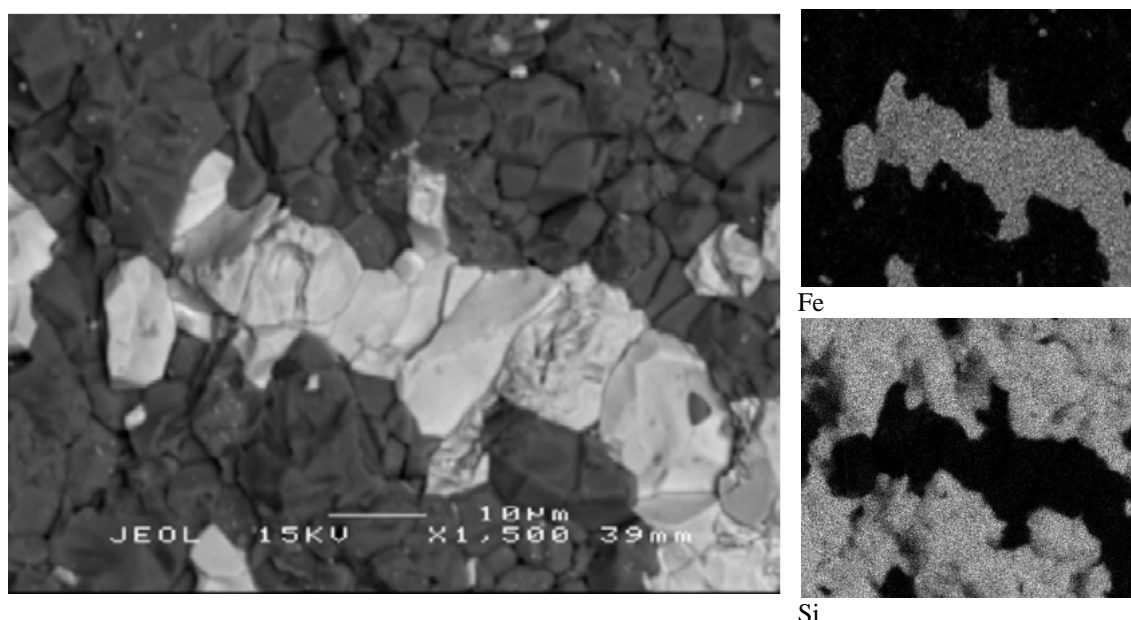
Os grãos de quartzo são de pequena dimensão, imperceptíveis a olho nu. Alguns desses grãos podem sobreviver parcialmente dissolvidos ou com a aparência inalterada no interior de concreções e mesmo na matriz do solo. O intenso intemperismo por milhões de anos removeu a maior parte da sílica e concentrou elementos como Fe, Al, Ti, P dentre outros de menor proporção, formando os imensos pacotes de minério de ferro. Os remanescentes das bandas ricas em Si, ao que tudo indica, tiveram pouca influência na formação de novos minerais, nas cangas. O mais provável seja que pequenas quantidades de caulinita podem ter sido formada por esse Si, mas a grande maioria dele permanece na forma de grãos de quartzo e, muitas vezes é complicado o delineamento para se saber se os cristais de quartzo são autóctones ou alóctones na matriz dos solo nos platôs ferríferos.

Parte dos cristais de quartzo (Quadro 27), especialmente quando na forma de jaspe, apresentam impurezas em Fe, consequência da gênese dos jaspilitos. Enquanto as bandas ricas em Fe formara-se em intervalos conforme a presença de oxigênio no meio, as bandas ricas em Si precipitaram-se continuamente e lentamente, coprecipitando-se com outros elementos, por vezes, em maiores quantidades a exemplo do Fe.

**Quadro 27. Composição das bandas ricas em Si do jaspilito**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,00	0,00	0,19	99,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00
2	0,00	0,00	0,00	99,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,66	0,00
3	0,00	0,00	0,00	99,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00
4	0,00	0,00	0,23	99,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00
5	0,00	0,00	0,54	87,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	11,60	0,00
6	0,00	0,00	0,19	99,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
7	0,00	0,00	0,00	99,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69	0,00
8	0,00	0,00	0,30	94,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,26	0,00
9	0,21	0,00	0,00	99,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
10	0,00	0,00	0,52	99,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00

Na Figura 66 vê-se em detalhe que os cristais de Si e Fe possuem tamanhos e formas irregulares. O bandeamento apresenta proporções diminutas e por vezes apenas uma linha de cristais ricos em Fe é intercalada por bandeamentos de quartzo tipo chert. A pequena dimensão desses grãos facilitou sua dissolução, especialmente para o quartzo. Tais características reforçam o baixo grau de metamorfismo nos jaspilitos da Serra dos Carajás.

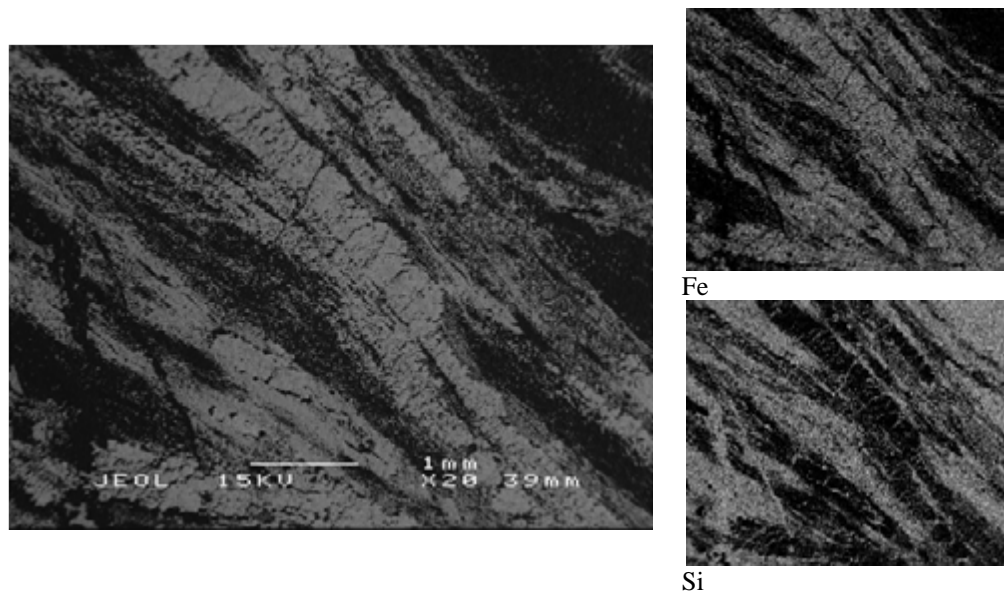


**Figura 66.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do jaspilito.

Em baixa ampliação (Figura 67) os bandeamento de minerais ricos em ferro, nas faixas claras, e nas áreas escuras, os minerais ricos em silício. A trama do bandeamento é complexa e irregular e, em várias áreas, a exemplo da Serra Sul, fluxos hidrotermais afetam grande parte dos jaspilitos, recristalizando minerais de jaspe para quartzo.

Parte das concreções que compõem os solos podem ter se formado pelo efeito das águas percolantes que após eliminarem quase por completo o Si, ela saturou o sistema de microfissuras deixado pela dessilificação, gerando condições mais redutoras que possibilitam a dissolução dos óxidos de ferro e a saída do  $\text{Fe}^{2+}$  do sistema ou sua precipitação na forma de goethita. Os elementos menos susceptíveis às reações de redução, formaram uma matriz de baixa densidade com caráter gibbsítico quando em ambiente bem drenado ou caulínítico/haloisítico nas áreas de pior drenagem. A progressão desse processo leva a individualização da canga em pequenos corpos subarredondados.

O jaspilito analisado é de grande pureza, formado em quase totalidade por óxidos de Si e Fe, assim como as amostras analisadas por Macambira & Schrank (2002) em que mais de 97 % da composição dos jaspilitos foram de Si e Fe.



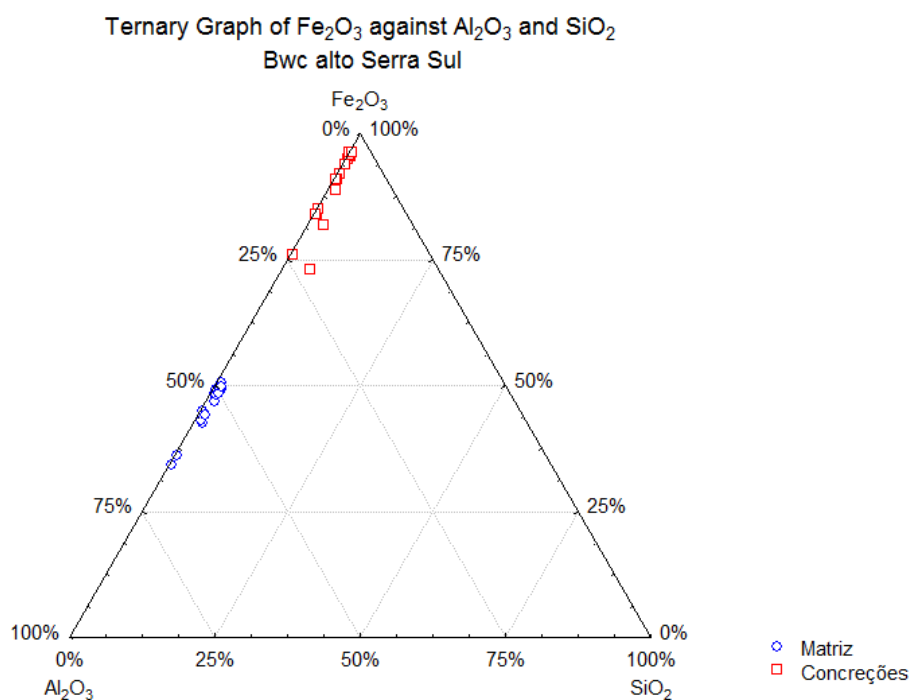
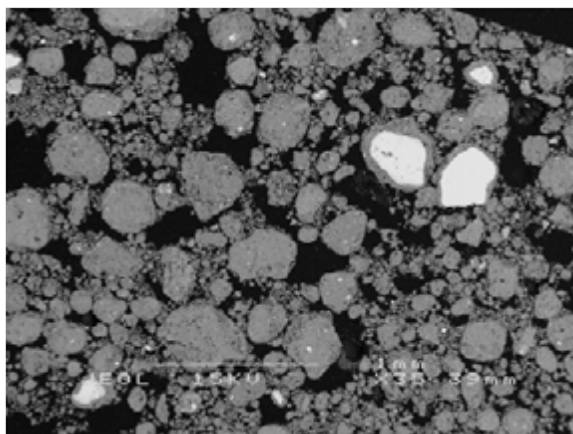
**Figura 67.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do jaspilite.

O solo da Figura 68 foi, diferentemente dos demais, apenas estudado para fins de microquímica. É uma amostra de um horizonte Bwc, proveniente de um Plintossolo muito desenvolvido da Serra Sul, em ambiente de dolina bem drenada. O local em que se coletou essa amostra é de grande importância, já que ela se localiza no mais amplo platô da região de Carajás, onde se espera ter os solos mais desenvolvidos e exclusivamente compostos por materiais derivados do jaspilite.

A estrutura (Figura 68) aparenta elevado grau de desenvolvimento, forte muito pequena granular bem distinta. As evidências morfológicas apontam para que a matriz do solo originou-se da dissolução/alteração das concreções. Esse processo é consistente com quadro climático amazônico, em que alternância recente de um clima mais seco para um clima atual mais úmido, rompeu com o equilíbrio de estabilidade/formação das lateritas com gênese em pedoclima mais seco, em relação ao atual mais úmido e instável para estabilidade/formação de cangas ferríferas, e ao contrário, as bauxíticas são favorecidas em climas mais úmidos. Dessa maneira, as concreções ferríferas nos solos da Formação Carajás estariam gradando para um plasma mais rico em Al, devido a menor mobilidade e conseqüente concentração, em Al, mesmo que este esteja em baixa quantidade nas petroplintitas/canga. Esse processo também explicaria a dificuldade de se formarem solos nos platôs ferríferos, já que a pedogênese nessa condição é de extrema lentidão e, na maior parte das situações, inferior aos processos erosivos.

A variação dos teores de Fe, Al e Si na matriz e nas concreções (Figura 68) é bem acentuada, menos para o Si, virtualmente ausente. Essa característica corrobora para a hipótese de que a matriz provém diretamente da alteração das concreções. A

variação dos teores de Al e Fe seriam os diferentes estágios de desenvolvimento que ocorre nesse solo (Figura 68). Ocorrem concreções com diferentes graus de alteração, as mais alteradas apresentam maiores valores de Al e as mais preservadas, muito baixa concentração de Al. Solos com o grau de desenvolvimento semelhante a esse, são apenas possíveis em áreas de leve depressão ou no interior de feições doliniformes de boa drenagem, ambos na parte alto de platôs. Para a maioria dos solos da Formação Carajás a instabilidade pedogeomorfológica nos platôs impede o avançado grau de pedogênese, a ponto da matriz ser dessilicificada.



**Figura 68.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) de um horizonte Bwc coletado em dolina na Serra Sul e distribuição dos teores normalizados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> em gráfico triangular.

A tendência para a matriz plasmática é de cada vez mais aumentar a participação do Al em sua composição (Quadro 28). As concreções seguem o mesmo caminho, embora elas percam densidade e vão se alterando gradativamente para matriz. O incremento de Si e Ti na matriz em relação às concreções é de proporções muito

menores em relação ao que ocorre com o Al, talvez pelo fato da transformação das petroplintitas se darem de maneira isovolumétrica. Entretanto, o principal fator que determina essa diferença na proporção de Al, Ti e Si, é que os dois últimos tendem a ocorrerem de maneira mais concentrada em forma de pontuações tanto na matriz quanto nas concreções, enquanto que o Al aparece de maneira muito mais homogênea em ambos, sendo facilmente analisado pela microsonda.

**Quadro 28. Composição da matriz de um horizonte Bwc de solo coletado em dolina na Serra Sul**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,00	0,00	47,57	1,57	0,36	0,00	0,00	2,75	0,00	0,00	47,67	0,00
2	0,00	0,00	60,16	0,46	0,34	0,00	0,00	4,86	0,00	0,00	34,18	0,00
3	0,00	0,00	49,69	1,49	0,99	0,00	0,00	2,55	0,00	0,00	45,12	0,00
4	0,00	0,00	47,80	1,25	0,40	0,00	0,00	2,38	0,00	0,00	48,01	0,00
5	0,00	0,00	48,20	0,70	0,40	0,00	0,00	3,22	0,00	0,00	47,32	0,00
6	0,00	0,00	48,42	0,84	0,00	0,00	0,00	4,50	0,00	0,00	46,24	0,00
7	0,00	0,00	54,84	1,46	0,00	0,00	0,00	1,84	0,00	0,00	41,86	0,00
8	0,00	0,00	46,24	1,08	0,42	0,00	0,00	6,00	0,00	0,00	46,14	0,00
9	0,00	0,00	53,09	0,56	0,37	0,00	0,00	2,20	0,00	0,00	43,65	0,00
10	0,00	0,00	48,40	0,99	0,37	0,00	0,00	4,18	0,00	0,00	45,95	0,00
11	0,00	0,00	47,12	0,88	0,00	0,00	0,00	2,75	0,00	0,00	49,15	0,00
12	0,00	0,00	54,20	1,12	0,39	0,00	0,00	2,28	0,00	0,00	41,88	0,00
13	0,00	0,00	53,29	1,20	0,00	0,00	0,00	1,86	0,00	0,00	43,11	0,54
14	0,00	0,00	63,71	0,53	0,00	0,00	0,00	1,61	0,00	0,00	33,52	0,54
15	0,00	0,00	48,33	1,43	0,00	0,00	0,00	3,53	0,00	0,00	46,71	0,00
16	0,00	0,00	45,88	1,09	0,35	0,00	0,00	5,91	0,00	0,00	46,68	0,00

As maiores variações na composição das concreções se dão nos valores de Al, em consequência dos diferentes estágios de alteração (Quadro 29). Quanto mais preservadas, mais alto é o Fe e menor o Al. A variação de Si e Ti não é muito significativa, devido a natureza da distribuição desses elementos nas petroplintitas. Outro fato que contribui para a hipótese de que a mudança das concreções para a matriz do solo se daria de maneira isovolumétrica, no caso do horizonte Bwc, são os valores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> não muito diferente em ambos (Quadro 28 e 29). O comportamento do P nesse solo é de baixa mobilidade, ou seja, o P não sairia fácil do perfil/horizonte, já que sua ligação com os óxidos de Fe e Al é de grande estabilidade. Nesse caso, grande parte do P seria liberado com a dissolução dos óxidos de Fe e fixado pelos novos óxidos de alumínio neoformados.

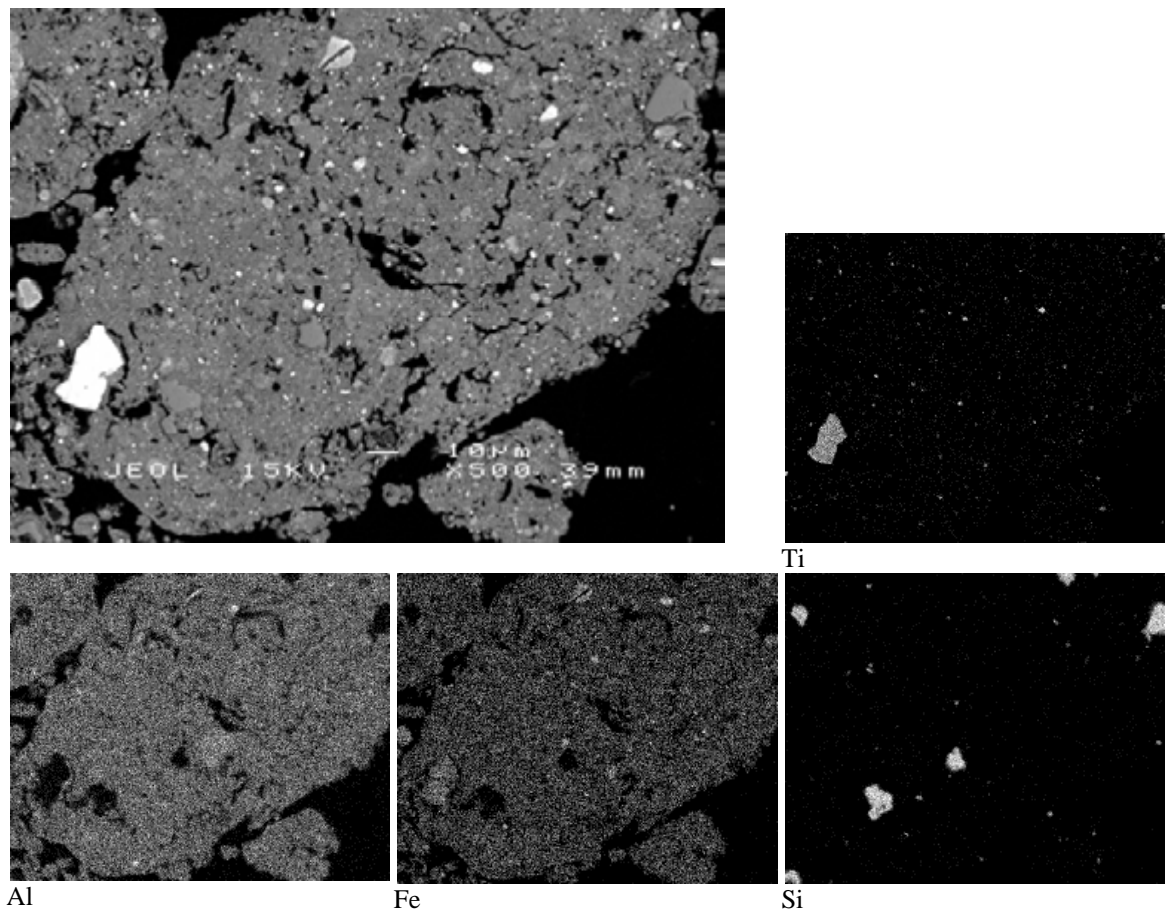
**Quadro 29. Composição das concreções de um horizonte Bwc de solo coletado em dolina na Serra Sul**

Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
1	0,00	0,00	4,05	0,35	0,28	0,00	0,00	10,31	0,00	0,00	85,00	0,00
2	0,31	0,00	7,33	0,53	0,26	0,00	0,00	0,95	0,00	0,00	90,63	0,00
3	0,00	0,00	15,07	2,79	0,28	0,00	0,00	1,20	0,34	0,00	80,31	0,00
4	0,49	0,00	21,48	4,82	0,23	0,00	0,00	1,18	0,23	0,00	71,58	0,00
5	0,00	0,00	15,03	0,73	0,00	0,00	0,00	1,58	0,29	0,00	82,37	0,00
6	0,00	0,00	23,12	0,47	0,69	0,00	0,00	0,97	0,00	0,00	74,75	0,00
7	0,00	0,00	14,30	0,24	0,34	0,00	0,00	2,01	0,31	0,00	82,40	0,40
8	0,32	0,00	15,09	0,34	0,23	0,00	0,18	2,17	0,23	0,00	81,44	0,00
9	0,42	0,00	8,21	0,56	0,00	0,00	0,00	3,07	0,31	0,00	87,44	0,00
10	0,42	0,26	3,80	0,55	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	94,61	0,00
11	0,00	0,36	8,43	0,44	0,00	0,00	0,00	1,16	0,00	0,00	89,61	0,00
12	0,00	0,00	3,90	0,35	0,40	0,00	0,00	0,57	0,00	0,00	94,78	0,00
13	0,00	0,00	9,67	1,37	0,20	0,00	0,00	1,50	0,32	0,00	86,95	0,00
14	0,00	0,00	3,62	0,00	0,23	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	95,45	0,00
15	0,00	0,00	3,27	0,41	0,20	0,00	0,00	0,93	0,00	0,00	95,20	0,00
16	0,55	0,00	5,41	0,42	0,00	0,12	0,00	2,22	0,00	0,00	91,28	0,00

A Figura 69 apresenta em detalhe a matriz de Bwc. Seu plasma é composto por Fe e Al, com maior participação do Al e o esqueleto é formado por quartzo e minerais de Ti (ilmenita). Não há mais nenhum resquício de concreções formadas unicamente por Fe, e todos os remanescentes apresentam grande conteúdo de Al. A forma e a distribuição de parte do esqueleto desse pequeno ped parece herdada da concreção que o originou.

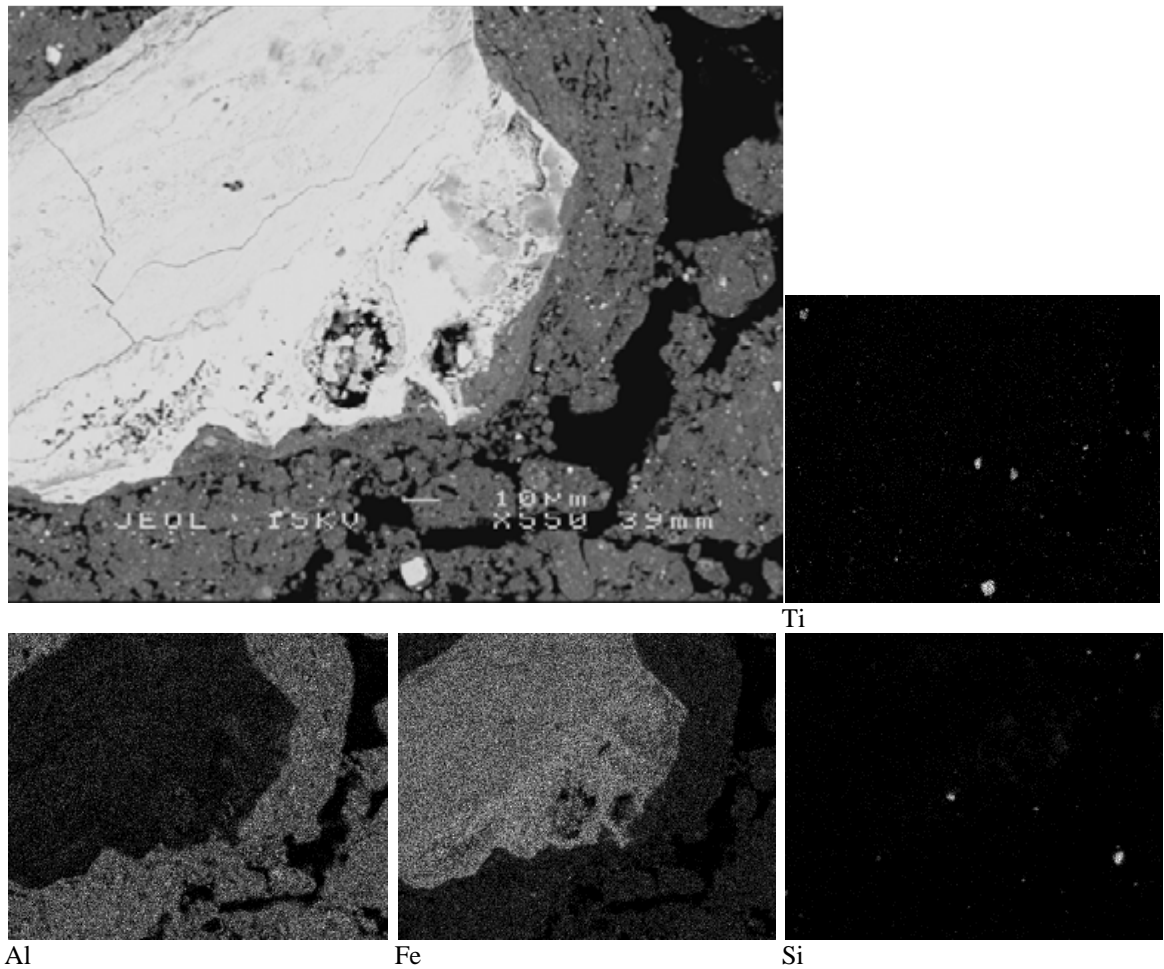
Os pequenos grãos de quartzo apresentam feições de dissolução e, provavelmente sejam provenientes do jaspilito.

Algumas pequenas concreções remanescentes continuam em meio a matriz, mesmo em horizontes muito pedogeneizados (Bwc). Na Figura 70 é possível notar a perda de densidade da concreção do centro em direção as bordas e a matriz no sentido inverso. As concentrações de Si e Ti são maiores na matriz.



**Figura 69.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc, Serra Sul.

A concreção (Figura 70) vai se desestabilizando em fragmentos menores e torna-se mais rica em Al. Na proximidade dessa, a matriz aparece em zonas mais densa, com poucos poros e à medida que se afasta aumenta o número de poros e ela se torna menos coalescida. Os grãos de quartzo são de tamanho muito pequeno e apresentam sinais de dissolução. A estrutura microgranular do solo parece herdada das concreções e, quando se subdividem conservam a forma arredondada, provavelmente pela formação progressiva dessas, ou seja, a matriz é formada de maneira lenta, onde a concreção vai se solubilizando aos poucos, das bordas para o centro, em forma anelar. Se a matriz na forma de ped se fragmenta antes da total alteração da concreção, a tendência é de se formarem pequenas estruturas de morfologia arredondadas, já que o crescimento da matriz se dá de forma anelar.



**Figura 70.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc, Serra Sul.

A matriz de Bwc representa o estágio mais avançado de pedogênese, em que o plasma torna-se mais rico em Al do que Fe e extremamente pobre em Si. Solos como P12C representam um estágio intermediário de pedogênese, com equilíbrio entre as concentrações de Fe e Al no plasma, e valores baixos de Si, mas maiores em relação à Bwc. P14C seria o solo com menor pedogênese, com seu plasma muito rico em Fe, pobre em Al e Si.

### **Relações Zr/Ti e Th/Zr**

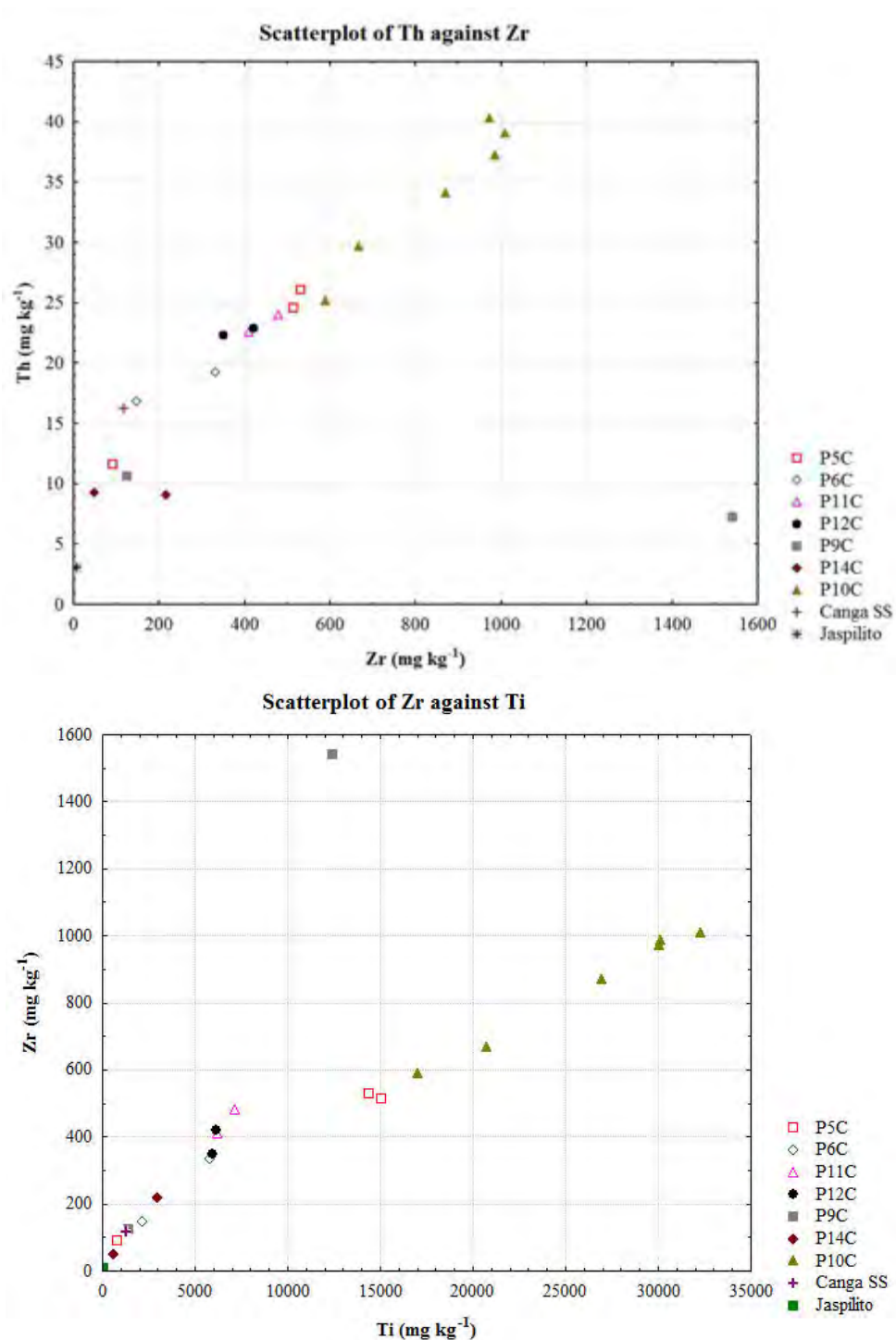
Alguns elementos são de grande estabilidade e permanecem, com pouca alteração de sua relação a seus teores nas rochas, saprolitos e solos. Entre os elementos que se destacam em relação a grande estabilidade sob diferentes condições estão o Zr, presente no mineral zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ), o Ti, principalmente associado ao rutilo e anatásio ( $\text{TiO}_2$ ) e ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ). O Th é outro elemento com grande persistência em ambientes. Devido a essas características os elementos Zr, Th e Ti têm sido utilizados como indicadores da quantidade de material de origem que foi intemperizado para produzir determinado volume de solo (Maurin et al., 2005; Moreira & Oliveira, 2008),

bem como para indicar o grau de pedogênese e relação parental dos solos (Mathieu et al., 1995; Marques et al., 2004).

As relações Th/Zr e Zr/Ti servem ao propósito de verificar se os solos dos platôs ferríferos evoluíram a partir de materiais autóctones (canga) ou se sofreram a influência de outras litologias. Caso tenham a participação de materiais alóctones, essas relações são alteradas, do contrário a relação permanece aproximadamente constante.

A figura 71 apresenta as relações Th/Zr e Zr/Ti plotadas de diferentes solos e concreções, além do jaspilito, com resultados bem semelhantes. A inclinação que orienta a distribuição dos pontos no gráfico, representa de maneira crescente a proporção de cada elemento, ou seja, os pontos que representam os diferentes perfis/horizontes, jaspilito e concreções, estão alinhados por apresentarem relações semelhantes e os valores ascendentes se dão no sentido dos materiais menos intemperizados (jaspilito) aos mais alterados (P10C).

Em ambos os gráficos um único conjunto de pontos é agrupado ao longo de uma inclinação, e apenas um ponto (P9C) fica fora do agrupamento. Para os pontos agrupados em semelhante inclinação, fica a evidência de serem solos formados pelo mesmo material de origem. As próprias concreções plotadas junto com os solos apresentaram inclinação (relação) semelhante, o que indicam que os solos e as concreções possuem um único material de origem comum. Pela ordem do alinhamento dos gráficos, nota-se que a principal fonte primária é o jaspilito, e pela sequência de pedogênese, as concreções deram origem aos solos (plasma) e estes por sua vez apresentam graus distintos de evolução. P14C seria o solo mais jovem, seguido por P6C, que são os perfis de composição mais próxima ao material originário; P12C, P11C e P5C, pela ordem, formariam os solos com grau de alteração intermediário em relação ao material de origem; e P10C é o solo com maior grau de alteração, muito distinto de seu material de origem, jaspilito/canga.



**Figura 71.** Relações Th/Zr e Zr/Ti dos solos, concreções e jaspilitos dos platôs de canga na Serra dos Carajás

O perfil P9C em ambos os gráficos, apresentou relação muito diferente dos demais solos, evidenciando que este perfil recebeu materiais alóctones. As petroplintitas de P9C têm a mesma assinatura química que as dos demais solos. O que contribuiu para a diferenciação na pedogênese de P9C foram os materiais detríticos da Formação Águas Claras aportados e depositados por ação eólica. Corroborando para isso, as análises microquímicas, que evidenciaram a contribuição de quartzo e muscovita provenientes dos arenitos adjacentes. Em fases mais áridas a menor cobertura vegetal possibilitaram o transporte eólico de partículas maiores.

## CONCLUSÕES

- Os solos dos platôs da Formação Carajás são policíclicos; houve fases de enriquecimento em Fe e Al (quantidades muito menores para o Al) no nível superior dos platôs, formando um horizonte F com concentrações de ferro muito superiores aos do próprio saprolito (minério). Este horizonte F, cujo clímax de formação ocorreu em período mais seco, foi desestabilizado e degradado com a instalação de climas úmidos, e pedobioturbação.
- A presença contínua e sistemática de um espesso horizonte litoplíntico nos platôs causou, inicialmente na instalação do clima mais úmido de maneira muito mais efetiva, e numa fase mais madura (couraça de canga parcialmente fragmentada) como a atual em menor intensidade, o impedimento da drenagem (percolação vertical) pelo horizonte F. A presença de uma zona de restrição de drenagem cria um ambiente saturado em água e conseqüente rebaixamento da condição redox, ocasionando a redução do ferro, ou seja a desestabilização das cangas e formação de horizonte petroplíntico e de plasma goethítico com presença de gibbsita. A instalação novamente de um clima seco, redistribuiu o material pedológico juntamente com cangas não alteradas (constituídas maciçamente por hematita e magnetitas). No quadro atual, isso explicaria a diferença de composição química entre o plasma do solo e as concreções.
- A formação do horizonte F, material de origem dos solos estudados, teve como principal fonte os jaspilitos, mas foi influenciado por contribuições menores dos basaltos, corroborado atualmente em sua assinatura geoquímica, especialmente para os elementos mais estáveis (Ti, Zr e Th).
- Os solos dos Platôs da Formação Carajás evoluíram basicamente a partir de materiais autóctones, exceto P9C, que recebeu contribuições alóctones da Formação Águas Claras.
- As atuais taxas de precipitações regionais estão acima da situação de equilíbrio para a estabilidade das cangas ferríferas. Assim, há um processo corrente e cumulativo de dissolução/alteração com migração de Fe do sistema, e concentração de Al.

- Elementos mais estáveis no atual pedoclima, a exemplo do Al e Ti, tendem a dominar a composição do plasma dos solos, especialmente nas posições mais estáveis da paisagem.

**Anexo A- Matriz de correlação entre elementos totais da fração argila dos solos coletados na Formação Carajás**

BIF Clay	Al	Fe	Si	K	Ti	Ca	Mg	Na	P	S	Mn	As	Ba	Be	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Gd	Ge	Hf	La	Mo	Nd	Ni	Pb	Rb	Sc	Th	V	Y	Zn	Zr			
Al	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Fe	-0,86	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Si	0,56	-0,90	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
K	*	-0,54	0,75	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ti	*	*	0,56	0,60	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ca	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Mg	*	*	*	*	*	0,94	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Na	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
P	*	*	*	*	*	0,89	0,89	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
S	*	*	*	*	*	0,91	0,95	*	0,95	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Mn	-0,73	0,84	-0,78	*	*	*	0,60	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
As	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ba	*	-0,61	0,83	0,95	0,63	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Be	0,75	-0,87	0,74	*	*	*	*	*	*	*	-0,80	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ce	*	*	*	0,59	*	0,72	0,79	*	0,80	0,83	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Co	0,65	-0,92	0,95	0,69	0,56	*	*	*	*	*	-0,85	*	0,72	0,86	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Cr	0,73	-0,87	0,75	0,52	*	*	*	*	*	*	-0,82	*	0,52	0,93	*	0,87	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Cu	0,62	-0,65	*	*	*	*	*	*	0,56	*	*	*	*	0,86	*	0,58	0,82	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ga	0,82	-0,79	0,60	*	*	*	*	*	*	*	-0,85	*	*	0,67	*	0,72	0,76	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Gd	0,63	-0,83	0,83	0,54	0,57	*	*	*	*	*	-0,75	*	0,58	0,74	*	0,90	0,77	*	0,72	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ge	0,65	-0,84	0,79	*	*	*	*	*	*	*	-0,75	0,68	0,53	0,81	*	0,91	0,84	0,62	0,67	0,84	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Hf	0,58	-0,77	0,70	0,61	0,73	*	*	*	*	*	-0,78	*	0,62	0,74	*	0,82	0,89	0,55	0,84	0,79	0,74	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
La	*	-0,77	0,91	0,86	0,73	*	*	*	*	*	-0,66	*	0,93	0,62	*	0,87	0,75	*	0,56	0,78	0,74	0,81	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Mo	*	*	*	*	*	0,53	0,55	*	0,69	0,61	*	*	*	*	0,67	0,23	*	0,67	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Nd	*	-0,83	0,94	0,70	0,67	*	*	*	*	*	-0,79	*	0,81	0,67	*	0,90	0,76	*	0,68	0,82	0,74	0,79	0,92	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Ni	*	-0,78	0,88	0,68	0,73	*	*	*	*	*	-0,73	*	0,75	0,63	*	0,88	0,69	*	0,66	0,88	0,75	0,77	0,85	*	0,92	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Pb	-0,75	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	-0,59	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Rb	*	-0,74	0,87	0,76	0,67	*	*	*	*	*	-0,69	*	0,81	0,57	*	0,85	0,58	*	0,62	0,78	0,65	0,70	0,82	*	0,82	0,91	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Sc	0,91	-0,82	0,56	*	*	*	*	*	*	*	-0,66	*	*	0,73	*	0,62	0,73	0,61	0,72	0,63	0,59	0,58	*	*	0,56	*	-0,62	*	*	*	*	*	*	*	*		
Th	0,83	-0,75	*	*	*	*	*	*	*	*	-0,85	*	*	0,77	*	0,68	0,83	0,62	0,91	0,67	0,73	0,78	*	*	0,55	*	*	*	0,75	*	*	*	*	*	*		
V	0,71	-0,74	0,60	*	0,53	*	*	*	*	*	-0,73	0,58	*	0,64	*	0,65	0,66	*	0,83	0,61	0,57	0,72	0,56	*	0,65	0,72	*	0,68	0,62	0,71	*	*	*	*			
Y	0,71	-0,74	0,60	*	0,53	*	*	*	*	*	-0,73	0,58	*	0,64	*	0,65	0,66	*	0,83	0,61	0,57	0,72	0,56	*	0,65	0,72	*	0,68	0,62	0,71	1,00	*	*	*			
Zn	*	*	*	*	*	0,83	0,89	*	0,66	0,75	0,58	*	*	*	0,75	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Zr	0,54	-0,72	0,67	0,55	0,81	*	*	*	*	*	-0,78	*	0,56	0,72	*	0,79	0,86	*	0,81	0,80	0,73	0,98	0,78	*	0,77	0,76	*	0,66	0,56	0,79	0,70	0,70	*	*			

**Anexo B- Matriz de correlação entre elementos totais da TFSA dos solos coletados na Formação Carajás**

BIF Soil	Al	Fe	Si	K	Ti	Ca	Mg	Na	P	S	Mn	Ba	Be	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Gd	Ge	Hf	La	Mo	Nd	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr		
Al	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Fe	-0,78	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Si	0,53	-0,94	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
K	0,75	-0,89	0,80	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ti	0,73	-0,87	0,78	0,92	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ca	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Mg	-0,71	0,99	-0,97	-0,83	-0,83	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Na	-0,61	0,85	-0,83	-0,73	-0,80	*	0,88	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
P	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
S	*	*	*	*	*	*	*	*	0,82	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Mn	*	0,78	-0,83	-0,80	-0,80	*	0,77	0,69	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ba	0,73	-0,80	0,69	0,93	0,92	*	-0,74	-0,67	*	*	-0,70	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Be	0,76	-0,88	0,79	0,78	0,79	*	-0,86	-0,77	*	*	-0,78	0,64	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ce	0,77	-0,80	0,66	0,91	0,94	*	-0,73	-0,69	*	*	-0,68	0,98	0,69	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Co	0,78	-0,91	0,81	0,90	0,89	*	-0,86	-0,79	*	*	-0,80	0,82	0,94	0,84	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Cr	0,78	*	*	0,57	0,66	*	*	*	*	*	*	0,60	0,58	0,70	0,58	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Cu	0,83	-0,88	0,75	0,73	0,67	*	-0,85	-0,68	*	*	-0,62	0,58	0,92	0,61	0,82	0,56	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ga	0,75	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,52	*	0,59	*	0,90	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Gd	0,69	-0,81	0,73	0,88	0,92	*	-0,78	-0,86	*	*	-0,70	0,82	0,76	0,84	0,85	0,61	0,65	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ge	0,70	-0,93	0,89	0,95	0,93	*	-0,90	-0,79	*	*	-0,81	0,89	0,79	0,88	0,90	*	0,72	*	0,86	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Hf	*	-0,65	0,75	0,59	0,65	*	-0,68	-0,68	*	*	-0,52	0,57	*	0,55	*	*	*	0,66	0,71	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
La	0,75	-0,83	0,71	0,94	0,94	*	-0,76	-0,70	*	*	-0,72	0,99	0,69	0,99	0,86	0,62	0,61	0,52	0,85	0,91	0,58	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Mo	0,59	-0,71	0,64	0,60	0,57	*	-0,70	*	*	*	-0,63	0,54	0,70	0,55	0,67	*	0,69	*	*	0,56	*	0,56	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Nd	0,71	-0,71	0,58	0,87	0,92	*	-0,64	-0,63	*	*	-0,68	0,95	0,66	0,98	0,82	0,74	0,54	0,62	0,82	0,81	*	0,96	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ni	0,83	-0,66	*	0,77	0,77	*	-0,59	-0,57	*	*	*	0,79	0,58	0,84	0,72	0,76	0,55	0,75	0,79	0,70	*	0,81	*	0,82	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Pb	-0,55	0,56	*	*	*	*	0,61	*	*	*	*	*	*	*	*	*	-0,62	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Rb	0,69	-0,73	0,62	0,91	0,85	*	-0,67	-0,57	*	*	-0,62	0,95	0,53	0,90	0,71	0,55	0,54	0,52	0,79	0,86	0,54	0,93	*	0,86	0,76	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Sc	0,94	-0,67	*	0,60	0,61	*	-0,61	-0,56	*	*	*	0,61	0,65	0,67	0,67	0,76	0,73	0,74	0,62	0,58	*	0,63	*	0,62	0,81	-0,53	0,57	*	*	*	*	*	*	*		
Sr	0,61	-0,75	0,68	0,90	0,86	*	-0,71	-0,61	*	*	-0,69	0,94	0,55	0,92	0,73	0,56	*	0,75	0,84	0,64	0,93	*	0,90	0,72	*	0,90	*	*	*	*	*	*	*	*		
Th	0,90	-0,69	*	0,78	0,83	*	-0,62	-0,58	*	*	*	0,79	0,75	0,86	0,79	0,92	0,71	0,85	0,75	0,69	*	0,82	0,58	0,86	0,84	*	0,73	0,81	0,70	*	*	*	*	*		
V	0,76	*	*	0,68	0,62	*	*	*	*	*	*	0,67	0,55	0,70	0,62	0,85	0,55	0,80	0,65	*	*	0,67	0,54	0,73	0,81	*	0,62	0,70	0,66	0,84	*	*	*	*		
Y	0,76	*	*	0,68	0,62	*	*	*	*	*	*	0,67	0,55	0,70	0,62	0,85	0,55	0,80	0,65	*	*	0,67	0,54	0,73	0,81	*	0,62	0,70	0,66	0,84	1,00	*	*	*		
Zn	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,54	*	0,53	*	*	*	0,65	*	*	*	*	*	0,56	*	*	0,53	*	*	*	*	*	*	*	*	
Zr	*	-0,64	0,74	0,57	0,65	*	-0,68	-0,66	*	*	-0,54	0,55	*	0,53	*	*	*	0,63	0,70	0,99	0,57	*	*	*	*	*	*	0,62	*	*	*	*	*	*		

## CAPÍTULO 2

### PEDOGÊNESE EM PLATÔS DERIVADOS DE ROCHAS MÁFICAS NA SERRA DOS CARAJÁS

#### INTRODUÇÃO

Na região da Serra de Carajás, em meio às densas florestas de porte elevado, sobre solos muito intemperizados e profundos derivados de rochas máficas da Formação Parauapebas (Meireles et al., 1984; Resende & Barbosa, 1972), ocorrem áreas exíguas com formações vegetais abertas, sobre solos rasos com horizonte F próximo ou mesmo a superfície. A paisagem geral dominante é de extensos platôs, em altitudes médias de 650 m, com bordas escarpadas e pouco estáveis.

O minério de ferro e os jaspilitos da Formação Carajás estão em contato com as rochas máficas da Formação Parauapebas e mostram variadas intercalações entre as rochas vulcânicas máficas e a formação ferrífera bandada (Gibbs & Wirth, 1990). A Formação Parauapebas, datada em  $2.759 \pm 2$  Ma (Machado et al., 1988) é a unidade basal da Bacia Carajás (DOCEGEO, 1988), representada por rochas vulcânicas máficas verdes (greenstones) hidrotermalmente alteradas (Gibbs et al., 1986). Predominam basaltos, traquiandesitos e, em menor quantidade, riolitos e contribuições piroclásticas de natureza básica a intermediária (Meireles et al., 1984). Esses materiais vulcânicos máficos, por sua vez, repousam sobre um embasamento cristalino de composição gnáissica tonalítica a trondjemítica (rochas sódicas), datados em  $2.859 \pm 2$  Ma (Machado et al., 1988), que formam o Complexo Xingu (Silva et al., 1974). Resende & Barbosa (1972) descrevem a preservação de estruturas vulcânicas típicas, observadas na Formação Parauapebas, em galerias e testemunhos de sondagem em locais onde a deformação não é muito intensa.

A clorita, mineral de alteração hidrotermal, é responsável pela cor verde nos metabasaltos, que são rochas verde acinzentadas de textura média a fina, com intensa venulação, típica da Formação Parauapebas. Essas rochas apresentam intensidades variadas de alteração hidrotermal e composição formada por Ti-augita reliquiar, tremolita, clorita, plagioclásio, sericita, calcita, epidoto, leucoxênio, titanita, ilmenita e magnetita (Lindenmayer et al., 1995). Gibbs et al. (1986) classificaram as rochas vulcânicas da Serra Norte, como basaltos, andesitos basálticos e traquioandesitos que se mostram moderadamente potássicos. Meirelles & Dardenne (1991) classificaram basaltos sotopostos à formação ferrífera das jazidas de N4 e N8, na Serra Norte, como basaltos e andesitos basálticos enriquecidos em K, Ba e Rb, e pobres em Zr, Nb e Ti.

Segundo esses últimos autores, a mineralogia das rochas básicas é composta principalmente de clorita, augita, actinolita, plagioclásio sódico parcialmente alterado e minerais subordinados: quartzo, carbonato, titanita, leucóxênio, magnetita, epídoto e feldspato potássico. Zircão, ilmenita e turmalina compõe os principais minerais acessórios (Costa et al., 1997).

Gibbs et al. (1986) consideram as rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará como produtos de um vulcanismo continental a partir de material mantélico contaminado a nível crustal durante o processo de ascensão e diferenciação magmática. A formação Parauapebas é composta por uma sequência metavulcanomáfica-félsica (CPRM, 1991), com litotipos principais: metabasaltos e metadacitos, exibindo efeito de transformação mineralógica e recristalização metamórfica. Os metabasaltos são constituídos de plagioclásio-actinolita, diopsídio reliquiar, matriz microcristalina, quartzo subordinado, titanita e opacos; os metarriolitos e metadacitos com assembléia mineralógica representada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, matriz microcristalina e minerais ferromagnesianos alterados (CPRM, 1991).

Segundo Beisiegel *et al.* (1973), o Grupo Grão Pará é dividido em três unidades:

- Sequência Paleovulcânica Inferior – representada por rochas vulcânicas máficas, hidrotermalmente alteradas e com feições primárias preservadas, tais como amígdalas e textura intergranular. As estruturas primárias sugerem a ocorrência de vários derrames e contribuições piroclásticas, que formam um corpo estratiforme em contato concordante com a Formação Carajás acima. Na mina N4, a espessura é inferida em mais de 150 m.

- Formação Carajás – formada por formações ferríferas bandadas e seus produtos de alteração, ocorre na forma tabular entre as rochas máficas. Quando observados, quase todos os contatos estratigráficos são concordantes. A Formação Carajás tem espessura média de 200-250 m na serra Norte e acima de 300 m na serra Sul e é cortada por diques e soleiras de rochas máficas.

- Sequência Paleovulcânica Superior – formada por rochas vulcânicas básicas semelhantes àsquelas da Sequência Paleovulcânica Inferior, das quais se diferencia por intercalações lenticulares de formação ferrífera.

As rochas das unidades inferior e superior ocorrem na forma de diversos derrames, representando um evento vulcânico submarino (Hirata 1982). A Sequência Paleovulcânica Inferior é designada Formação Parauapebas (Meireles et al., 1984). Na porção basal da unidade, são descritas zonas subordinadas de rochas metassedimentares argilosas laminadas e rochas formadas por biotita e quartzo. As rochas vulcânicas

félsicas são descritas por Gibbs *et al.* (1986) como riolitos em derrames homogêneos, lapilli tufos e tufos cristalinos e vítreos. Calcula-se que as rochas vulcânicas félsicas constituem cerca de 10-15% dos afloramentos de rochas vulcânicas na Serra Norte. Os basaltos da unidade inferior apresentam topos brechados e escoriáceos com clorita, quartzo, pirita e outros minerais secundários preenchendo amígdalas (Gibbs e Wirth 1990). Análises químicas de rocha total, executadas por Lopes e Villas (1983), Gibbs *et al.* (1986), Meirelles (1986) e Teixeira (1994), levaram os autores a classificá-las como basaltos e andesitos basálticos, de afinidades toleítica e cálcio-alcalina, e traquiandesitos de afinidade shoshonítica.

Os extensos platôs da Formação Parauapebas são relictos da Superfície Sul Americana (King, 1956), expostos atualmente a um intenso processo de dissecação com recuo das bordas escapadas e entalhamento da drenagem. Geralmente estão sob a cota altimétrica de 650 m, decorrência de processos de soerguimento regional, e recobertos por densa floresta perenifólia em solos muito profundos e homogêneos. Pontualmente este quadro é interrompido por solos rasos e mal drenados, cuja vegetação assume padrão aberto. Em alguns desses platôs (N4 e N5) foram identificados depósitos bauxíticos (Costa et al., 1997) formados por SiO<sub>2</sub> (1,7 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (34,9 %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (25 %) e carbono de fonte orgânica (1,5 %). Quanto aos minerais desses depósitos, destacam-se a gibbsita, hematita, goethita e Al-goethita, em pequenas quantidades ocorrem caulinita e anatásio, além de quartzo, turmalina, ilmenita e zircão (Costa et al., 1997).

Praticamente inexistem estudos pedológicos mais aprofundados sobre os basaltos da Amazônia, particularmente os de Carajás. Diante desta lacuna, o objetivo desse Capítulo foi o de caracterizar os atributos químicos, físicos e mineralógicos dos solos encontrados em platôs da Formação Parauapebas, estabelecendo um modelo evolutivo para uma topossequência selecionada.

## **MATERIAIS E MÉTODOS**

### **Coleta e descrição de solos**

Dez perfis compondo uma topossequência, foram descritos e coletados: P15P, P17P, P16P, P1P, P2P, P3P, P4P, P5P, P6P e P7C (Figuras 1 e 2), conforme Santos et al. (2005) e classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). As cores dos horizontes foram determinadas por meio de comparação com a caderneta de cores de Munsell (2000). Na escolha dos perfis buscou-se contemplar as sequências pedológicas que ocorrem na Formação Parauapebas, cujo

gradiente vegetacional compreende desde campos gramíneos e/ou formações decíduas até florestas ombrófilas densas.

No platô basáltico em que foram amostrados os solos, não há entalhe fluvial em sua parte superior, sendo um dos mais extensos e amplos de toda a região da Serra dos Carajás (Figura 2). Compreende desde sistemas de má drenagem abertos a áreas de solos bem drenados, com declividade inferior a 3 %. Quanto a distribuição dos solos (Figura 1): as bordas, quando estáveis, são circundadas por Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico (P15P) e recobertas por floresta semidecídua aberta; o Latossolo Vermelho Ácrico típico (P17P) é o solo dominante da parte superior, ocupando grandes extensões de áreas planas e recoberto por floresta ombrófila densa; em transição para o LV e as áreas de surgência do lençol freático ocorre o Latossolo Vermelho-Amarelo Ácrico típico (P16P), que nos platôs mais amplos se inserem nas porções centrais, onde no passado houve restrições de drenagem; em sequência ao LVA, tem-se o Plintossolo Pétrico Concrecionário cambissólico (P1P), solo com forte influência da flutuação do lençol freático, mas sem ocorrência de surgência superficial; em transição para as áreas de solos rasos com surgência do lençol freático em superfície e recobertos por vegetação aberta decídua, ocorre o Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico (P2P), com cobertura de plantas lenhosas baixas tipo escrube; os próximos solos após o FFc, dividem-se em permanentemente encharcados com vegetação hidrófila/higrófila, representados por P3P e P7P; e solos sazonalmente encharcados, que são os perfis P4P e P5P recobertos com vegetação gramínea e gramínea arbustiva, respectivamente.

# Pedossequência em área de basalto

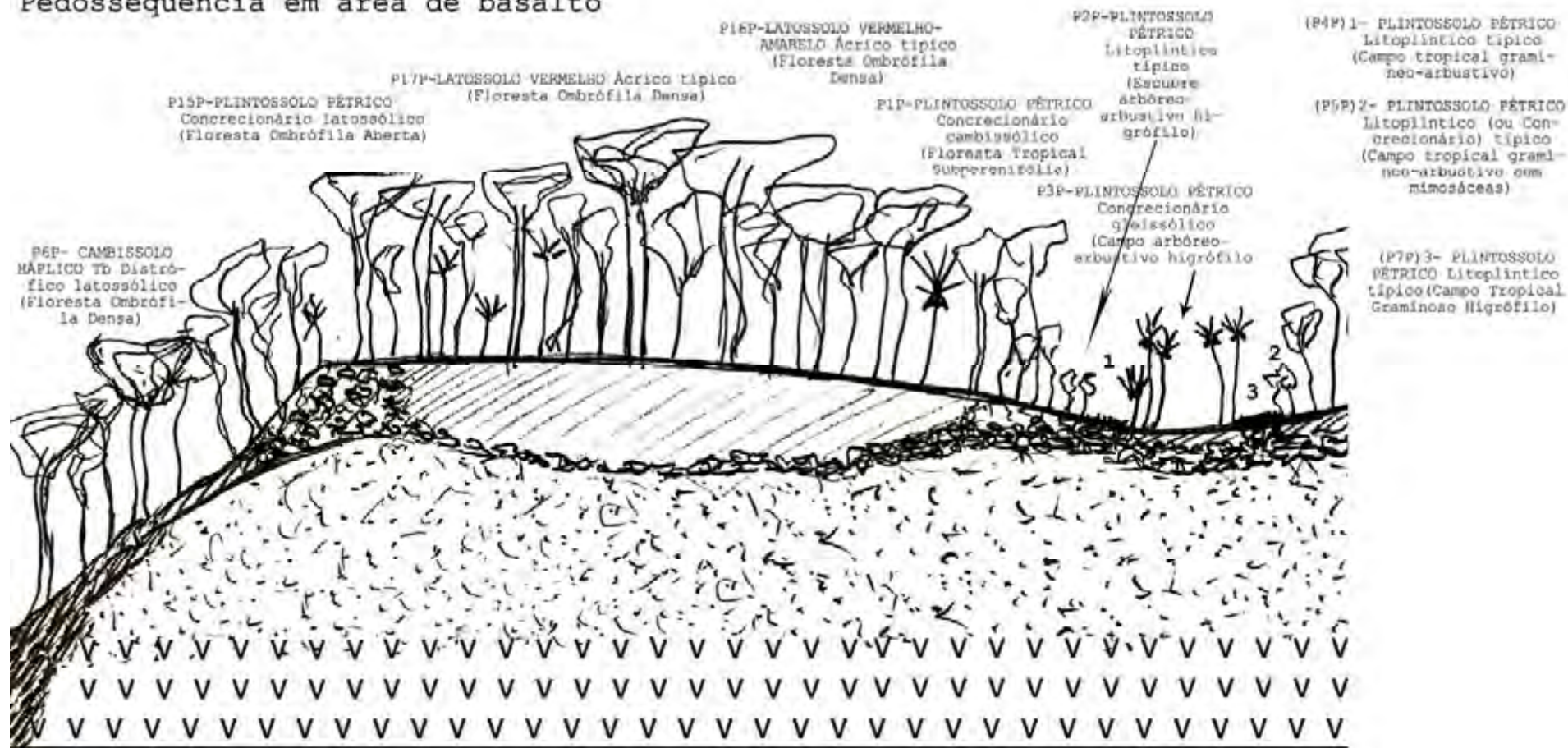


Figura 1- Corte esquemático da topossequência onde foram coletados os solos na Formação Parauapebas.

Todos os solos localizados no alto do platô estão em relevo plano. Os solos coletados nas bordas do platô (P15P e P6P) instalam-se em relevo montanhoso.



**Figura 2.** Imagem com a localização dos perfis estudados. Em destaque o aeroporto e a vila de Carajás.

### **Características gerais dos solos coletados**

A variação de solos nas áreas basálticas é elevada, ocorrendo Cambissolos, Latossolos, Plintossolos e Gleissolos (Quadro 1). Os Latossolos Vermelhos (P17P) dominam a parte superior dos platôs, sendo solos muito profundos, muito argilosos, intemperizados (aniônicos), bem drenados e não possuem atração magnética. Possuem CTC muito baixa e alta adsorção de P (Quadro 3). Este solo sustenta o padrão de floresta mais exuberante da Serra dos Carajás.

O espesso nível laterítico próximo à superfície ou mesmo aflorante em alguns platôs da Formação Parauapebas torna possível a ocorrência de solos rasos (P2P, P3P, P4P, P5P e P7P), que embora provenham de basaltos, não apresentam atração magnética, são oxidícos, aniônicos, dessaturados, com grande capacidade de adsorção de P e favoráveis ao acúmulo de MO (Quadro 3) com formação de horizonte O ou H. Esses solos são menos argilosos (Quadro 2) que os solos das áreas de floresta ombrófila, e a fração areia é composta por concreções de óxidos de Fe e Al, e quartzo em pequenas quantidades (Quadro 6). As raízes não ultrapassam o horizonte litoplúntico, impedindo gradualmente a presença de indivíduos de porte arbóreo e mesmo arbustivo. A paisagem plana, aliada ao horizonte litoplúntico, favorece um pedoclima que oscila entre o excesso

de água nos períodos de precipitação, e a deficiência extrema nos meses de estiagem. Nessas áreas ocorre um padrão muito contrastante de vegetação, que varia de matas decíduas baixas a áreas totalmente abertas de porte herbáceo.

### **Análises físicas, químicas e mineralógicas**

As amostras de solo coletadas dos horizontes foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de 2 mm de abertura de malha para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA), que foi submetida a análises de acordo com os métodos descritos por EMBRAPA (1997). A análise textural foi realizada pelo método da pipeta, porém, com utilização de agitação lenta de 50 rpm por 16 horas (Ruiz, 2005a) e determinação do silte por pipetagem (Ruiz, 2005b). A argila dispersa em água foi determinada seguindo metodologia descrita para análise granulométrica, com agitação rápida (12000 rpm por 15 minutos) e suprimindo-se o uso do dispersante químico. O pH foi determinado em água e em solução de KCl 1 mol L<sup>-1</sup> em suspensão solo/solução na proporção 1:2,5. Os cátions trocáveis foram extraídos por KCl 1 mol L<sup>-1</sup> e quantificados por espectrometria de absorção atômica (Ca<sup>2+</sup> e Mg<sup>2+</sup>) e por titulometria com NaOH (Al<sup>3+</sup>). O Na<sup>+</sup>, extraído com solução de acetato de amônio 1,0 mol L<sup>-1</sup> a pH 7,0 foi quantificado por fotometria de chama. A acidez potencial (H<sup>+</sup> + Al<sup>3+</sup>) foi extraída por acetato de cálcio 0,5 mol L<sup>-1</sup> a pH 7,0 e quantificada por titulometria com NaOH. P disponível e K<sup>+</sup> trocável foram extraídos pelo Mehlich-1, sendo P quantificado pelo método do ácido ascórbico, como descrito por Kuo (1996), e K<sup>+</sup> determinado por fotometria de chama. Os micronutrientes Cu<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> e Mn<sup>2+</sup> disponíveis foram extraídos pelo extrator Mehlich-1 e determinados por absorção atômica. O teor de matéria orgânica (MO) foi estimado após a determinação do C orgânico pelo método Walkley Black, sem aquecimento.

Para determinar os teores e a composição química dos óxidos de Fe de baixa e alta cristalinidade da fração argila, foram utilizados o método do oxalato ácido de amônio 0,2 mol L<sup>-1</sup>, pH 3,0 (OAA) (McKeague, 1978) e o do ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) (Mehra & Jackson, 1960), respectivamente, conforme detalhes apresentados por Melo et al. (2001). Após as extrações os teores de Fe e Al foram determinados em ICP-MS.

A fração argila, concreções e TFSA, foram macerados em almofariz de ágata e montadas em placa de Koch (amostra em pó) foram identificados por difratometria de raios-X com radiação CuK $\alpha$  em um difratômetro Philips PW3020. A velocidade de leitura foi de 1°20'/min, amplitude de 3 a 70 ° 2 $\theta$ , e operado a 20 mA e 50 kV.

A TFSA e concreções também foram analisados por difratometria de raios-X emitidos por acelerador de partículas tipo síncrotron (*10-BM-1 Powder Diffraction beamline, Australian Shyncrotron*). As amostras de solo e concreções trituradas em grau de ágata, foram montadas em capilares de vidro e analisadas a uma variação angular de 4 a 60° 2 $\theta$ . O comprimento de onda foi calibrado em ~ 1.0 Å para fornecer adequada dispersão/resolução e picos bem definidos, para a identificação de minerais presentes em pequenas quantidades.

As TFSA, argilas, rocha, concreções e saprolito foram finamente pulverizados em grau de ágata, e a composição química total deles foi obtida pela combinação de análises por fluorescência de raio-X (FRX) e ICP. Para a análise por FRX as amostras foram misturadas com metaborato de lítio, fundidas a 1050 °C, montadas em formatos de disco e analisadas utilizando-se o equipamento Philips PW 1480 XRF espectrometer, sendo utilizados os resultados de Si, Al, Fe, K, Ca, Mg, Na, Ti, Mn e S (elementos maiores) para interpretação nos resultados e discussões. Os elementos menores: Ba, Ce, Gd, Hf, La, Mo, Nd, Ge, Cr, V, P, Y, Zn, Rb, Sc, Ni, Sr, Cu, Ga, Pb, Co, As, Be, Zr, Th, e Cd foram determinados por leitura em ICP-MS, com os devidos cuidados para maior acurácia e precisão (Lynch, 1999), para isso as amostras foram fundidas com metaborato de lítio em cadinhos de platina a 1050 °C e dissolvidas em HNO<sub>3</sub>. Os resultados foram interpretados, com as variáveis químicas previamente padronizadas e normalizadas, em análises estatísticas usando-se o programa Statistica, versão 7.0, (StatSoft Inc., 2003).

### **Microanálises em seções finas de solo**

Amostras de solo indeformadas foram coletadas, secas ao ar e impregnadas com resina, cortadas e feitas seções delgadas (lâminas de micromorfologia) de dimensão 2,5 por 4 cm, polidas sucessivamente em disco de nylon com pasta diamantada, a partir de 60  $\mu$ m, 6  $\mu$ m, 3  $\mu$ m e 1  $\mu$ m, com posterior lavagem ultrassônica para remoção de resíduo do polimento.

As lâminas foram recobertas com uma fina película de grafite, para formar uma superfície condutora, sendo feitas microanálises (mapas químicos e análise pontual quantitativa) em microscópio eletrônico de varredura (MEV), com detector de retroespalhamento acoplado ao espectrômetro de dispersão de raios-X (PCXA-EDS).

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### Característica morfológicas

Os solos podem ser divididos em dois grupos quanto as característica morfológicas (Quadro 1): 1) os de boa drenagem (P15P, P17P, P16P e P6P); e 2) e com restrição de drenagem (P1P, P2P, P3P, P4P, P5P e P7P). No primeiro grupo, eles apresentam cores vermelho escuras, a exceção de P16P com cores vermelho amarelas e nos horizontes superficiais, cores mais brunadas por influência da matéria orgânica. A estrutura, em blocos e granular, é bem desenvolvida em todos esses solos, a consistência úmida é muito friável a friável e quando molhados são plásticos e ligeiramente pegajosos a pegajosos. Os perfis P15P, P16P e P17P são solos profundos, bem drenados a acentuadamente drenados (Quadro 1), P6P é um pouco mais raso que os demais, e o único a apresentar remanescentes do saprolito de rocha máfica.

No segundo grupo os solos possuem cores que vão de bruno amarelado (P1P, P2P e P7P) a cores mais gleizadas (P3P) quando prevalece a influência mineral, e nos solos mais ricos em material orgânico (P4P e P5P) as cores são mais escuras, pretas (Quadro 1). Apesar do hidromorfismo, boa parte dos solos apresentam estrutura moderadamente desenvolvida (P1P, P2P, P4P e P5P), e somente nas áreas em que a saturação por água é permanente, caso de P3P e P7P, a estrutura é maciça. A consistência quando úmido é geralmente muito friável para maior parte dos solos, e quando molhado, apresenta-se ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso, consequência dos altos teores de óxidos, principalmente gibbsita (Quadro 6).

**Quadro 1. Características morfológicas**

Hor./Prof. (cm)	Situação (1)	Declive (2) e Altitude	Drenagem	Cor Úmida (Munsell)	Estrutura (4)	Consistência	
						Úmido (5)	Molhado (6)
<b>P15P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>							
Ac (0-12)				2,5YR 4/4	M, P,G e F, MP, BS	MF	PI/LPe
BAc (12-36)	Borda de	70 %	Acentua- damente drenado	2,5YR 3/6	M, MP, G e F, MP, BS	MF	PI/LPe
Bwc1 (36-86)	platô	662 m		10R 3/6	F, MP, G e F, MP, BS	MF	PI/LPe
Bwc2 (86-106 <sup>+</sup> )				10R 3/4	F, MP, G e F, P, BS	MF	PI/LPe
<b>P17P_ Latossolo Vermelho Ácrico típico</b>							
A (0-16)				2,5YR 3/6	M, MP, G e M, P, BS	F	PI/Pe
BA (16-39)	Alto de	2 %	Bem drenado	2,5YR 3/6	M, MP, G e M, PM, BS	Fr	PI/Pe
Bw1 (39-72)	platô	657 m		10R 4/6	M, MP, G e F, PG, BS	F	PI/Pe
Bw2 (72-103 <sup>+</sup> )				10R 4/6	M, MP, G e F, PM, BS	F	PI/Pe
<b>P16P_ Latossolo Vermelho-Amarelo Ácrico típico</b>							
A (0-10)				7,5YR 5/8	M, MPP, G e F, P, BS	MF	PI/LPe
AB (10-20)				7,5YR 5/8	M, PM, BS e F, MP, G	F	PI/LPe
BA (20-37)	Alto de	0 %	Bem drenado	5YR 5/8	M, MPP, G e F, PM, BS	F	PI/Pe
Bw1 (37-76)	platô	641 m		5YR 5/6	M, MPP, G e F, PG, BS	F	PI/Pe
Bw2 (76-115)				5YR 5/8	M, MPP, G e F, PG, BS	F	PI/Pe
Bw3 (115-138 <sup>+</sup> )				5YR 5/8	M, MPP, G e F, PG, BS	Fr	PI/Pe
<b>P1P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário cambissólico</b>							
O (0-7)				7,5 YR 2,5/2	Maciça	S	LPI/LPe
AO (7-15)				7,5YR 3/3	M, MPP, G	MF	LPI/LPe
A (15-31)			Imperfeita- mente drenado	10YR 3/6	M, MPP, G	MF	LPI/LPe
BA (31-42)	Alto de	1 %		7,5YR 5/6	M, PM, BS e M, MP, G	MF	LPI/LPe
Bc1 (42-55)	platô	668 m		10YR 5/6	M, MP, G e F, PM, BS	MF	LPI/LPe
Bc2 (55-64)				10YR 5/8	M, MP, G e F, PG, BS	F	LPI/LPe
F/Bc (64-86 <sup>+</sup> )				7,5YR 4/6 (60%) e 5YR 4/6 (40%)			
<b>P2P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>							
H (0-9)				10YR 3/2	M, P, G	MF	LPI/LPe
BA (9-11)	Alto de	1 %	Mal drenado	10YR 4/6	F, M, BS	MF	LPI/LPe
Bi (11-38)	platô	667 m		10YR 5/6	F, MG, BS	F	LPI/LPe
F (38 <sup>+</sup> )							
<b>P3P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário gleissólico</b>							
Hc (16-32)	Depressão lacustre em alto de platô	1 % 664 m	Muito mal drenado	10YR 3/2	Maciça	MF	LPL/LPe
<b>P4P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>							
O (0-7)	Alto de	1 %	Mal drenado	10YR 3/1	M, MP, G	MF	LPI/LPe
F (7 <sup>+</sup> )	platô	665 m					
<b>P5P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>							
AOc (0-28)				10YR 2/1	M, MP, G e F, P, Gr	MF	LPI/LPe
AOc2 (28-38)	Alto de	1 %	Mal drenado	7,5YR 2,5/1	M, MP, G	MF	LPI/LPe
F (38 <sup>+</sup> )	platô	665 m					
<b>P6P_ Cambissolo Háptico Tb Distrófico latossólico</b>							
A (0-12)	Borda de			2,5YR 4/6	M, PM, BS e F, MP, G	F	PI/Pe
BA (12-31)	platô			2,5YR 4/8	M, PM, BS e F, MPP, G	F	PI/Pe
Bi1 (31-71)	Terço	70 %	Bem drenado	2,5YR 4/6	M, PM, BS e M, P, G	F	PI/Pe
Bi2 (71-92)	médio/	503 m		2,5YR 4/6	F, MP, G	MF	PI/Pe
C/B (92-140 <sup>+</sup> )	inferior			2,5YR 4/6	M, P, G	F	PI/Pe
<b>P7P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>							
H (0-13)	Ligeira depressã o em alto de platô	1 % 665 m	Muito mal drenado	10YR 5/3	Maciça	F	LPI/LPe
F (13 <sup>+</sup> )							

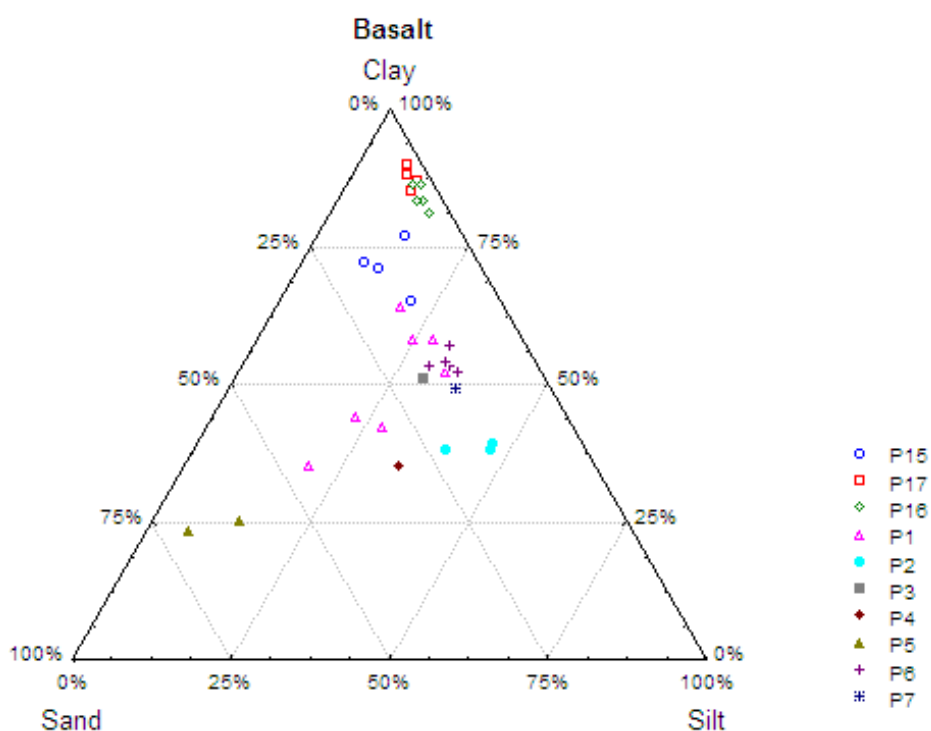
(1) Situação - posição do perfil na paisagem; (2) Declive local; (3) Presença de mosqueado comum, médio e distinto. (4) Estrutura: grão simples - GS, grau de desenvolvimento (F - forte, M - moderado), tamanho (MP - muito pequeno, P - pequeno, MPP - muito pequeno e pequena, PM- pequena e média, PG - pequena a grande), tipo (G - granular, BS - bloco subangular, Gs - grumosa). (5) Consistência no estado úmido: S - solto, MF - muito friável, F - friável, Fr - firme. (6) Consistência no estado molhado: Pl - plástico, Pe - pegajoso, LPI - ligeiramente plástico, MPI - muito plástico, MPe - muito pegajoso, N - Não.

## Análises Físicas

Os Latossolos (P16P e P17P) apresentaram as maiores proporções de argila, acima de 80 dag kg<sup>-1</sup> em todos os horizontes (Figura 3 e Quadro 1), corroborando com as características do material de origem e do grau de intemperismo. Os valores de silte, geralmente em torno de 10 dag kg<sup>-1</sup>, são provavelmente, em função da não dispersão total da argila pelo método utilizado. O Plintossolo P15P, também enquadra-se na classe

textural muito argilosa, à semelhança de P16P e P17P (Quadro 2), embora apresente mais areia, especialmente a grossa, em relação aos Latossolos. Essas areias são formadas principalmente por concreções ferruginosas, que geralmente estão no tamanho de calhaus e cascalhos no perfil P15P.

Nos solos afetados por hidromorfismo: P1P, P2P, P3P, P4P e P7P, apresentam teor de silte acima do esperado para solos muito intemperizados como estes (Quadro 2). Para a maioria dos horizontes, o teor de silte encontra-se em valores próximos ou maiores que 30 dag kg<sup>-1</sup> provavelmente em função da cimentação por óxidos de Fe e Al das partículas de argilas, impedindo a completa dispersão pelo método utilizado (Donagemma et al., 2003). Os valores de silte em P6P (Quadro 2) entre 30 e 35 dag kg<sup>-1</sup> são condizentes com a presença de material máfico alterado rico em silte e presente em todo perfil.



**Figura 3.** Agrupamento textural dos perfis coletados na Formação Parauapebas.

Em muitos solos ocorrem considerável proporção de concreções do tamanho de calhaus e cascalho como é o caso de P15P com 50 a 60 % do volume ocupado por concreções ferruginosas em todos os horizontes (Quadro 2), P1P com 60 a 80 % do volume ocupado por concreções nos horizontes concrecionários Bic e Bic2 respectivamente, P3P com 30 %, P5P com 30 e 60 % e P6P variando de 10 a 60 % dependendo do horizonte (Quadro 2), mas ao contrário dos anteriores, em P6P a fração grosseira é dominada por fragmentos alterados de rocha máfica.

O perfil P5P é o que apresenta maior participação da fração areia, nesse caso areia grossa, com 58 e 68 dag kg<sup>-1</sup> nos respectivos horizontes superficial e superficial. Essa fração é composta por concreções ferro-aluminosas, geralmente de pequeno tamanho, entre 3 e 1 mm. Nos demais solos o principal contribuinte na fração areia são concreções, exceção para P6P com maior conteúdo de quartzo (Quadro 6).

**Quadro 2-** Resultado da análise granulométrica dos da Formação Carajás

Horiz.	Calhau* cascalho %	Composição granulométrica da terra fina dag kg <sup>-1</sup>				Relação silte/ argila	Argila dispersa em água %	Classe Textural
		Areia grossa	Areia Fina	Silte	Argila			
<b>P15P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>								
Ac	55	16	2	10	72	0,14	7	Muito Argilosa
BAc	55	12	4	13	71	0,18	13	Muito Argilosa
Bwc1	50	6	3	14	77	0,18	1	Muito Argilosa
Bwc2	60	10	4	21	65	0,32	3	Muito Argilosa
<b>P17P_ Latossolo Vermelho Ácrico típico</b>								
A	-	2	1	9	88	0,10	13	Muito Argilosa
BA	-	1	1	11	87	0,13	22	Muito Argilosa
Bw1	-	1	1	8	90	0,09	2	Muito Argilosa
Bw2	-	1	3	11	85	0,13	11	Muito Argilosa
<b>P16P_ Latossolo Vermelho-Amarelo Ácrico típico</b>								
A	-	3	1	13	83	0,16	8	Muito Argilosa
AB	-	2	1	16	81	0,20	10	Muito Argilosa
BA	-	2	1	14	83	0,17	1	Muito Argilosa
Bw1	-	2	1	11	86	0,13	1	Muito Argilosa
Bw2	-	1	1	12	86	0,14	2	Muito Argilosa
Bw3	-	2	2	13	83	0,16	7	Muito Argilosa
<b>P11P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário cambissólico</b>								
O	-	40	5	20	35	0,57	1	Franco-Argilosa
AO	-	23	7	28	42	0,67	1	Argila
A	-	11	4	33	52	0,63	1	Argila
BA	-	10	4	28	58	0,48	1	Argila
Bc1	60	14	2	20	64	0,31	2	Muito Argilosa
Bc2	80	14	3	25	58	0,43	1	Argila
F/Bc	-	28	5	23	44	0,52	1	Argila
<b>P2P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
H	-	17	5	40	38	1,05	1	Franco-Argilosa
BA	-	10	5	47	38	1,24	1	Franco-Argilo-Siltosa
Bi	-	8	6	47	39	1,21	1	Franco-Argilo-Siltosa
<b>P3P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário gleissólico</b>								
Hc	30	16	3	30	51	0,59	7	Argila
<b>P4P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
O	-	25	6	34	35	0,97	1	Franco-Argilosa
<b>P5P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
AOc	30	58	3	14	25	0,56	2	Franco-Argilo-Arenosa
AOc2	60	68	2	7	23	0,30	1	Franco-Argilo-Arenosa
<b>P6P_ Cambissolo Háptico Tb Distrófico latossólico</b>								
A	10	9	8	30	53	0,57	21	Argila
BA	15	7	7	33	53	0,62	23	Argila
Bi1	10	7	7	32	54	0,59	1	Argila
Bi2	25	8	5	35	52	0,67	1	Argila
C/B	60	6	6	31	57	0,54	1	Argila
<b>P7P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
H	-	11	4	36	49	0,73	3	Argila

\* Percentagem em relação ao volume total do solo, estimado visualmente em campo.

### Elementos trocáveis, matéria orgânica e pH

O perfil P15P apresentou os valores mais baixos de pH (H<sub>2</sub>O), com exceção do horizonte Bwc2, fortemente ácido, os demais são extremamente ácidos (pH < 4,3). Alguns horizontes superficiais de outros perfis (P16P, P17P, P5P e P6P) também possuem classe extremamente ácido (EMBRAPA, 2006), decorrente da produção de H<sup>+</sup>

pelas reações de alteração da MO. Na grande maioria, os solos (Quadro 3) derivados de rochas máficas da Formação Parauapebas (P16P, P17P, P1P, horizonte mais superficiais de P2P, P3P, P5P e P6P) são enquadrados em fortemente ácidos (pH entre 4,3 e 5,3). Os solos mais afetados por hidromorfismo possuem pH (H<sub>2</sub>O) mais elevados, classificados como moderadamente ácido (pH entre 5,4 e 6,5), a exemplo de P4P, P7P e o horizonte mais profundo de P2P. O aumento do pH desses perfis se dá pela condição redutora do meio, especialmente na geração de OH<sup>-</sup> na mudança do Fe<sup>3+</sup> para Fe<sup>2+</sup>.

O teor de MO é geralmente elevado, principalmente se considerado à realidade Amazônica (RADAMBRASIL, 1974, 1975 e 1976), para os solos de melhor drenagem. O clima relativamente mais ameno na Serra dos Carajás deve favorecer o maior acúmulo de MO em relação aos padrões de altitudes mais baixas e temperaturas mais elevadas da Amazônia em geral. Os solos afetados por hidromorfismo apresentam maiores teores de MO (Quadro 3), em certos solos com valores muito altos, caracterizando horizonte hístico (EMBRAPA, 2006), a exemplo de P5P, embora outros solos/horizontes por não atingirem profundidade suficiente (EMBRAPA, 2006), não se enquadram como horizonte hístico, caso de P1P (O e AO), P2P (H) e P4P. O perfil P7P, embora seja um dos mais saturados por água, não apresenta significativo acúmulo de MO em relação aos solos anteriormente citados (Quadro 3).

Nos Latossolos, P16P e P17P, a distribuição de MO é gradual a partir dos horizontes Bw (Quadro 3), o que pode indicar boa estabilidade da MO e efetiva pedobioturbação. Em todos os solos, a MO desempenha papel importante, por ser o principal responsável pela CTC.

Os solos desenvolvidos da Formação Parauapebas são muito dessaturados, possuindo baixa fertilidade (CFSEMG, 1999), distrofia acentuada e, em muitos casos o complexo de troca catiônica é predominado por Al<sup>3+</sup> (Quadro 3). Os valores de P disponível são muito baixos (Quadro 3), exceto onde ocorre: 1) influência maior da MO no solo, que permite uma menor adsorção de P, com P-rem mais alto, além de contribuir para a ciclagem biogeoquímica; 2) nos solos, em que a atividade da fauna é mais intensa, no caso de P3P, ambiente de lago, única fonte de água no alto desse platô, conta ainda com oferta de frutos apreciados pela fauna (buritis e buritiramas), que influi como atrativo para o trânsito de variadas espécies de pássaros, mamíferos, anfíbios dentre outros. O P aportado pela fauna, por ser menos móvel em relação aos demais elementos (Quadro 3), permanece no solo (Woods, 2003; Corrêa, 2007). Em P5P, destaca-se a atividade de térmitas e formigas, que também propiciam um acúmulo superficial maior

de P (Quadro 3). Em subsuperfície, contudo, os valores sempre se reduzem de forma acentuada.

**Quadro 3.** Análises químicas de rotina das sequências de solos na Formação Parauapebas.

Horiz	pH			P	K	Na	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	S	Al <sup>3+</sup>	H+Al	t	T	V	m	MO	Prem	ISNa	
	H <sub>2</sub> O	KCl	ΔpH																----- mg dm <sup>-3</sup> -----
<b>P15P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>																			
Ac	3,67	3,66	-0,01	2,6	58	0,0	0,13	0,12	0,40	2,38	18,9	2,78	19,30	2,1	85,6	12,54	12,2	0,00	
BAC	4,14	4,15	0,01	1,6	32	0,0	0,00	0,01	0,09	0,86	10,8	0,95	10,89	0,8	90,5	6,40	10,1	0,00	
Bwc1	4,17	4,52	0,35	1,4	9	0,0	0,00	0,00	0,02	0,38	7,1	0,40	7,12	0,3	95,0	3,58	4,8	0,00	
Bwc2	4,38	4,75	0,37	1,7	1	0,0	0,00	0,00	0,00	0,38	5,3	0,38	5,30	0,0	100,0	2,30	3,7	0,00	
<b>P17P_ Latossolo Vermelho Ácrico típico</b>																			
A	3,99	3,75	-0,24	2,5	36	0,0	0,12	0,07	0,28	1,81	15,6	2,09	15,88	1,8	86,6	9,21	12,9	0,00	
BA	4,38	4,20	-0,18	1,2	12	0,0	0,00	0,00	0,03	0,67	7,7	0,70	7,73	0,4	95,7	4,09	14,3	0,00	
Bw1	4,62	4,68	0,06	1,0	5	0,0	0,00	0,00	0,01	0,00	5,0	0,01	5,01	0,2	0,0	2,43	5,5	0,00	
Bw2	4,52	4,93	0,41	1,0	1	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	4,2	0,00	4,20	0,0	0,0	2,05	4,5	0,00	
<b>P16P_ Latossolo Vermelho-Amarelo Ácrico típico</b>																			
A	4,02	3,92	-0,1	1,7	39	0,0	0,16	0,06	0,32	0,95	13,7	1,27	14,02	2,3	74,8	7,68	15,0	0,00	
AB	4,31	4,23	-0,08	1,4	27	0,0	0,00	0,00	0,07	0,29	8,8	0,36	8,87	0,8	80,6	4,61	11,0	0,00	
BA	4,45	4,51	0,06	1,4	16	0,0	0,00	0,00	0,04	0,10	6,6	0,14	6,64	0,6	71,4	3,33	8,6	0,00	
Bw1	4,50	4,78	0,28	0,6	1	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	5,0	0,00	5,00	0,0	0,0	2,81	4,9	0,00	
Bw2	4,67	5,05	0,38	0,6	1	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	4,9	0,00	4,90	0,0	0,0	2,43	3,3	0,00	
Bw3	4,70	5,09	0,39	0,5	1	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	4,4	0,00	4,40	0,0	0,0	2,30	3,2	0,00	
<b>P1P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário cambissólico</b>																			
O	3,84	3,38	-0,46	7,2	63	1,1	0,96	0,38	1,50	3,80	31,1	5,30	32,60	4,6	71,7	44,78	16,9	0,09	
AO	4,18	4,17	-0,01	3,7	21	1,1	0,07	0,11	0,23	2,05	20,3	2,28	20,53	1,1	89,9	25,35	4,8	0,21	
A	4,57	4,62	0,05	1,8	9	2,1	0,04	0,07	0,14	0,39	10,6	0,53	10,74	1,3	73,6	10,40	4,9	1,72	
BA	4,98	5,05	0,07	0,7	1	0,0	0,00	0,05	0,05	0,00	6,9	0,05	6,95	0,7	0,0	6,72	2,7	0,00	
Bc1	5,09	5,25	0,16	0,5	1	0,0	0,00	0,03	0,03	0,00	4,8	0,03	4,83	0,6	0,0	3,69	4,4	0,00	
Bc2	5,16	5,34	0,18	0,4	1	0,0	0,04	0,04	0,08	0,00	3,5	0,08	3,58	2,2	0,0	2,77	4,7	0,00	
F	5,29	5,50	0,21	0,7	2	0,0	0,05	0,04	0,10	0,00	2,6	0,10	2,70	3,7	0,0	1,84	6,5	0,00	
<b>P2P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>																			
H	5,08	4,38	-0,7	3,5	35	1,1	0,36	0,17	0,62	0,88	13,8	1,50	14,42	4,3	58,7	24,04	8,5	0,32	
BA	5,24	5,57	0,3	1,4	7	0,0	0,04	0,04	0,10	0,00	4,7	0,10	4,80	2,1	0,0	10,54	4,8	0,00	
Bi	5,45	5,75	0,3	0,7	5	0,0	0,00	0,04	0,05	0,00	3,5	0,05	3,55	1,4	0,0	8,23	2,6	0,00	
<b>P3P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário gleissólico</b>																			
Hc	4,83	4,45	-0,38	14,4	10	1,1	0,27	0,07	0,37	0,68	10,9	1,05	11,27	3,3	64,8	14,82	12,8	0,46	
<b>P4P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>																			
O	5,40	4,23	-1,17	2,2	42	7,1	0,12	0,13	0,39	0,88	14,3	1,27	14,69	2,7	69,3	32,10	2,7	69,3	
<b>P5P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>																			
AOc	4,28	4,18	-0,10	6,4	28	6,1	0,20	0,07	0,37	1,85	21,7	2,22	22,07	1,7	83,3	27,33	6,4	1,19	
AOc2	4,78	4,35	-0,43	9,0	17	3,1	0,10	0,07	0,22	0,88	17,4	1,10	17,62	1,2	80,0	19,76	4,5	1,23	
<b>P6P_ Cambissolo Háptico Tb Distrófico latossólico</b>																			
A	4,21	3,61	-0,60	2,4	49	0,1	0,29	0,92	1,34	3,32	10,0	4,66	11,34	11,8	71,2	4,61	24,3	0,01	
BA	4,51	3,70	-0,81	0,7	13	0,0	0,05	0,41	0,49	3,80	8,2	4,29	8,69	5,6	88,6	2,24	15,1	0,00	
Bi1	4,56	3,74	-0,82	0,7	5	0,0	0,02	0,14	0,17	3,80	6,8	3,97	6,97	2,4	95,7	1,45	10,1	0,00	
Bi2	4,56	3,74	-0,82	0,7	8	0,0	0,07	0,23	0,32	4,29	7,7	4,61	8,02	4,0	93,1	1,45	10,9	0,00	
C/B	4,45	3,75	-0,70	0,7	6	0,0	0,03	0,10	0,15	3,80	6,6	3,95	6,75	2,2	96,2	1,45	10,1	0,00	
<b>P7P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>																			
AC	5,56	5,12	-0,44	1,6	7	0,1	0,04	0,05	0,11	0,00	6,1	0,11	6,21	1,8	0,0	9,88	5,9	0,40	

Os perfis P16P, P17P, P1P, P2P e P7P apresentam característica de solos extremamente intemperizados, com comportamento químico (Quadro 3) e morfológico (Anexo B) semelhantes a de solos ácricos e gibbsíticos do Cerrado, na região central do Brasil (Corrêa, 1989). Um dos indicativos da composição rica em gibbsita são os valores baixos ou nulos de Al<sup>3+</sup> nos complexo de troca catiônica (Quadro 3), para os solos referidos acima, nos horizontes com menor influência da MO. O Al<sup>3+</sup> é mais

presente no solo menos intemperizado, P6P (Quadro 3), assim como outras características como maior P-rem, maior CTC efetiva, soma de bases e saturação por bases.

Alguns dos solos presentes no Quadro 3 atendem às exigências para o caráter ácrico (EMBRAPA, 2006), como: soma de bases trocáveis ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  e  $\text{Na}^+$ ) mais alumínio extraível por  $\text{KCl}$   $1\text{mol. L}^{-1}$  ( $\text{Al}^{3+}$ ) em quantidade igual ou inferior a  $1,5\text{ cmol/kg}$ , além de  $\text{pH KCl } 1\text{mol. L}^{-1}$  igual ou superior a 5,0; ou delta  $\text{pH}$  positivo ou nulo. Possuem caráter ácrico, os perfis: P15P, P17P, P16P, P1P, P2P e P7P, ou seja, a maior parte dos solos derivados de rochas máficas da Formação Parauapebas alcançaram o máximo estágio de alteração pedológica.

No Quadro 4, os solos apresentam valores de micronutrientes bem variados. Os teores de Zn são geralmente baixos a muito baixos (CFSEMG, 1999), destacando-se apenas em P4P e, principalmente, P3P com valores muito altos ( $> 32\text{ mg dm}^{-3}$ ) em decorrência da atividade da fauna, mais destacada nesses dois solos. O Zn é um bom marcador da atividade biológica, permanecendo muito tempo no solo, à semelhança do P (Woods, 1995 e 2003; Corrêa, 2007). O Fe extraível possui valores mais altos nos horizontes superficiais (Quadro 4) devido a sua relação com a MO de complexação, apresentando formas mais disponíveis em relação aos horizontes com maior proporção da parte mineral. Os perfis P3P e P4P apresentaram teores mais elevados de Fe extraído pelo Mehlich-1, talvez pelo processo mais intenso da degradação da canga e liberação de  $\text{Fe}^{2+}$  em ambiente hidromórfico. Os valores de Mn variam muito (Quadro 4), sendo geralmente baixos (CFSEMG, 1999), com exceção para P6P, solo pedogeneticamente mais jovem, embora nos teores totais (Quadro 8) não tenha se diferenciado dos demais solos, em relação a este elemento. O cobre geralmente apresenta baixos valores, com exceção de P15P e P6P.

Os metais pesados extraídos por Mehlich-1 não foram detectados (Quadro 4) nos solos bem drenados no alto do platô (P15P, P16P e P17P). Nos solos afetados por condições hidromórficas, P1P, P2P, P3P, P4P, P5P e P7P, além de P6P com boa drenagem, mas com característica de menor intemperismo em relação aos demais, apresentaram baixos valores de metais pesados (Quadro 4). A presença de Cr, Ni, Cd e Pb no complexo de troca catiônica é esperado, considerando que o material de origem provem de rocha máfica, relativamente ricas nesses elementos. Nos dados de metais pesados do Quadro 4, o que mais destoa é o valor de  $9,94\text{ mg dm}^{-3}$  de Pb no horizonte O de P1P, associado à MO, que possui forte influência nesse teor (Kabata-Pendias et al., 1992; Alloway, 1995), além da natureza acumulativa do Pb em superfície.

**Quadro 4-** Resultado dos micronutrientes e metais pesados extraídos por Mechlich-1

Horizontes Prof. (cm)	Micronutrientes (mg dm <sup>-3</sup> )				Metais Pesados (mg dm <sup>-3</sup> )			
	Zn	Fe	Mn	Cu	Cr	Ni	Cd	Pb
<b>P15P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>								
Ac (0-12)	0,73	177,1	6,9	2,25	0,00	0,00	0,00	0,00
BAC (12-36)	0,41	70,2	7,2	3,61	0,00	0,00	0,00	0,00
Bwc1 (36-86)	0,09	28,9	7,0	3,25	0,00	0,00	0,00	0,00
Bwc2 (86-106 <sup>+</sup> )	0,09	21,8	3,1	2,84	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P17P_ Latossolo Vermelho Ácrico típico</b>								
A (0-16)	0,36	141,3	3,4	1,18	0,00	0,00	0,00	0,00
BA (16-39)	0,10	37,1	1,5	0,85	0,00	0,00	0,00	0,00
Bw1 (39-72)	0,04	21,1	2,7	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00
Bw2 (72-103 <sup>+</sup> )	0,05	15,2	2,0	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P16P_ Latossolo Vermelho-Amarelo Ácrico típico</b>								
A (0-10)	0,44	98,4	5,8	0,56	0,00	0,00	0,00	0,00
AB (10-20)	0,29	58,9	3,6	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00
BA (20-37)	0,13	31,9	3,4	1,16	0,00	0,00	0,00	0,00
Bw1 (37-76)	0,01	23,5	3,4	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00
Bw2 (76-115)	0,05	14,4	2,2	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00
Bw3 (115-138 <sup>+</sup> )	0,00	10,4	2,1	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>P1P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário cambissólico</b>								
O (0-7)	1,12	60,0	16,8	0,02	0,00	0,70	0,15	9,74
AO (7-15)	0,62	26,6	3,5	0,00	0,31	0,43	0,17	1,36
A (15-31)	0,52	26,2	7,8	0,00	1,14	0,40	0,15	1,29
BA (31-42)	0,25	24,0	7,4	0,00	0,00	0,64	0,15	0,97
Bc1 (42-55)	0,22	21,7	2,6	0,00	1,08	0,49	0,15	1,07
Bc2 (55-64)	0,23	20,4	0,9	0,00	0,14	0,60	0,14	1,46
F/Bc (64-86 <sup>+</sup> )	0,30	24,7	1,0	0,00	0,00	0,40	0,15	1,78
<b>P2P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
H (0-9)	0,90	117,4	3,3	0,41	1,27	0,54	0,17	1,17
BA (9-11)	0,22	37,6	0,4	0,05	0,00	0,82	0,17	1,04
Bi (11-38)	0,16	24,4	0,3	0,05	0,32	0,53	0,18	1,22
<b>P3P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário gleissólico</b>								
Hc	32,40	323,1	1,5	0,42	0,00	0,70	0,19	1,27
<b>P4P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
O	3,49	476,5	2,0	0,32	0,00	0,38	0,17	1,13
<b>P5P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
AOc	0,46	54,3	2,5	0,00	0,00	0,68	0,16	1,03
AOc2	0,41	135,8	0,9	0,00	0,50	0,57	0,16	0,92
<b>P6P_ Cambissolo Háptico Tb Distrófico latossólico</b>								
A	1,12	145,8	32,2	4,18	1,14	0,68	0,16	1,03
BA	0,25	81,5	6,4	5,11	0,00	0,50	0,21	1,21
Bi1	0,14	55,3	5,2	4,49	0,00	0,50	0,16	1,42
Bi2	0,16	47,2	5,0	4,00	0,00	0,52	0,16	1,55
C/B	0,18	45,0	6,5	4,62	2,63	0,71	0,16	1,33
<b>P7P_ Plintossolo Pétrico Litoplântico típico</b>								
AC	0,32	53,1	0,4	0,39	1,57	0,56	0,15	1,33

### Teores totais e mineralogia

Os solos da parte superior dos platôs da Formação Parauapebas possuem composição química (Quadro 5, 7 e 8 ) e mineralógica (Quadro 6) distinta do que geralmente é encontrado nos extensos derrames basálticos da Bacia do Paraná (EMBRAPA, 1984; Kampf et al., 1988; Melo et al., 2001; Ghidin et al., 2006). Para os solos da Formação Parauapebas, os processos de alteração foram drásticos, dissociando-se química e mineralógicamente do material originário. Alguns fatores contribuíram

para tal transformação: 1) prolongado tempo de exposição das partes altas do platô ao intemperismo; 2) variação de condições redox, ou seja, períodos com restrição de drenagem no perfil (lençol freático na superfície ou próximo dela) com alternância de condições de boa drenagem; 3) clima atual, que por longo período contribui com precipitações acima de 2.000 mm anuais e temperaturas elevadas; 4) a vegetação florestal densa, que retarda a erosão e acentua a produção de ácidos orgânicos; e 5) pedobioturbação. De todos esses fatores, o que mais diferenciou os solos deste estudo dos demais solos derivados de basalto, é a estabilidade geomorfológica dos platôs da Serra dos Carajás, permitindo um intenso processo de alteração desde o Cretáceo (Vasconcelos, 1996), cuja relação parental dos solos se dá quase sempre com materiais muito alterados do saprolito, distantes da rocha.

Os resultados (Quadro 5) indicam que os perfis P16P, P1P, P2P, P3P, P4P, P5P e P7P a dessilicificação da fração argila foi intensa. Em comum, todos esses solos passaram ou ainda são submetidos ao hidromorfismo. Localizam-se na parte central de um amplo platô e ao que parece, desenvolveram-se a partir de canga rica em alumínio. Isso explicaria a diferença entre os solos, ou seja, parte deles tem relação direta com o saprolito das rochas máfica, como P15P, P17P e P6P, os demais têm mais afinidade química com a canga ferroaluminosa (Quadro 8).

Ao contrário dos solos da Formação Carajás, os perfis do Quadro 5 apresentam argilas com pouco P total e quando com valores acima de  $10 \text{ g kg}^{-1}$  (P2P-AO, P3P-Hc, P5P-AOc2) estão associados horizontes ricos em MO, devido a ciclagem biológica. O próprio basalto é pobre nesse elemento (Quadro 8).

Os maiores teores de Si foram observados nos solos de cores mais vermelhas (Quadro 1), onde não há evidência de hidromorfismo pretérito, como P15P, P17P e, principalmente P6P. Os valores das relações moleculares  $K_i$  e  $K_r$  foram muito baixos para P16P, P1P, P2P, P3P, P4P, P5P e P7P, variando de 0,06 a 0,21 para  $K_i$  e de 0,04 a 0,19 para o  $K_r$ , demonstrando o avançado estágio de intemperismo desses solos. Esses solos, por terem  $K_i \leq 0,75$  e  $K_r \leq 0,75$  enquadram-se como gibbsíticos-oxídicos pelo Embrapa<sup>1</sup> (2006), corroborado pela mineralogia (Quadro 6). Outros perfis, P15P e P17P, incluindo a argila do saprolito, são classificados (EMBRAPA, 2006) como caulíníticos - oxídicos por terem  $K_i > 0,75$  e  $K_r \leq 0,75$ , e representam perfis em estágio avançado de alteração, mas intermediários em relação aos anteriores, mais

---

<sup>1</sup> Embora esse critério tenha sido estabelecido para Latossolos (EMBRAPA, 2006), achamos que seja pertinente a Plintossolos com o grau de alteração encontrado neste trabalho, ou mesmo no caso do Cambissolo P6P.

intemperizados; o perfil P6P mostrou sinais de menor alteração, sendo o único a ser classificado como caulinitico<sup>1</sup> por apresentar  $K_i > 0,75$  e  $K_r > 0,75$ .

**Quadro 5.** Teores totais de óxidos da fração argila e relações moleculares

Perf.	Horiz.	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>	MnO	Relações Moleculares		
		g kg <sup>-1</sup>						K <sub>i</sub>	K <sub>r</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
P15P	Ac	200,46	333,74	425,26	25,16	3,54	0,58	1,02	0,56	1,23
P15P	Bwc1	192,59	341,61	429,02	23,35	2,23	0,52	0,96	0,53	1,25
P17P	A	203,88	372,70	384,84	26,94	1,67	0,26	0,93	0,56	1,52
P17P	Bw1	201,89	376,97	382,73	27,41	1,18	0,28	0,91	0,55	1,55
P16P	A	22,16	587,49	324,63	53,16	2,08	0,27	0,06	0,05	2,84
P16P	Bw1	20,16	592,21	322,66	53,06	1,43	0,29	0,06	0,04	2,88
P1P	A	28,75	643,17	236,71	75,42	6,11	0,21	0,08	0,06	4,27
P1P	Bic1	30,28	653,12	238,09	67,55	3,59	0,22	0,08	0,06	4,31
P2P	AO	85,66	678,24	133,49	77,89	12,79	0,19	0,21	0,19	7,98
P2P	Bi	35,50	639,38	236,59	74,97	5,00	0,17	0,09	0,08	4,24
P3P	Hc	43,63	663,97	195,58	73,28	13,97	0,22	0,11	0,09	5,33
P4P	O	51,77	550,98	306,51	64,07	9,96	0,34	0,16	0,12	2,82
P5P	AOc2	43,19	614,00	240,34	70,92	14,99	0,24	0,12	0,10	4,01
P6P	A	399,80	337,47	240,51	5,77	2,22	0,31	2,01	1,38	2,20
P6P	Bi1	393,48	344,09	239,72	5,81	1,87	0,35	1,94	1,35	2,25
P7P	AC	41,30	745,58	113,41	88,22	5,29	0,19	0,09	0,09	10,32
Saprolito	Basalto	265,35	253,67	349,35	19,53	7,23	0,89	1,78	0,95	1,14

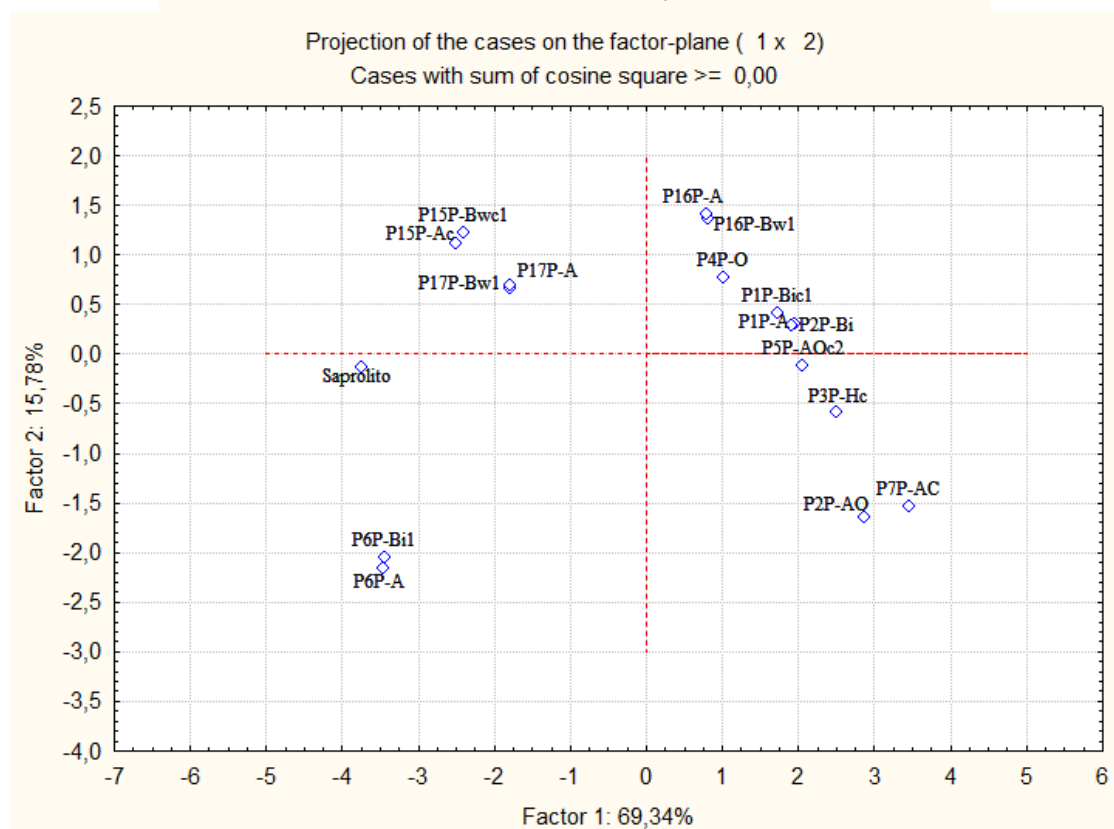
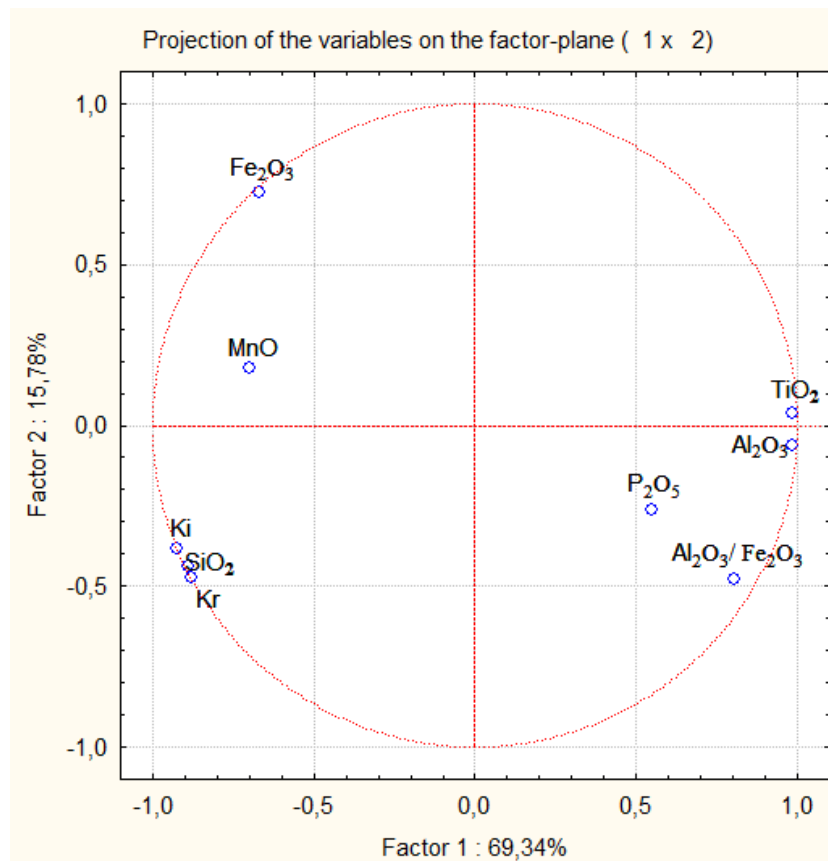
A relação Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varia de 1,14 a 10,32 o que indica diferentes condições de pedogênese para material de origem semelhantes (rochas máficas). As menores relações Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> estão associadas a solos de cores vermelhas, P15P e P17P, e ao saprolito, ambos não apresentam sinais de paleohidromorfismo (desferrificação). Esses retratam melhor a composição do material de origem ou seja, rochas ferromagnesianas (Quadro 8). As maiores relações Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ocorrem em solos com drenagem deficiente, em ambientes alagadiços em que a redução e remoção do Fe foi mais intensa, e a concentração de Al bem expressiva, a exemplo de P1P, P2P, P3P, P5P e P10P.

As discussões referentes ao Quadro 5 dão ideia da composição mineralógica dos solos estudados na Formação Parauapebas. Embora o Quadro 6 apresente a estimativa da mineralogia da TFSA e das concreções, os teores totais de óxidos da fração argila e as relações moleculares (Quadro 5), corroboram com os resultados do Quadro 6, por serem solos bastante intemperizados e pela fração argila ser dominante na TFSA. Dessa maneira a Análise de Componentes Principais (ACP) dos dados do Quadro 5 (Figura 4) é válido para interpretação do Quadro 6.

Os fatores 1 e 2 (Figura 4) explicam 85 % das variações e agrupamentos das amostras do Quadro 5. Ao analisar o Quadro 6 com a Figura 4, percebe-se que os

horizontes dos perfil P6P são os que apresentam valores de Si, Ki e Kr mais elevados. Na composição mineralógica de P6\_Bi1 (Quadro 6) há predomínio de caulinita e pouca ocorrência de goethita, hematita e quartzo, traços de muscovita, anatásio e rutilo e, ausência de gibbsita. O perfil P7P apresentou maior relação Al/Fe (Figura 4), corroborado no Quadro 6, em que P7\_AC possui dominância de gibbsita (isso explica a elevada relação Al/Fe, aliado a pouca contribuição de minerais ricos em Fe), pouco quartzo, goethita, lepidocrocita e anatásio, traços de caulinita, zircão, rutilo e ilmenita. Para os solos com destaque em Al e Ti, exemplificados pelos perfis P1P, P2P, P3P e P5P (Figura 4), todos com forte relação com ambiente de baixo potencial redox, há reflexos direto na composição mineralógica. Os horizontes P1\_Bi1 e P2\_Bi apresentam composição muito semelhante para a TFSA, com dominância de gibbsita, participação moderada da goethita, pouco anatásio, e traços de lepidocrocita, caulinita, quartzo, hematita e rutilo. Os horizontes P3\_Hc e P5\_AOc2, mais perto da variável  $P_2O_5$  (Figura 4), por apresentarem maior teor desse elemento em relação às demais amostras, embora isso não altere em nada a composição mineralógica. O que permite distinguir esses dois perfis/horizontes em relação aos outros próximos, é a participação das concreções que aumenta a proporção da goethita na composição total da TFSA (Quadro 6), especialmente em P5P.

O perfil P16P, um LVA evoluído de rocha máfica apresenta composição mineralógica (Quadro 6) distinta dos demais solos (Figura 4). Ele se posiciona no extremo oposto do Si (Figura 4), sendo o solo com menor participação desse elemento na fração argila ou TFSA. O pedoclima mais úmido (sem expressiva desferrificação) em que se formou e a posterior livre percolação das águas pluviais no perfil P16P, possibilitou acentuada remoção de Si e concentração de elementos menos móveis (Quadro 8), com destaque para Al, Fe e Ti. Em relação à composição mineralógica (Quadro 6) há dominância de gibbsita, teores moderados de goethita, e traços de quartzo, hematita, anatásio, rutilo e ilmenita. Com exceção do quartzo (é possível que seja alóctone) não há minerais com Si, ou seja a dessilificação desse perfil foi extrema, considerando a riqueza desse elemento nas rochas da Formação Parauapebas (Quadro 8).



**Figura 4.** Análise dos componentes principais dos teores totais de óxidos da fração argila e relações moleculares com a distribuição por amostra.

Os perfis P15P e P16P formam outro conjunto de solos (Figura 4) com teores consideráveis de Si, mas dominados por Al e Fe, com maior participação do último

(Quadros 5 e 8). Os teores de Mn influem no distanciamento de P17P e P15 (Figura 4), considerando que o posicionamento na paisagem (borda de platô) de P15 favoreça mais a concentração de Mn, em relação a posição de P17P. Na composição mineralógica de ambos, ocorrem de maneira moderada: caulinita, goethita e hematita; em pouca quantidade: gibbsita; e em teores traços: quartzo e anatásio. A diferença mineralógica principal entre esses dois solos, e já notada em campo (atração magnética em P15P, único solo coletado na Formação Parauapebas com presença de minerais magnéticos), é a presença em quantidade de traço de maguemita e ilmenita apenas em P15P.

É marcante a baixa magnetização dos solos da Formação Parauapebas, contrariando, de certa forma, generalizações a respeito da magnetização de solo derivados de rochas máficas, no caso de LV ricos em óxidos de ferro (Resende, 1976; Resende et al., 1986). Mesmo na condição de hidromorfismo, que afetou e ainda afeta a maioria dos solos estudados, podendo propiciar transformações pedogenéticas que favoreceriam a formação de maguemita (Taylor & Schwertmann, 1974).

**Quadro 6.** Composição mineralógica estimada da TFSA e concreções (analisado por difratometria de Raio-X em Síncrotron).

Perfil e Horizonte	Muscovita	Lepidocrocita	Caulinita	Gibbsita	Quartzo	Goethita	Hematita	Zircão	Maguemita	Anatásio	Rutilo	Ilmenita
P15_Bwc1	-	-	XX	X	Tr	XX	XX	-	Tr	Tr	-	Tr
P15_Concr.	-	-	X	Tr	-	XX	XXX	-	Tr	Tr	-	-
P17_Bw1	-	-	XX	X	Tr	XX	XX	-	-	Tr	-	-
P16_Bw1	-	-	-	XXXX	Tr	XX	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr
P1_Bic1	-	Tr	Tr	XXXX	Tr	XX	Tr	-	-	X	Tr	-
P1_Concr.	-	-	Tr	XX	Tr	XX	XX	-	-	Tr	Tr	-
P2_Bi	-	Tr	Tr	XXXX	Tr	XX	Tr	-	-	X	Tr	-
P3_Hc	-	-	-	XXX	X	XX	Tr	-	-	X	Tr	-
P3_Concr.	-	-	-	XX	Tr	XXXX	-	-	-	Tr	Tr	-
P4_O	-	-	Tr	XX	X	XX	XX	-	-	X	Tr	-
P5_AOe2	-	-	-	XX	X	XXX	X	-	-	X	Tr	-
P5_Concr.	-	-	-	XX	Tr	XXXX	X	-	-	Tr	Tr	-
P6_Bi1	Tr	-	XXX	-	X	X	X	-	-	Tr	Tr	-
P6_Sapro.	Tr	-	XX	-	X	XX	XX	-	-	Tr	Tr	-
P7_AC	-	X	Tr	XXXX	X	X	-	Tr	-	X	Tr	Tr
Canga Sup.	-	-	Tr	XX	-	XX	XX	-	-	Tr	-	-
Saprolito	-	-	XX	X	-	XX	XX	-	-	Tr	-	-

XXXX = dominante (> 60 %); XXX = elevado (40 - 60 %); XX = moderado (20 - 40 %); X = pouco (5 - 20 %); Tr = traço (< 5 %); - = não detectado.

O saprolito do basalto apresenta composição química (Quadros 5 e 8, Figura 4) e mineralógica (Quadro 6) intermediária entre os perfis P15P e P17P e o perfil P6P. Chama a atenção a ausência de quartzo na amostra, corroborando que o quartzo encontrado (Quadro 6) nos solos da parte superior do platô basáltico seja alóctone, ou proveniente camadas riolíticas alteradas ou ainda de metabasaltos. A TFSA do saprolito

de basalto é composta (Quadro 6) moderadamente por caulinita, goethita e hematita, com um pouco de gibbsita e traços de anatásio. Mesmo com valores ainda altos de Si (Quadro 8) há formação de gibbsita.

A extração com Oxalato Ácido de Amônio (OAA) retira as formas de Al e Fe mal cristalizadas, principalmente a ferriidrita (Schwertmann & Taylor, 1989), além de aluminossilicatos amorfos (Jackson et al., 1986). Os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> menos cristalinos foram geralmente baixos, e variam bastante quanto ao valor (Quadro 7). Para maioria dos solos os valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (OAA) variaram de nulos na argila do saprolito a 10,35 g kg<sup>-1</sup>, enquanto os de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (OAA) variou de nulo também na argila do saprolito, a 6,28 g kg<sup>-1</sup> (Quadro 7). Esses baixos teores de materiais amorfos podem ser atribuídos ao alto grau de intemperismo dos solos. As amostras P2-Bi, P3-Hc e P5-AOc2 apresentaram valores maiores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (OAA) e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (OAA), cujos teores variam de 15,25 a 40,00 g kg<sup>-1</sup> e 7,31 a 15,98 g kg<sup>-1</sup>, respectivamente. Esses valores mais altos estão associados ao Fe e, especialmente o Al, ligados a MO, mais elevada nessas amostras em relação às anteriores (Quadro 3), considerando que a fração húmica tem efeito inibidor na cristalização dos óxidos de Fe (Kämpf & Schwertmann, 1983). Em relação ao Fe, as condições redox mais baixas favorecem a formação de materiais amorfos, e nos solos mais caulíníticos, a alteração desse mineral pode gerar óxidos de Fe de baixa cristalinidade.

**Quadro 7.** Teores de óxidos de ferro, alumínio e fósforo extraídos por oxalato ácido de amônio (OAA) e ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) da fração argila e concreções de amostras dos solos.

Perfil/ Horizonte	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (OAA)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (DCB)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (OAA)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (DCB)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OAA)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (DCB)	Relação ao total <sup>(1)</sup>				Feo/Fed <sup>(2)</sup>
							Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (OAA)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (OAA)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (DCB)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (DCB)	
	g kg <sup>-1</sup>						%				
P15-Bwcl	5,16	22,41	7,31	202,91	0,05	0,43	2,2	3,1	9,4	85,3	0,036
P15-Con.	1,01	17,97	0,78	402,40	0,01	2,62	0,2	0,2	4,3	95,3	0,002
P15-Con.	0,16	8,94	0,16	371,05	0,04	1,00	0,0	0,0	2,3	97,6	0,000
P17-Bw1	2,79	16,96	7,44	170,62	0,03	0,24	1,4	3,8	8,6	86,3	0,044
P16-Bw1	3,46	22,31	3,37	112,70	0,03	0,16	2,4	2,4	15,7	79,5	0,030
P1-Bic1	10,35	21,87	6,28	80,61	0,10	0,25	8,7	5,3	18,4	67,7	0,078
P1-Con.	2,90	9,70	2,05	197,88	0,06	0,76	1,4	1,0	4,6	93,1	0,010
P1-Con.	2,29	17,19	1,68	226,59	0,02	0,55	0,9	0,7	6,9	91,5	0,007
P2-Bi	15,29	18,41	4,35	81,22	0,10	0,23	12,8	3,6	15,4	68,1	0,054
P3-Hc	15,25	10,38	9,94	48,81	0,89	0,55	18,1	11,8	12,3	57,8	0,204
P3-Con.	6,25	18,99	6,02	166,77	0,23	0,71	3,2	3,0	9,6	84,2	0,036
P5-AOc2	40,00	1,87	15,98	29,53	0,87	0,27	45,8	18,3	2,1	33,8	0,541
P5-Con.	0,67	14,50	0,56	149,24	0,02	0,75	0,4	0,3	8,8	90,5	0,004
P6-Bi1	2,67	9,41	10,31	115,22	0,04	0,39	1,9	7,5	6,8	83,7	0,089
P6-Sapro	0,00	8,41	0,00	353,69	0,00	0,79	0,0	0,0	2,3	97,7	0,000
P7-H	1,60	15,22	1,45	25,68	0,10	0,06	3,6	3,3	34,6	58,4	0,056
Canga S.	1,18	10,18	1,18	268,26	0,03	0,31	0,4	0,4	3,6	95,5	0,004
Saprolito	0,48	7,53	0,72	181,43	0,00	0,15	0,3	0,4	4,0	95,4	0,004

(1) Participação de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> em relação ao total (soma dos óxidos). (2) Relação entre Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> OAA/ Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> DCB.

O  $P_2O_5$  (OAA) apresentou valores muito baixos, variando de 0,00 a 0,89  $g\ kg^{-1}$ , reforçando a escassez desse elemento em qualquer forma nos solos derivados da Formação Parauapebas. Em relação à participação total de óxidos, o material menos cristalino é formado por teores de Al (0,0 a 45,8 %) e Fe (0,0 a 18,3 %) em proporções semelhantes, mas apresenta variações consideráveis (Quadro 7) entre as amostras.

Os óxidos mais cristalinos (DCB) tiveram descontado o teor extraídos dos menos cristalinos (OAA). O  $Fe_2O_3$  (DCB) apresentou valores com variação de 25,68 a 402,40  $g\ kg^{-1}$  (Quadro 7). Os maiores teores de  $Fe_2O_3$  foram das concreções do perfil P15P e saprolito/concreção de P6P, indicando a mobilização e concentração de Fe em formas cristalinas nesses solos de boa drenagem. Os menores teores de  $Fe_2O_3$  (DCB) foram obtidos nos solos mais sujeitos ao hidromorfismo, P3P e P7P, saturados por água ao longo de todo o ano. O perfil P5P apresenta hidromorfismo em parte do ano, e o que torna seu teor de Fe (DCB) baixo é o alto conteúdo de MO (Quadro 3). Os demais solos afetados por hidromorfismo, P1P e P2P também apresentam valores menores de Fe em relação aos solos de boa drenagem.

Os teores de  $Al_2O_3$  (DCB) variaram de 1,87 a 22,41  $g\ kg^{-1}$  (Quadro 7), em função das diferentes condições pedoclimáticas que estão e foram submetidos os solos. Esses teores não são tão elevados quanto os encontrados nos solos da Formação Carajás e, assim como estes, também estão associados ao Al presente na goethita, por substituição isomórfica de Fe por Al na estrutura dos óxidos de Fe (Curi & Franzmeier, 1984). Goethitas ricas em Al são comuns em muitos solos, especialmente Latossolos, da região Amazônica (Sombroek & Camargo, 1983; Liças, 1989; Lucas et al., 1989; Costa, 1990). A presença de  $P_2O_5$  (DCB) nos óxidos cristalinos também é baixo, corroborando com os demais resultados, que apontam para baixos valores de P em diferentes compartimentos do solo. Esta é outra diferença marcante destes solos em relação aos clássicos exemplos dos solos derivados de basaltos da Bacia do Paraná, mais ricos em fósforo (Resende, 1976; Curi & Franzmeier, 1984; Ker, 1995).

A maior parte das amostras (Quadro 7) apresentou baixos valores de óxidos amorfos, com exceção a P5-AOc2 com maior participação de materiais amorfos em sua composição em relação aos cristalinos (DCB), possivelmente em função de seu conteúdo em MO (Quadro 3). Os valores da relação  $Fe_o/Fed$  foram geralmente baixos (Quadro 7), devido ao predomínio das formas mais cristalinos. Os maiores valores para relação  $Fe_o/Fed$  foram observados em P3-Hc e P5-AOc2, por apresentarem elevada contribuição de MO (Quadro 3) e serem permanentemente saturados por água (P3P) ou

com caráter epiáquico (P5P), condições essas que favorecem a formação de minerais de Fe com baixa cristalinidade.

Os resultados presentes no Quadro 8 apresentam consideráveis variações na composição química dos dez perfis coletados. Para os solos da parte alta do platô, nove perfis, estão em cotas altimétricas semelhantes, localizam-se na mesma superfície geomorfológica, em um mesmo contínuo de substrato geológico comum (basalto). Assim, as variações entre os perfis implicam em condicionantes pedoambientais. O perfil P6P difere dos demais por estar descontínuo em termos altimétricos e sem evidências, em princípio, de que seja produto da alteração de basaltos, podendo, possivelmente derivar de riolitos, pela presença de quartzo e muscovita em seu material saprolítico (Quadro 6), ao contrário do saprolito de basalto que não apresentou nenhum desses minerais (Quadro 6).

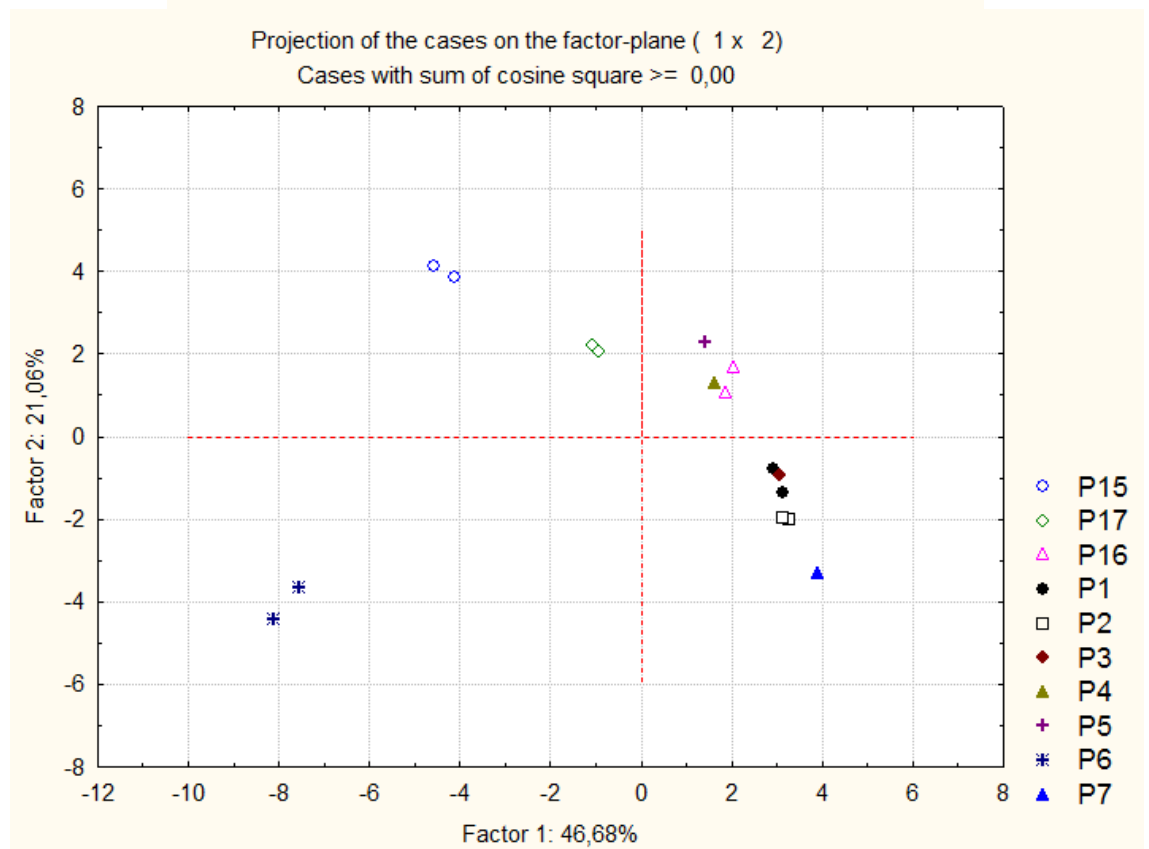
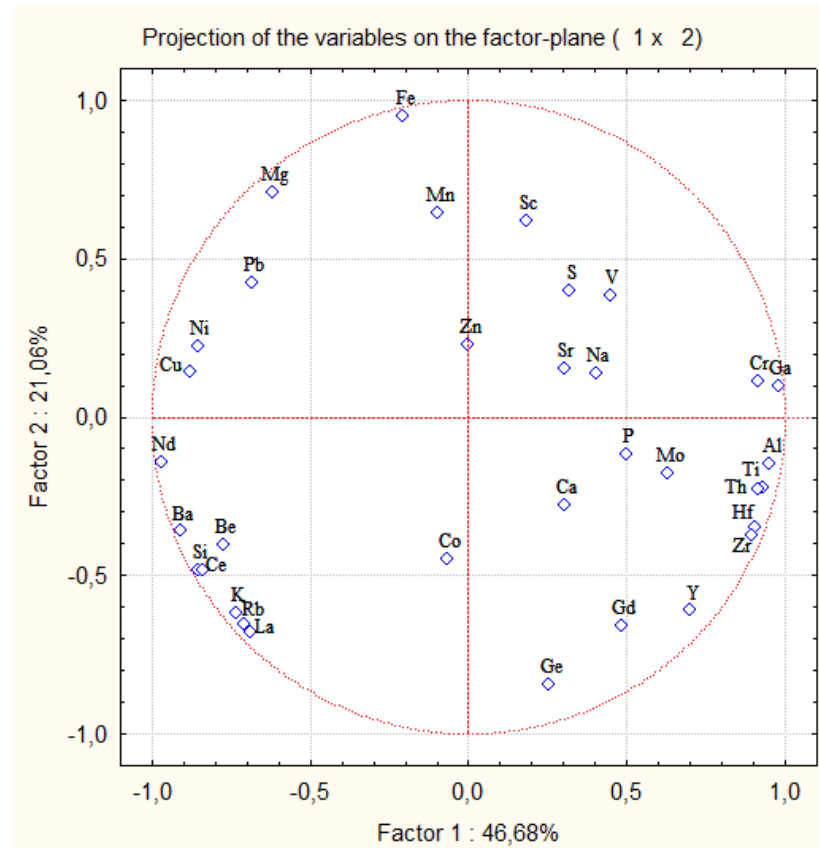
Os fatores 1 e 2 da análise dos componentes principais (Figura 5) explicam 67 % das variações dos teores totais da TFSA (Quadro 8) e da distribuição das amostras, segundo esses dados. Seis diferentes grupos de solos podem ser estabelecidos pela Figura 5. Em razão dos teores mais elevados em Fe, Mn, Pb e Mg, o perfil P15P se distingue dos demais solos. Tais características devem-se à sua posição em borda estável de platô, onde fluxos laterais possibilitam o transporte de  $Fe^{2+}$  do entorno, e sua posterior precipitação na borda escarpada. A contribuição de Mg nesse solo, deve-se provavelmente à preservação em pequenas quantidades de clorita, não detectada pela análise de Raios-X. O coeficiente de correlação de  $r^2 = 0,86$  (Anexo A) entre Fe e Mg reforça a possibilidade da fonte de Mg ser a clorita. Os teores de Pb e Mn estão associados à relação que estes elementos têm com os óxidos de Fe (Kabata-Pendias & Pendias, 1992), mais abundantes em P15P.

O perfil P17P é muito semelhante ao P15P na sua mineralogia (Quadro 6) e composição química (Quadro 8 e 9), o que os diferenciam nesses aspectos, além dos morfológicos (Quadro 1 e Anexo B), é a maior participação do Al em P17P e menor contribuição em P. Um terceiro grupo de solos (Figura 5), agora reunindo três diferentes perfis: P16P, P4P e P5P, por apresentarem baixos teores de Si, mais óxidos de Al em relação aos de Fe e, teores de Ti menores se comparados a P1P, P2P, P3P e P7P (Quadro 8). Destaca-se nesse grupo os valores elevados de V em P4P e P5P (Quadro 9), elemento encontrado em alta quantidade na rocha originária desses solos (Kabata-Pendias & Pendias, 1992). O V pode substituir Fe, Al e Ti na estrutura dos minerais, ou pode ser incorporado na estrutura de óxidos de ferro (Kabata-Pendias & Pendias, 1992), elementos estes que formam a base mineralógica desses solos. Segundo Berrow et al.

(1978) o V tende a se concentrar associado à MO, que por sua vez apresenta elevado teor em P4P e P5P.

O grupo formado pelos perfis P1P, P2P e P3P (Figura 5) apresentam afinidades mineralógicas e químicas, em consequência da semelhança pedoambiental em que estão inseridos, e o material de origem comum. Os perfis P2P e P3P se destacam por apresentarem teores de Ca um pouco maior em relação aos demais solos, assim como o P, com  $r^2 = 0,62$  em relação ao Ca, ambos associados a atividade biológica, abundante na parte mais superficial desses perfis (Anexo B). O Mo apresenta valores semelhantes (Quadro 9) para os demais perfis do entorno (P4P, P5P e P7P), não sendo um bom estratificador dos solos.

Os perfis P1P, P2P e P3P destacam-se em relação aos demais, exceção para P7P, por apresentarem teores mais elevados em elementos de pouca mobilidade, mesmo em ambiente de condição redox baixa. Estes elementos, Al, Ti, Hf, Th e Zr, marcam e estratificam esse grupo de solos em comparação aos demais (Figura 5). Todos esses solos apresentam teores de Al (Quadro 8) superior a  $500 \text{ g kg}^{-1}$ , ou seja, mais da metade da composição total da TFSA é formada por óxidos de Al. Para o Ti, seus teores em P1P, P2P e P3P são  $\geq 85 \text{ g kg}^{-1}$ . O Hf, elemento com teores acima de  $40 \text{ mg kg}^{-1}$  para esse grupo, possui alta correlação com o Zr ( $r^2 = 1,00$ ), por apresentarem comportamento cristal químico semelhante (Kabata-Pendias & Pendias, 1992). Conhecido pela sua baixa mobilidade, o Zr ocorre com valores muito altos, acima de  $1700 \text{ mg kg}^{-1}$  para esses três solos. Os perfis P1P, P2P e P3P são solos formados essencialmente por gibbsita, em menor proporção goethita e minerais de titânio, todos muito estáveis à condição climática quente e úmida em que se encontram.



**Figura 5.** Análise dos componentes principais dos teores totais da TFSA dos solos coletados na Formação Parauapebas, com a distribuição por amostra.

O solo P7P representa, do ponto de vista químico e mineralógico, a máxima expressão do intemperismo químico (Quadros 6, 8 e 9). É um perfil originado de basalto

e certamente está exposto à situações de acentuada pedogênese por longo tempo. Difere-se dos demais por apresentar zircão como mineral traço (Quadro 6) e por possuir os maiores teores de Ti, Hf, Th, Zr e Al (Figura 5 e Quadros 8 e 9), todos elementos que tendem a se acumular nos solos, em razão da sua elevada estabilidade, sendo basicamente os elementos que compõem o perfil P7P, juntamente com o Fe da lepidocrocita e goethita, e do Si na forma de quartzo (Quadro 6). O Al aparece com valor acima de  $600 \text{ g kg}^{-1}$  (Quadro 8), principalmente na forma de gibbsita (Quadro 6), o Ti apresenta teor acima de  $108 \text{ g kg}^{-1}$ , presente nos minerais de anatásio, rutilo e ilmenita. O Th, elemento de grande estabilidade no solo (Mathieu et al., 1995), ocorre com teor ligeiramente mais elevado ( $59,8 \text{ mg kg}^{-1}$ ) em relação aos perfis que também possuem teores altos nesse elemento (Quadro 9). Com estreita associação com o Zr, o Hf apresenta seu maior valor em P7P, com  $56,2 \text{ mg kg}^{-1}$ . O Zr está presente em grande quantidade, com teor de  $2392,2 \text{ mg kg}^{-1}$  e todos os elementos com forte correlação (Anexo A) a ele, a exemplo do Al ( $r^2= 0,92$ ), Ti ( $r^2= 0,97$ ), Ga ( $r^2= 0,87$ ), Hf ( $r^2= 1,00$ ) e Th ( $r^2= 0,92$ ) também aparecem com valores elevados (Quadro 8 e 9). Considerando-se como base os teores de Zr (Quadro 9) para balizar o grau da erosão química, ter-se-ia uma concentração de mais de sete vezes de Zr em P7P comparando-se com seu material de origem, a rocha basáltica.

**Quadro 8- Teores totais na argila, TFSA e concreções dos solos**

Horizontes Prof. (cm)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	MnO
	g kg <sup>-1</sup>										
<b>P15P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>											
Ac (0-12)	333,1	424,5	200,1	0,5	25,1	1,4	6,2	2,5	3,5	0,7	0,6
Ac TFSA	278,2	478,0	192,8	0,6	37,6	0,8	5,1	0,1	2,9	1,1	0,9
Bwc1 (36-86)	341,0	428,2	192,2	0,5	23,3	1,3	7,0	1,1	2,2	0,8	0,5
Bwc1 TFSA	309,9	448,1	189,1	0,4	39,0	0,7	5,1	1,0	2,2	1,5	0,8
Conc. (36-86)	131,9	691,7	135,8	0,3	23,2	0,6	6,8	2,3	4,0	1,1	0,4
<b>P17P_ Latossolo Vermelho Ácrico típico</b>											
A (0-16)	372,0	384,1	203,5	0,5	26,9	1,3	6,4	0,9	1,7	0,5	0,3
A TFSA	356,2	376,2	212,6	0,5	43,0	0,8	4,4	0,8	1,4	1,5	0,5
Bw1 (39-71)	376,3	382,1	201,5	0,5	27,4	1,2	6,0	1,1	1,2	0,8	0,3
Bw1 TFSA	367,4	374,9	203,4	0,4	42,7	0,7	4,2	0,9	1,1	1,7	0,5
<b>P16P_ Latossolo Vermelho-Amarelo Ácrico típico</b>											
A (0-10)	586,1	323,8	22,1	0,5	53,0	1,4	6,4	1,2	2,1	0,7	0,3
A TFSA	555,1	318,7	43,7	0,6	69,4	0,9	4,1	0,9	1,8	1,6	0,5
Bw1 (37-76)	590,9	321,9	20,1	0,5	52,9	1,4	6,3	1,0	1,4	1,0	0,3
Bw1 TFSA	569,1	312,9	36,2	0,5	68,8	0,8	4,1	0,3	1,2	2,7	0,5
<b>P1P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário cambissólico</b>											
A (15-31)	641,5	236,1	28,7	0,5	75,2	1,0	4,5	1,9	6,1	1,7	0,2
A TFSA	539,8	236,6	118,2	0,4	90,6	0,9	3,6	1,0	3,7	1,3	0,6
Bic1 (42-55)	651,5	237,5	30,2	0,5	67,4	0,9	4,0	0,9	3,6	0,7	0,2
Bic1 TFSA	536,6	244,3	116,8	0,5	89,1	0,8	3,4	0,3	3,2	0,9	0,5
Conc. (42-55)	389,6	496,3	46,3	0,4	52,2	0,7	5,5	1,2	2,9	1,7	0,3
Conc. (64-86)	346,9	569,6	22,1	0,3	42,0	0,7	6,1	1,8	5,3	2,2	0,3
<b>P2P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>											
AO (0-9)	676,5	133,1	85,4	0,7	77,7	1,3	6,3	0,2	12,8	3,3	0,2
AO TFSA	584,9	140,8	156,8	1,1	96,3	1,6	2,7	1,0	8,6	2,7	0,4
Bi (11-38)	637,7	236,0	35,4	0,9	74,8	0,9	4,9	0,6	5,0	0,9	0,2
Bi TFSA	563,3	214,4	114,2	0,5	93,3	0,8	3,5	1,9	3,8	0,4	0,5
<b>P3P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário gleissólico</b>											
Hc (16-32)	661,9	195,0	43,5	0,7	73,1	1,0	4,9	0,3	13,9	2,3	0,2
Hc TFSA	550,7	207,2	134,0	0,7	84,9	1,4	3,1	0,8	10,8	2,1	0,5
Conc. (16-32)	388,9	521,5	29,1	0,4	39,7	0,8	5,6	1,6	7,3	1,5	0,3
<b>P4P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>											
O (0-7)	549,9	305,9	51,7	0,6	63,9	1,0	7,4	2,1	9,9	5,2	0,3
O TFSA	451,2	367,0	96,2	1,0	64,6	1,3	4,2	1,2	7,1	2,0	0,6
<b>P5P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>											
AOc2 (28-38)	612,0	239,6	43,0	0,7	70,7	1,6	8,0	1,9	14,9	4,0	0,2
AOc2 TFSA	386,4	415,2	124,5	0,4	53,2	0,8	4,5	1,3	8,0	1,3	0,4
Conc. (28-38)	422,3	522,4	10,4	0,3	26,7	0,7	5,7	1,2	5,3	0,8	0,3
<b>P6P_ Cambissolo Háptico Tb Distrófico latossólico</b>											
A (0-12)	336,8	240,0	399,0	5,9	5,8	0,8	6,0	0,7	2,2	0,5	0,3
A TFSA	202,4	178,9	585,8	4,7	18,3	1,0	4,2	0,2	1,8	0,7	0,4
Bi1 (31-71)	343,4	239,2	392,7	5,9	5,8	0,8	7,0	0,1	1,9	0,8	0,3
Bi1 TFSA	215,2	176,4	581,4	4,7	12,9	0,8	4,0	0,4	1,5	0,6	0,4
Sap.(100-140) TFSA	156,4	530,0	276,4	13,0	9,5	0,6	7,3	1,4	2,6	0,3	0,2
<b>P7P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>											
AC (0-13)	743,5	113,1	41,2	0,5	88,0	0,9	3,4	1,1	5,3	0,2	0,2
AC TFSA	613,5	140,3	123,2	0,6	108,3	0,9	3,3	0,3	4,6	0,4	0,5
<b>Amostras de canga, saprolito e rocha</b>											
Canga Sup.	305,6	632,0	20,4	0,3	26,4	0,6	6,5	2,2	1,4	1,9	0,5
Sap. (700-730)	252,3	347,5	263,9	2,0	19,4	8,9	69,2	10,0	7,2	13,3	0,9
Sap. TFSA	320,5	334,3	319,3	0,3	17,0	0,6	3,7	0,6	0,3	1,2	0,3
Basalto	162,0	203,5	473,2	58,7	7,0	4,2	85,1	0,3	1,0	0,0	1,9

O perfil P6P difere bastante dos demais solos (Figura 5), por suas características de menor alteração/pedogênese (Cambissolo) ou por ter material de origem diferente dos demais solo, possivelmente o riolito da Formação Parauapebas. Esse solo apresenta teores de Si ( $> 580 \text{ g kg}^{-1}$ ) superior ao do basalto ( $473 \text{ g kg}^{-1}$ ), na forma de caulinita e quartzo, principalmente. O K com correlação ao Si de  $r^2 = 0,94$  (Anexo A), presente na muscovita (Quadro 6), possui teores bem mais altos ( $4,7 \text{ g kg}^{-1}$ ) em relação aos demais solos (Quadro 8). Os elementos menores Ba, Be, Ce, La e Rb apresentam valores bem mais elevados em relação aos outros perfis (Quadro 9), todos esses elementos possuem alta correlação com o Si e, especialmente com o K (Anexo A). A relação desses elemento com o K, se deve em alguns casos, como do Ba ( $r^2 = 0,91$ ), pela semelhança de raio iônico (substituição isomórfica). O Rb possui comportamento geoquímico semelhante com o K (Franz & Carlson, 1987), visto pela sua alta correlação  $r^2 = 0,97$  (Anexo A).

Diferentemente de grande parte dos solos mais intemperizados com horizontes gibbsíticos sob climas tropicais/equatoriais úmidos (Dennen & Norton, 1977; Kobilsek & Lucas, 1985; Lucas et al., 1986; Lucas et al., 1993; Cornu, 1995; Lucas et al., 1996), os solos estudados na Formação Parauapebas não apresentam mudanças significativas de enriquecimento em caulinita (Si na fração argila) no horizonte superficial (Quadro 8).

**Quadro 9.** Teores totais dos elementos traço da argila, TFSA e concreções dos solos

Horizontes Prof. (cm)	As	Ba	Be	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Gd	Ge	Hf	La	Mo	Nd	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr
	mg kg <sup>-1</sup>																							
<b>P15P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico</b>																								
Ac (0-12)	0,0	92,2	0,3	85,1	0,0	143,5	123,1	62,8	2,5	0,0	11,0	23,2	2,7	11,1	46,9	6,2	0,0	44,6	*	27,4	455,4	25,0	220,9	494,3
Ac TFSA	0,0	121,1	0,3	66,9	0,0	209,2	129,7	59,8	1,5	0,0	15,1	29,8	2,0	24,7	33,2	11,5	0,0	49,0	19,0	26,0	500,3	26,8	113,7	602,1
Bwcl (36-86)	0,0	81,4	0,4	98,1	2,1	148,7	138,4	66,7	4,2	0,0	11,0	20,6	2,0	12,1	53,1	14,0	0,0	52,7	*	26,3	462,0	24,1	190,0	477,0
Bwcl TFSA	0,0	131,2	0,4	83,0	0,0	194,8	144,8	69,8	3,3	0,0	17,1	35,3	3,0	28,7	42,7	7,9	1,6	60,8	22,8	29,4	508,7	31,3	106,7	681,7
Conc. (36-86)	0,0	131,3	0,7	74,0	0,0	96,9	288,0	51,7	0,0	0,0	6,5	28,5	0,0	29,3	48,2	21,7	0,0	63,7	19,9	15,7	415,4	27,0	390,7	288,0
<b>P17P_ Latossolo Vermelho Ácrico típico</b>																								
A (0-16)	0,0	38,5	0,1	49,2	0,0	294,3	42,8	76,0	0,6	3,8	13,0	14,7	7,2	0,0	26,5	10,4	0,0	33,3	*	36,6	450,1	22,1	137,9	542,2
A TFSA	0,0	30,3	0,0	29,4	0,0	346,4	37,5	75,0	2,6	0,0	19,4	18,8	5,5	6,8	26,9	0,6	0,8	37,3	16,4	36,9	453,4	29,9	39,2	796,8
Bw1 (39-71)	0,0	35,5	0,1	51,3	0,0	306,7	39,7	77,2	1,6	0,0	12,7	15,1	4,3	1,0	28,8	3,6	1,3	37,6	*	34,8	462,5	22,7	102,9	539,7
Bw1 TFSA	0,0	31,7	0,0	31,3	0,8	315,3	35,7	75,3	3,9	0,0	22,1	18,9	4,3	7,6	27,3	0,0	1,1	41,5	14,3	37,2	467,8	30,3	38,5	862,3
<b>P16P_ Latossolo Vermelho-Amarelo Ácrico típico</b>																								
A (0-10)	0,0	30,7	0,0	52,0	0,0	481,5	25,3	100,9	3,3	0,0	21,6	18,6	7,0	0,0	16,2	0,0	0,2	40,4	*	47,5	447,4	30,9	222,6	853,4
A TFSA	0,0	32,0	0,0	28,2	1,7	522,6	17,9	95,5	5,9	0,3	33,4	20,1	3,4	0,0	7,3	0,0	1,5	44,8	22,0	50,5	469,8	43,3	24,6	1336,8
Bw1 (37-76)	0,0	34,9	0,0	61,0	0,0	493,2	22,8	100,0	1,3	2,2	20,8	19,2	6,1	0,0	17,6	0,0	1,4	43,0	*	49,9	448,0	30,4	99,4	840,7
Bw1 TFSA	0,0	32,9	0,0	31,2	0,0	533,0	12,7	102,1	3,7	0,0	35,5	21,3	2,8	1,6	6,8	0,0	2,4	51,2	22,8	55,9	484,0	45,1	21,2	1409,5
<b>PIP_ Plintossolo Pétrico Concrecionário cambissólico</b>																								
A (15-31)	0,0	28,5	0,0	49,5	0,0	551,0	26,9	120,5	7,5	0,1	27,6	25,3	8,1	0,0	5,2	0,0	1,4	36,9	*	52,5	521,2	36,4	75,4	1026,6
A TFSA	0,0	24,5	0,0	37,5	0,0	555,8	11,2	101,7	10,3	2,8	44,0	28,9	4,6	0,0	6,1	0,0	2,1	38,5	17,8	51,0	510,0	53,3	17,3	1802,4
Bic1 (42-55)	0,0	31,1	0,0	43,8	0,0	546,1	18,7	122,5	5,0	7,7	22,9	25,4	6,7	1,0	7,3	32,2	0,0	35,6	*	55,5	497,1	33,8	87,9	951,1
Bic1 TFSA	0,0	33,2	0,0	36,1	0,0	620,8	16,5	110,4	8,9	7,3	47,0	28,9	6,6	0,0	13,7	0,0	4,1	40,1	22,6	55,6	575,3	56,1	17,8	1877,4
Conc. (42-55)	0,0	24,8	0,0	17,4	0,0	590,5	10,6	87,9	0,0	0,0	26,0	11,5	10,4	3,0	10,4	5,3	1,5	28,1	12,4	38,4	998,6	31,2	28,7	1084,9
Conc. (64-86)	0,0	24,0	0,2	19,3	0,0	676,4	14,4	88,4	4,1	0,0	20,8	8,2	8,0	4,6	16,5	17,5	0,0	36,7	10,4	39,5	945,4	24,5	41,6	864,8

\* Sem leitura

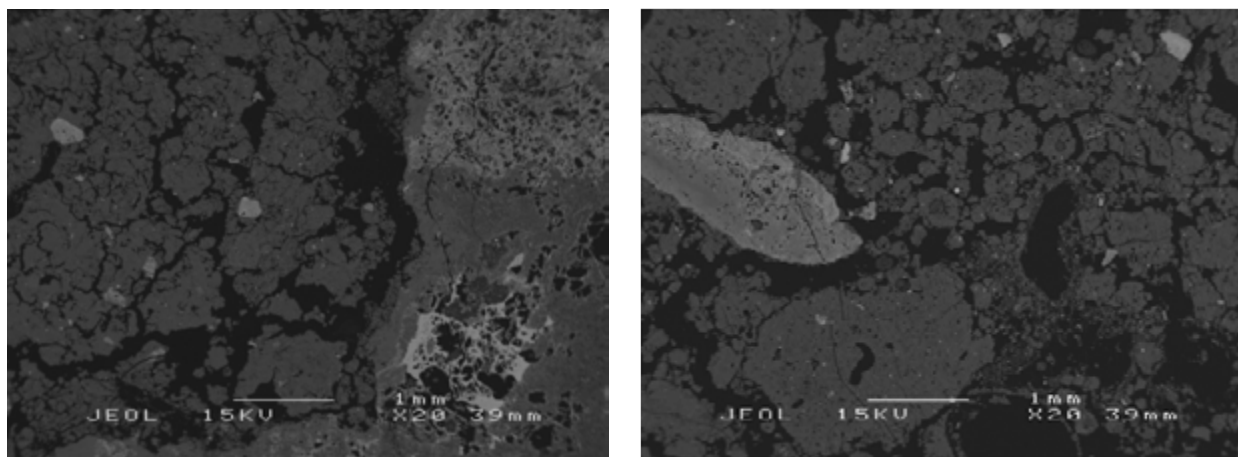
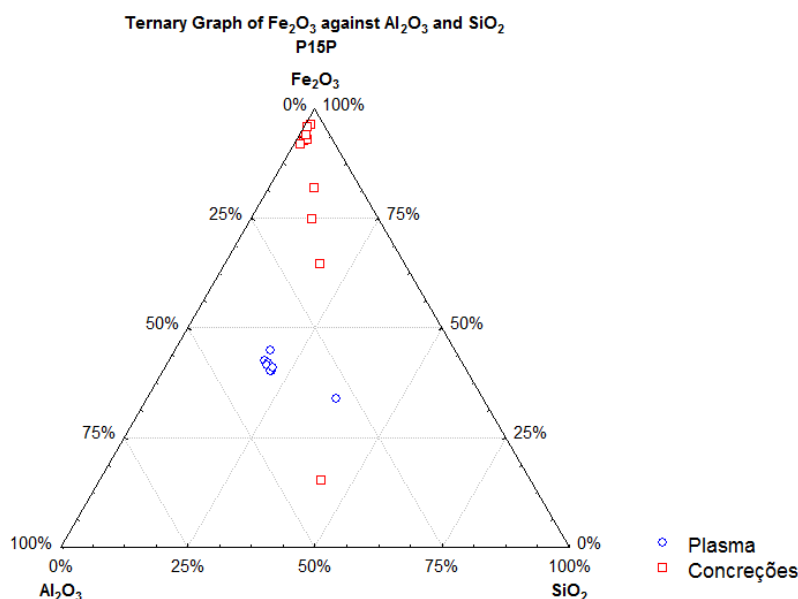
**Quadro 9.** Teores totais dos elementos traço da argila, TFSA e concreções dos solos. Continuação...

Horizontes Prof. (cm)	As	Ba	Be	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Gd	Ge	Hf	La	Mo	Nd	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr
	mg kg <sup>-1</sup>																							
<b>P2P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>																								
AO (0-9)	0,0	38,1	0,0	88,5	3,4	458,5	74,2	108,9	3,2	14,0	23,9	33,5	9,5	0,0	6,2	18,0	0,0	33,2	*	50,2	463,6	36,7	215,5	955,2
AO TFSA	0,0	32,6	0,0	41,4	0,0	475,3	33,2	97,7	6,5	6,1	44,1	33,3	5,9	0,9	8,0	0,0	1,9	36,0	17,3	48,5	487,6	56,0	22,4	1769,5
Bi (11-38)	0,0	36,5	0,0	67,7	1,2	501,4	34,6	117,8	6,1	0,0	26,4	32,7	6,1	0,0	8,8	8,6	3,4	37,7	*	56,8	491,6	39,3	96,0	1021,6
Bi TFSA	0,0	24,7	0,0	38,5	0,0	482,2	14,3	99,4	9,8	9,6	47,1	28,8	7,0	0,5	12,4	0,0	2,8	38,7	13,8	50,9	479,4	58,2	12,6	1916,8
<b>P3P_ Plintossolo Pétrico Concrecionário gleissólico</b>																								
Hc (16-32)	0,0	35,8	0,2	63,3	0,0	552,2	48,8	114,5	8,0	4,2	24,0	29,0	5,3	0,0	11,5	1,7	0,4	37,4	*	52,7	614,0	40,0	460,5	1021,1
Hc TFSA	1,3	41,3	0,3	33,7	0,0	532,6	25,5	98,0	7,0	7,1	41,9	26,0	3,6	2,5	0,0	0,1	2,4	38,6	23,8	47,1	653,2	53,7	299,1	1743,7
Conc. (16-32)	0,0	22,3	0,4	18,4	0,0	549,7	33,9	86,3	4,4	0,0	20,9	8,5	6,6	5,5	18,0	13,2	0,0	38,9	10,5	40,4	1218,2	25,7	157,8	856,5
<b>P4P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>																								
O (0-7)	0,0	36,7	0,1	48,4	0,0	436,6	46,8	66,3	5,1	5,4	12,7	13,1	4,4	0,0	4,7	4,8	0,2	28,0	*	32,2	456,0	21,0	187,7	574,5
O TFSA	0,0	35,0	0,2	26,4	4,1	637,0	27,9	90,2	4,8	1,6	34,5	17,2	6,9	5,8	20,4	2,8	0,0	38,6	18,4	45,1	1044,8	40,5	61,6	1431,8
<b>P5P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>																								
AOc2 (28-38)	0,0	36,8	0,0	94,2	11,5	689,0	61,9	125,4	8,8	14,3	24,1	24,5	4,2	0,0	8,3	7,9	0,0	37,2	*	55,1	826,6	37,6	174,2	1011,9
AOc2 TFSA	0,0	20,8	0,2	18,6	0,0	743,9	16,4	97,0	2,8	0,0	29,1	12,9	7,4	2,3	7,9	2,6	0,0	30,0	12,3	40,0	1492,4	31,7	33,4	1203,6
Conc. (28-38)	0,0	16,2	0,5	12,8	0,0	1186,9	62,0	86,5	3,5	0,0	13,6	5,4	10,8	5,5	39,0	1,3	0,0	46,9	7,1	33,8	1749,6	16,0	49,6	551,1
<b>P6P_ Cambissolo Háplico Tb Distrófico latossólico</b>																								
A (0-12)	0,0	219,8	0,8	166,7	3,6	63,7	135,3	49,1	5,9	6,0	16,9	68,8	3,8	35,7	45,8	3,9	38,9	34,7	*	35,8	233,8	43,9	60,6	681,0
A TFSA	0,0	270,2	0,8	140,1	0,5	51,6	104,1	31,3	5,3	5,5	12,6	64,7	4,7	38,6	32,3	4,6	21,0	24,5	15,5	24,8	176,2	34,3	23,9	558,5
Bi1 (31-71)	0,0	217,9	0,8	240,5	1,5	57,2	152,3	50,2	4,5	4,1	16,3	74,3	1,2	35,9	36,0	5,7	38,1	37,6	*	40,3	229,2	44,6	53,4	687,1
Bi1 TFSA	0,0	271,3	0,8	192,4	5,2	43,5	111,1	32,0	5,7	5,7	14,2	71,4	0,0	43,9	33,2	3,2	22,5	27,8	14,5	28,9	174,9	37,1	22,0	579,6
Sap. (100-140)	0,0	320,0	1,5	330,6	0,0	78,8	115,5	46,0	3,3	0,0	9,3	129,5	1,6	60,9	16,1	22,4	48,3	24,9	15,9	33,2	250,5	30,3	47,0	471,4
<b>P7P_ Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico</b>																								
AC (0-13)	0,0	26,8	0,4	45,9	2,8	586,5	34,1	129,5	7,7	4,7	29,6	34,8	7,2	4,8	10,5	0,0	1,5	39,6	*	56,5	509,9	48,4	23,7	1232,6
AC TFSA	0,0	35,7	0,4	49,5	7,2	578,9	21,3	111,7	6,8	9,9	56,2	37,1	9,9	0,4	10,7	0,0	1,0	44,6	21,3	59,8	610,0	72,5	6,8	2392,2
<b>Amostras de canga, saprolito e rocha</b>																								
Canga Sup.	0,0	20,6	0,2	13,1	0,0	473,8	45,2	56,5	0,0	0,0	7,7	10,8	1,8	8,3	22,1	9,9	0,0	40,1	4,7	20,4	927,7	10,9	58,9	353,0
Sap. (700-730)	0,0	1940,2	2,1	24,0	43,4	88,5	14,9	18,4	2,0	7,3	3,7	9,1	2,0	12,5	81,8	1,9	110,6	38,7	14,7	9,0	302,6	18,1	279,5	137,3
Sap. TFSA	81,3	318,3	0,8	654,7	40,0	248,7	286,0	58,2	2,8	4,2	16,2	55,0	19,9	313,0	78,2	80,4	3,9	73,6	0,0	37,3	1944,4	38,0	289,3	743,4
Basalto	0,0	25,4	0,8	54,0	0,0	224,6	253,5	63,2	3,9	0,0	6,5	7,6	1,9	8,3	92,3	3,0	0,0	60,9	23,8	18,4	556,7	18,0	168,4	321,6

\* Sem leitura

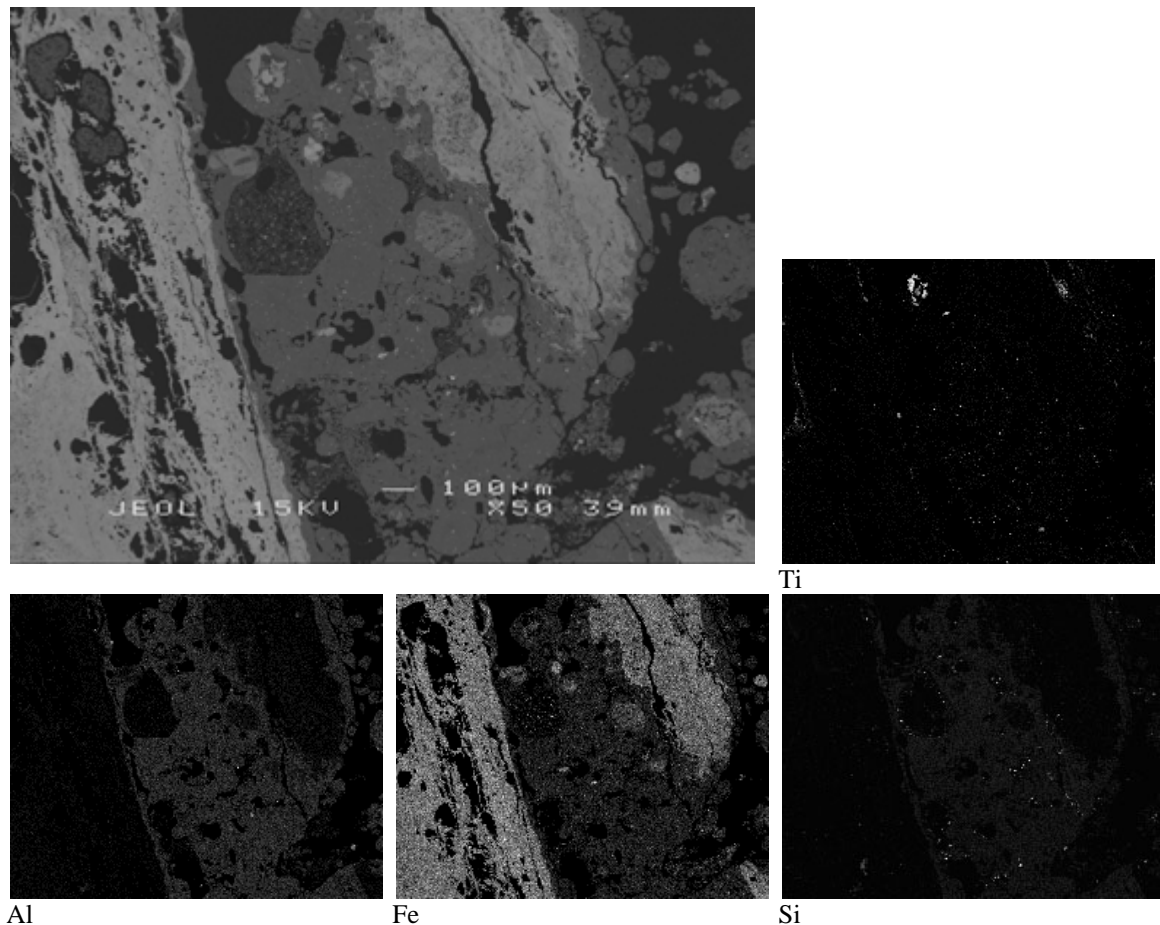
## Análises Microquímicas

O Plintossolo Pétrico da borda do platô (P15P), apresenta no horizonte Bwc1 estrutura microgranular bem definida. Em meio a matriz ocorrem muitas concreções porosas, de menor densidade em relação às concreções encontradas em solos na Formação Carajás. Em observação macroscópica e confirmada em nível microscópico (Figura 6) nota-se que as concreções são heterogêneas, sugerindo possível gênese polifásica. Em relação à distribuição dos teores de Fe, Al e Si (Figura 6), no plasma, há acentuada homogeneidade, indicando um avançado grau de pedogênese e uniformidade do material pedoplasmado. O plasma apresenta teores semelhantes de Fe e Al, tendendo para valores um pouco maiores de Fe. O silício tem participação bem menor em sua composição (Figura 6), corroborando com a constituição mineralógica (Quadro 6), que indica a maior participação de óxidos de Fe e Al na constituição desse solo. Nas concreções os teores de Fe variam bastante, enquanto Si e Al permanecem com proporções constantes, decorrente da presença de caulinita.



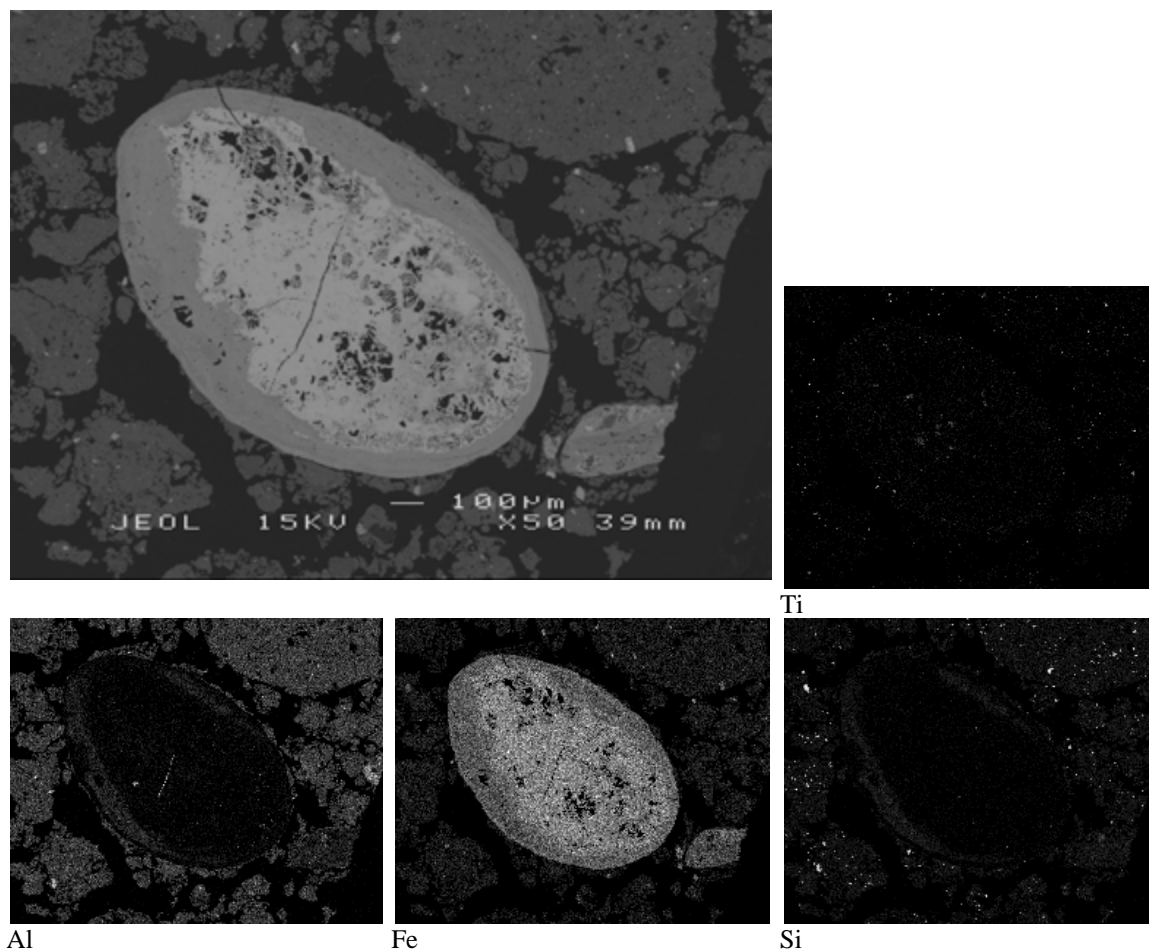
**Figura 6.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do material do horizonte Bwc1, perfil P15P, e a distribuição dos teores normalizados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  do plasma e concreções em gráfico triangular.

As concreções (Figuras 7 e 8) apresentam uma graduação do material hematítico com maior resposta ao retroespalhamento eletrônico (BSE) no EDS (branco mais acentuado no mapa de Fe) em aparente estágio de alteração para goethita e gibbsita nas bordas (Nahon et al., 1977; Muller et al., 1981; Cantinolle et al., 1984; Didier et al., 1985), com menor retroespalhamento. O quartzo está distribuído junto ao plasma do solo (Figura 8), e ausente nas concreções, como verificado na difratometria de raios-X (Quadro 6). A distribuição homogênea das pontuações de Ti e Si na matriz do solo é associada à pedobioturbação (Figura 8).



**Figura 7.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS em amostra do horizonte Bwc1, perfil P15P.

O Ti em forma de minerais segregados de anatásio (Quadro 6) ocorre em maior abundância onde os teores de ferro são mais baixos (Figuras 7 e 8). O silício está distribuído no plasma do solo sob a forma de caulinita, sendo um dos principais minerais formadores da fração argila do perfil P15P.

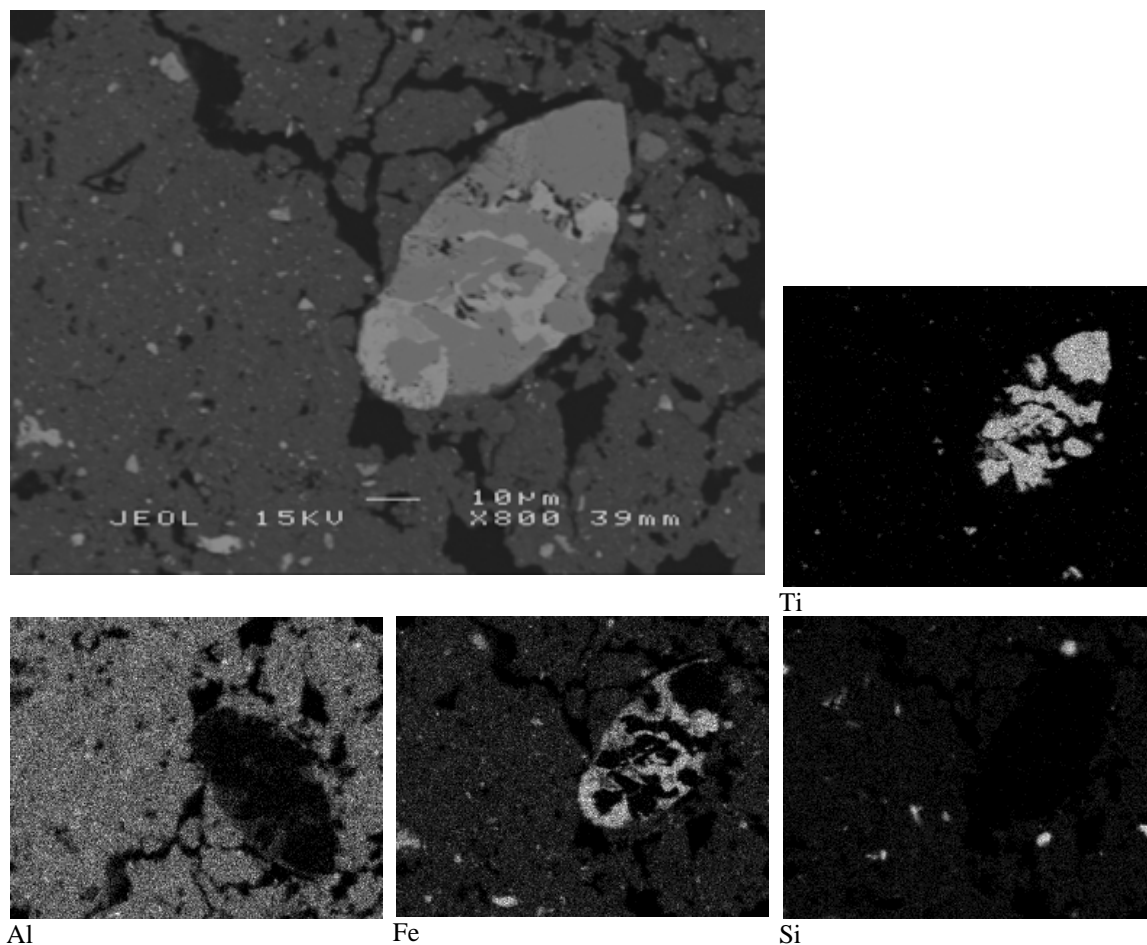


**Figura 8.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc1, perfil P15P.

Com ampliação de 800 vezes, a Figura 9 permite observar em detalhe a composição da matriz do solo. Seu esqueleto é formado por pequenos grãos de quartzo com sinais de alteração por dissolução (corrosão), e em menor proporção por pontuações de anatásio, ilmenita e hematita (Quadro 6). O plasma apresenta contribuições de minerais ricos em Al, seguido por Fe e por último Si (Figura 9), em relação à quantidade. Os minerais que formam o plasma são a caulinita, gibbsita, goethita e hematita (Quadro 6).

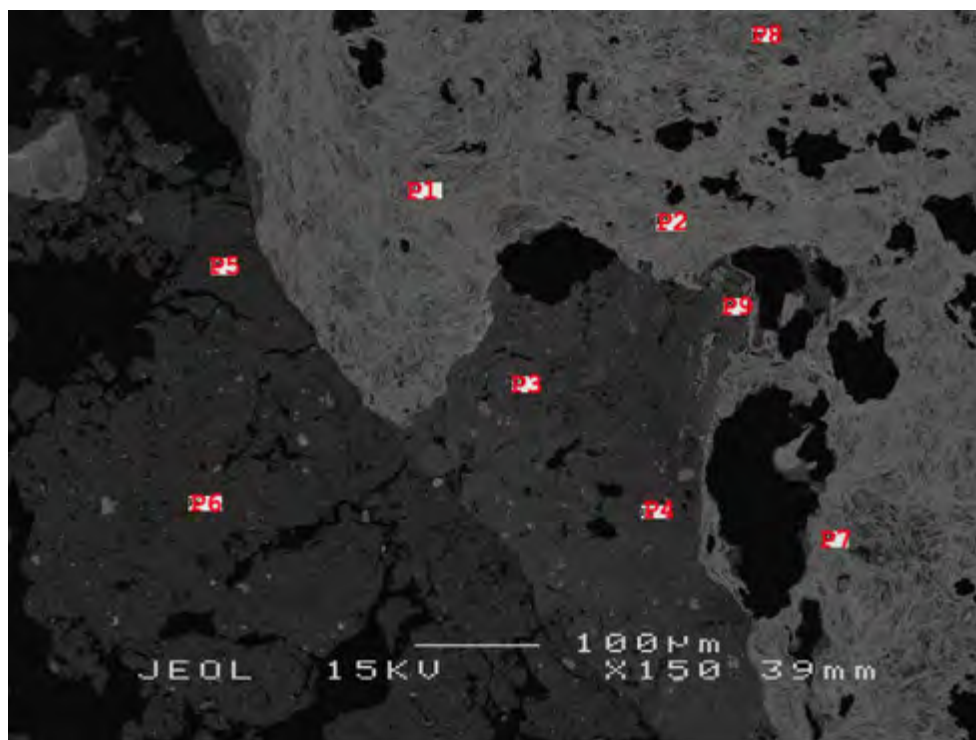
Destaca-se a presença de uma concreção com características de magnetita titanífera degradada, com seu conteúdo de ferro e titânio segregado (Figura 9). Sobre essa concreção ocorre ainda uma alteração mais recente e menos intensa, da parte rica em Fe (hematita/maguemita?), que se degrada para goethita com substituição de Fe por Al. A magnetita ocorre como mineral acessório nos metabasaltos (Zucchetti, 2007), não sendo encontrada em nenhum material pedológico analisado (Quadro 6), coletados nas áreas de domínio das rochas máficas da Formação Parauapebas. A maguemita é o mineral que responde pelo magnetismo dos solos originados de rochas máficas (Formação Parauapebas), estando presente apenas no perfil P15P. A degradação de

magnetita titanífera pode ser a responsável pela formação de maguemita e a consequente manutenção das características magnéticas desse solo (Resende et al., 1986).



**Figura 9.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bwc1, perfil P15P.

Como verificado na Figura 6, a composição das concreções do perfil P15P é heterogênea (Figura 10). Os pontos P1, P2, P6, P7 e P9 possuem teores de Al, P e Fe bem próximos, em torno de 7,3 %, 1,5 % e 89 %, respectivamente para cada elemento. O ponto P8, também na concreção (Figura 10), difere dos anteriores por apresentar teores de Al (20 %) e Si (18 %) mais elevados, e P (0,8 %) e Fe (54 %) mais baixos. Diferentemente dos pontos P1, P2, P6, P7 e P9, onde não foi detectada a participação de Ti em suas composições, P8 apresenta teor significativo de Ti (5 %). Essas variações nas concreções corroboram com os resultado do Quadro 6, cuja composição mineralógica é dada por elevada participação de hematita, seguido por goethita, com ocorrência moderada. A caulinita possui menor contribuição, e gibbsita, magnetita e anatásio apresentam-se em quantidades traços.



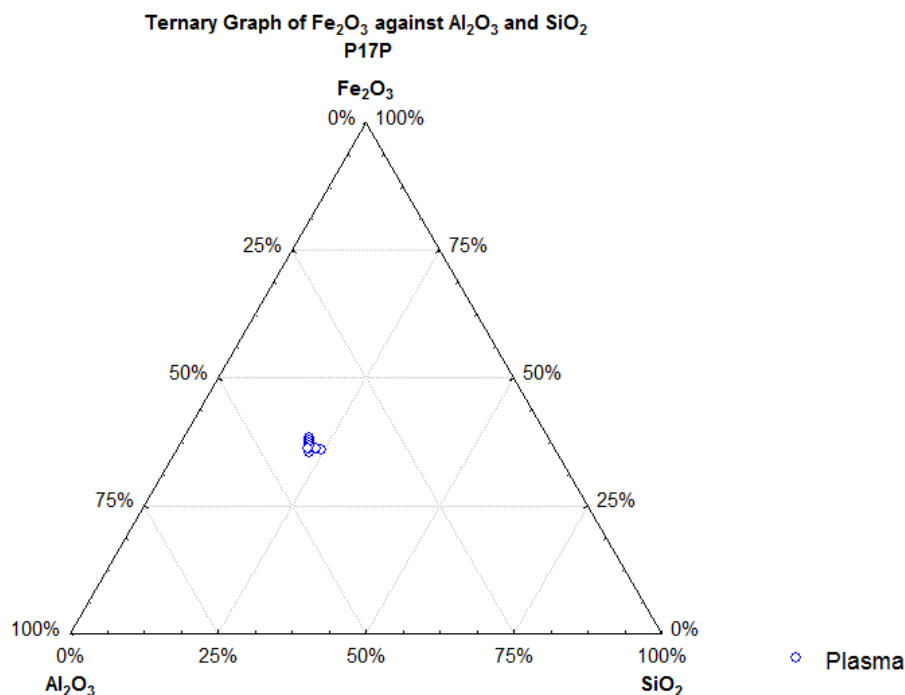
Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
P1	0,49	0,00	7,34	1,01	1,52	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	89,44	0,00
P2	0,46	0,00	7,16	0,88	1,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	90,10	0,00
P3	0,00	0,00	28,29	26,66	0,00	0,00	0,00	4,47	0,00	0,00	40,58	0,00
P4	0,00	0,00	27,73	27,04	0,37	0,00	0,17	3,35	0,00	0,00	41,34	0,00
P5	0,00	0,00	38,35	18,29	0,00	0,00	0,00	2,29	0,00	0,00	41,07	0,00
P6	0,00	0,00	7,36	0,66	1,41	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	90,45	0,00
P7	0,35	0,00	7,38	2,33	1,47	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	88,31	0,00
P8	0,00	0,00	20,83	18,10	0,82	0,00	0,00	4,99	0,00	0,29	54,97	0,00
P9	0,49	0,00	7,34	1,01	1,52	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	89,44	0,00

**Figura 10.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análises da composição química por meio de EDS. Perfil P15P, horizonte Bwcl.

Os pontos analisados P3 e P4 (Figura 10) fazem parte do material alterado da concreção, com distribuição dos teores dos elementos diferente do plasma (P5). Nos pontos P3 e P4 há acentuada ocorrência de caulinita ( $\approx 27\%$  de Si e Al), com teores de Fe em torno de 40%, em sua maior parte na forma de goethita; o Ti na forma de anatásio ou ilmenita ocorre bem distribuído nas partes mais alteradas da concreção. Em relação aos pontos P3 e P4, a análise do plasma da matriz (P5) diferencia-se pelo maior teor em Al (38%) e menor valor do Si (18%), ou seja, o plasma apresenta mais gibbsita e menos caulinita em relação às partes alteradas das concreções, enquanto o Fe sob a forma dominante de goethita permanece com teor semelhante em ambos (Figura 10).

É bem provável que as concreções do perfil P15P se encontrem em processo de degradação, ou seja, a hematita tende a alterar-se para goethita (Muller & Bocquier, 1986), que se incorpora paulatinamente ao plasma. Do ponto de vista da evolução da paisagem, talvez seja esta a causa principal do recuo das bordas dos platôs, atualmente

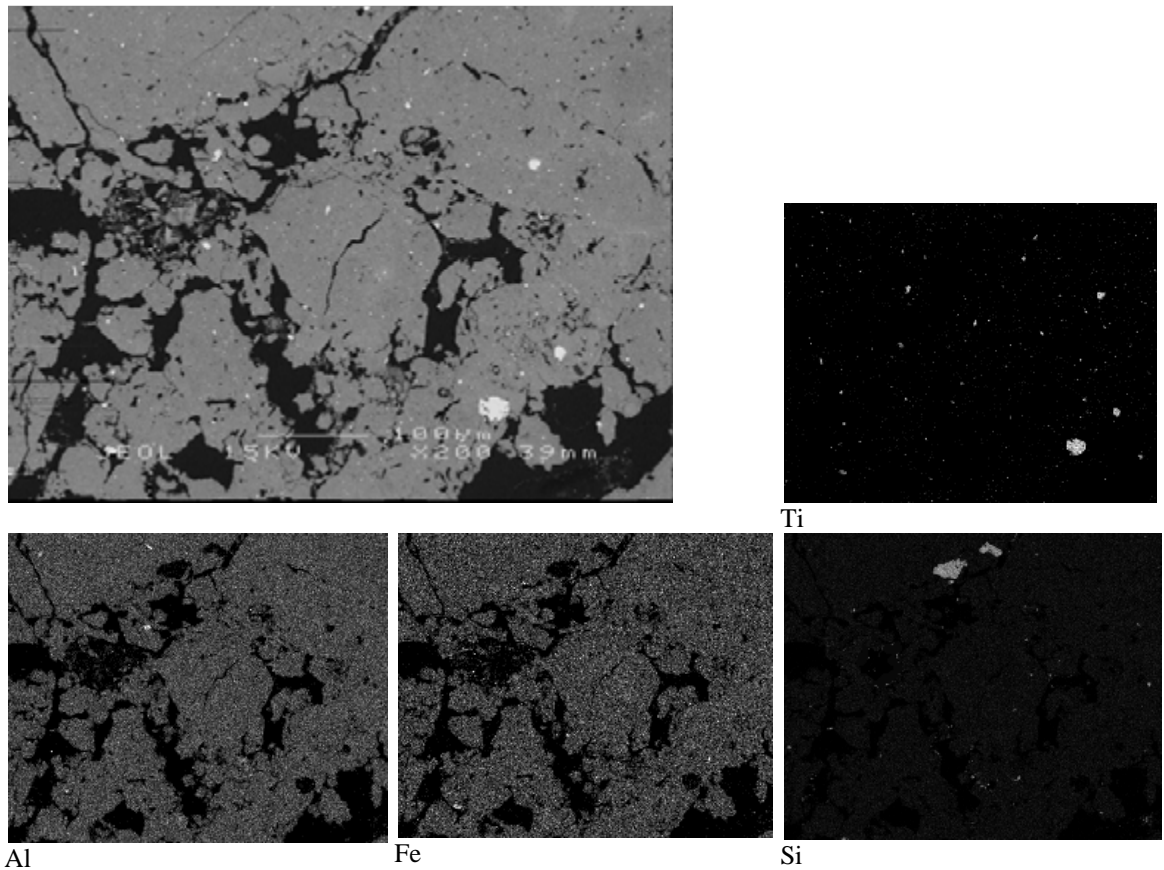
pouco estáveis com claras cicatrizes de deslizamentos em meio a floresta sem alteração antrópica. Parece provável que no passado as bordas dos platôs basálticos foram capeadas por faixas de Plintossolos Pétricos responsáveis pela manutenção desses antigos platôs. Sem essa couraça laterítica seria pouco provável a preservação dessas chapadas por tanto tempo.



**Figura 11.** Distribuição dos teores normalizados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> do plasma da matriz do solo em gráfico triangular. Horizonte Bw1, perfil P17P.

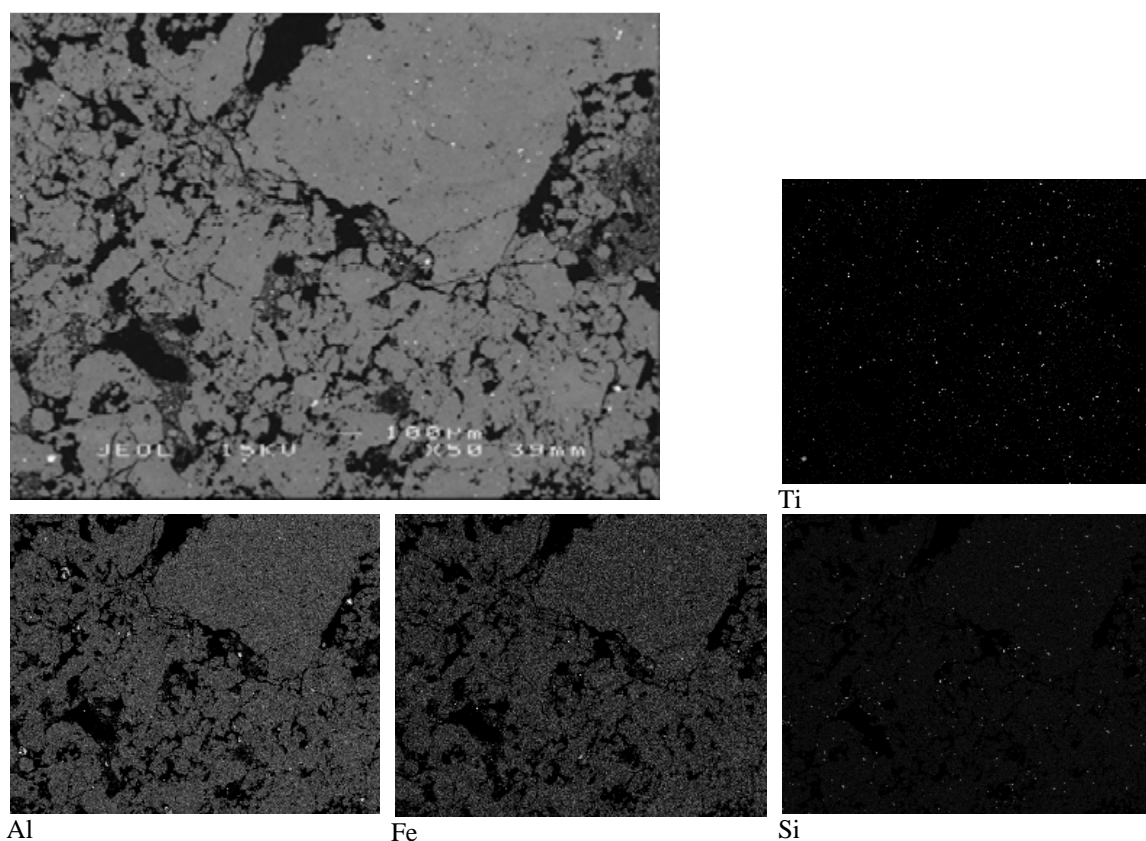
O material mineral que compõe o horizonte Bw1 do perfil P17P (LV), solo dominante nos platôs basálticos da Serra dos Carajás, possui plasma muito homogêneo (Figura 11), com predomínio de Fe e Al em proporções semelhantes. O silício encontra-se presente no plasma na forma de caulinita, mas a contribuição dos óxidos de Al, especialmente os de Fe, são superiores.

A matriz do horizonte Bw1 (P17P) apresenta esqueleto composto por pequenas pontuações de Ti e Si em menor proporção. O grande predomínio da matriz (Figura 12) é de um plasma muito homogêneo, rico em Al e Fe, em minerais de gibbsita, goethita, possivelmente com abundante substituição de Fe por Al (Muller et al., 1981), e também hematita. Chama a atenção a morfologia dos grãos de quartzo com sinais claros de dissolução, suas bordas estão corroídas, alguns cristais em estágio muito avançado de dissolução (Nahon, 1976; Eswaran & Stoops, 1979; Muller et al., 1981), certamente contribuindo para a manutenção da caulinita no sistema (Muller & Bocquier, 1986).



**Figura 12.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bw1, perfil P17P.

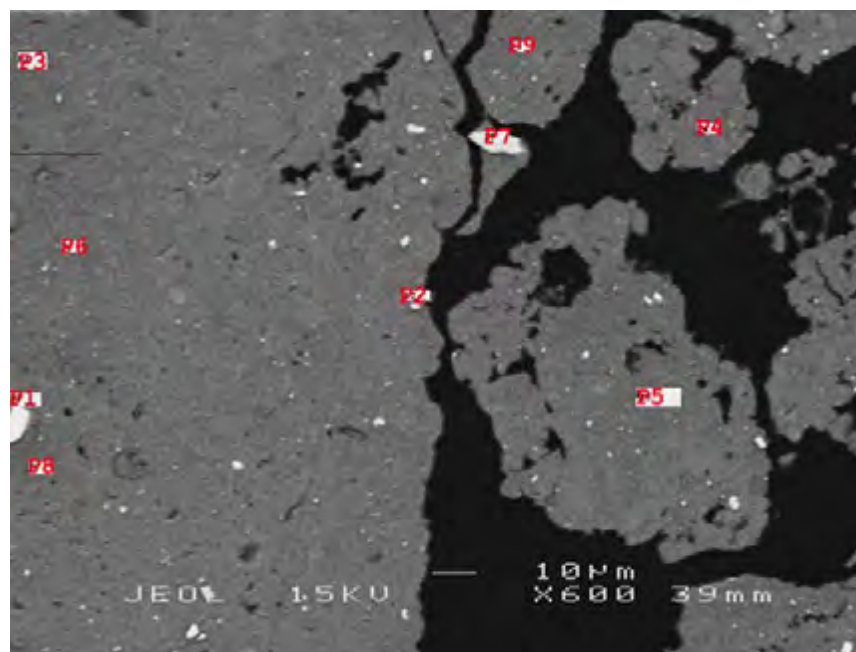
A Figura 13 evidencia a estrutura microgranular bem desenvolvida do horizonte Bw1 do perfil P17P. A matriz do solo permanece com acentuada homogeneidade, com distribuição uniforme dos elementos que a compõe.



**Figura 13.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bw1, perfil P17P.

As análises pontuais da Figura 14 mostram que o plasma possui composição semelhante quando em estrutura microgranular (P4, P5 e P9) e granular (P3, P6, P8). Nesses pontos, os teores de Al variam de 38 a 40 %, para o Si de 19 a 22 %, titânio de 1,5 a 2,8 % e o ferro de 34 a 40 %. Para os pontos: P3, P4, P5, P6, P8 e P9 os elementos que mais variam são o Ti e Fe, provavelmente por seus comportamentos semelhantes e tendência a concentrarem-se (nuclear). Alternativamente, tal variação pode ser uma herança de paleoconcreções, cujos conteúdos em Fe e Ti ainda não foram totalmente redistribuídos ou alterados.

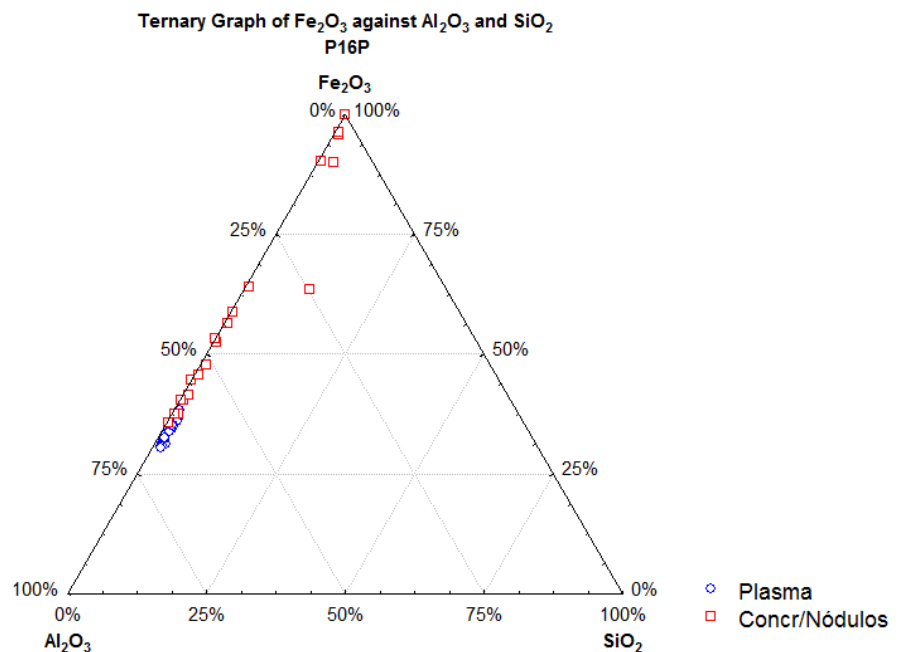
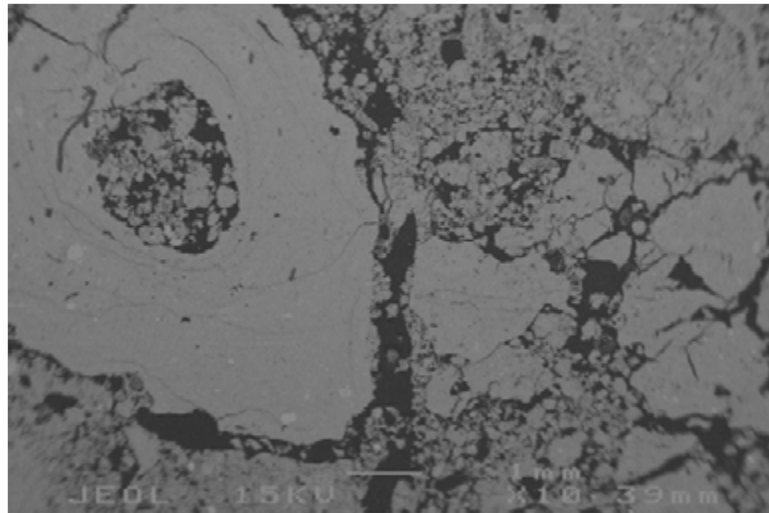
Os pontos P1 e P7 (Figura 14) representam nucleação de minerais com maior densidade, a exemplo de P1, cujos teores de Mg, Ti e Fe são compatíveis ao da ilmenita, mineral com baixa ocorrência nesse horizonte e, por isso, não detectada na difratometria de raios-X. No ponto P7 há 98 % de Ti, sendo provavelmente anatásio, mineral comum no perfil P17P, e um dos principais formadores da matriz desse solo. A análise no ponto P2 mostrou uma composição variada com presença de Al (14 %), Si (6,9 %), Ti (38 %), Mn (10 %) e Fe (30 %).



Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
P1	0,00	2,42	0,30	0,00	0,00	0,00	0,13	45,10	0,00	0,56	51,48	0,00
P2	0,00	0,00	14,23	6,91	0,00	0,00	0,21	38,18	0,00	10,01	30,46	0,00
P3	0,42	0,00	39,61	21,42	0,00	0,00	0,00	2,45	0,00	0,00	36,10	0,00
P4	0,00	0,00	40,72	22,05	0,00	0,00	0,00	1,88	0,00	0,00	35,36	0,00
P5	0,00	0,00	38,43	19,45	0,00	0,00	0,00	1,55	0,00	0,00	40,57	0,00
P6	0,00	0,00	39,43	21,64	0,00	0,00	0,00	2,26	0,00	0,00	36,68	0,00
P7	0,21	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	98,62	0,00	0,00	0,85	0,00
P8	0,30	0,00	40,34	22,07	0,00	0,00	0,00	2,89	0,00	0,00	34,40	0,00
P9	0,00	0,00	39,51	22,06	0,00	0,00	0,00	1,60	0,00	0,00	36,83	0,00

**Figura 14.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análises da composição química por meio de EDS. Perfil P17P, horizonte Bw1.

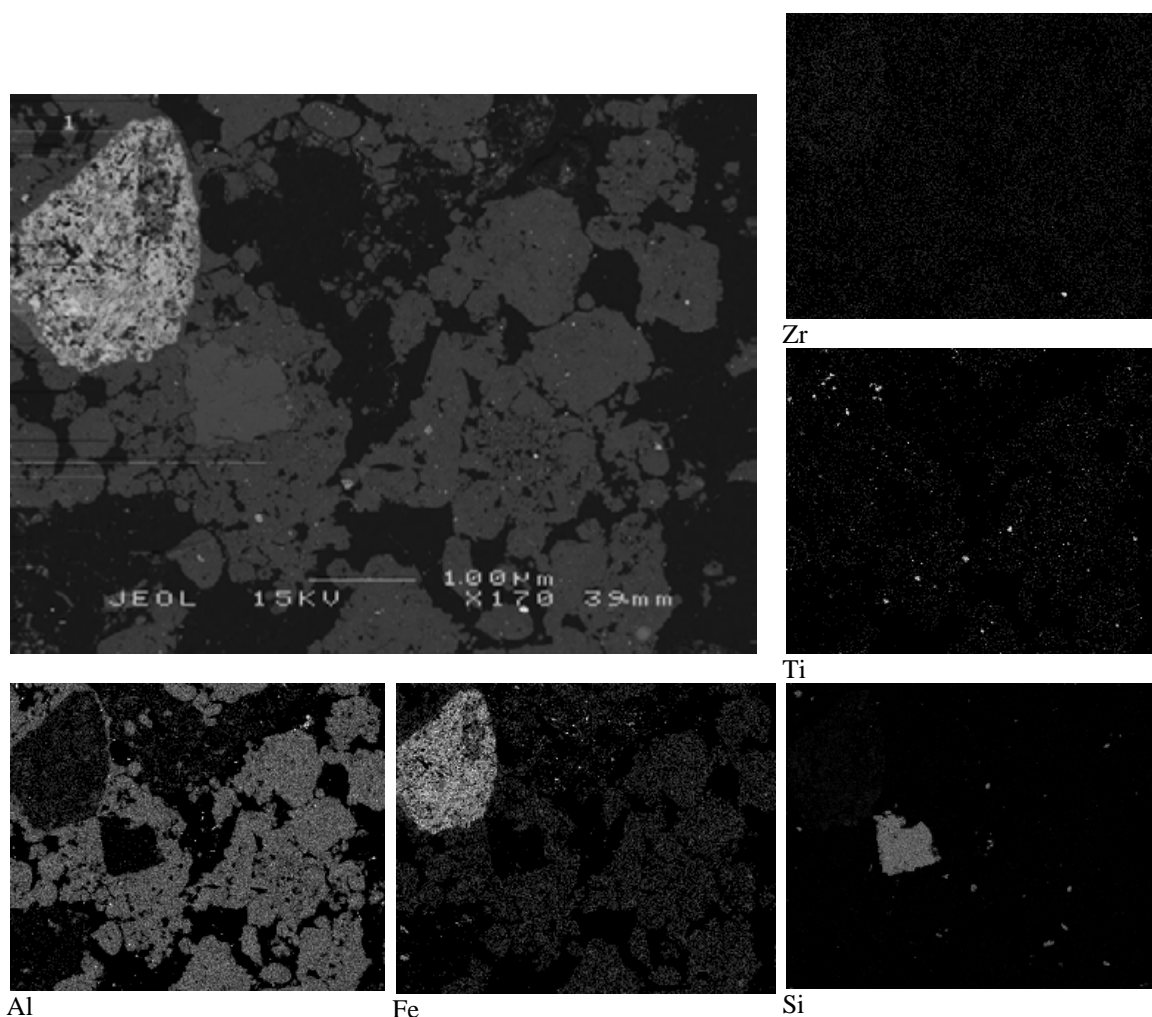
O perfil P16P, um Latossolo Vermelho-Amarelo muito intemperizado, apresenta estrutura microgranular e granular bem definida (Figura 15), com muitos resquícios de estruturas biológicas com a mesma composição da matriz do solo. O gráfico triangular (Figura 15) mostra grande homogeneidade do plasma dos horizontes Bw1 e Bw2, formado em maior parte por óxido de Al e em menor proporção por óxido de Fe. O plasma desses dois horizontes, originados de basalto, é completamente dessilicificado. As concreções/nódulos apresentam grande variação em relação aos teores de Fe e Al, mas para a maioria os óxidos de Al (gibbsita) tendem a predominar na composição dessas concreções. Algumas possuem baixos teores de Si, o que ocorre provavelmente devido à interferência de pequenos grãos de quartzo. O material mineral que forma o perfil P16P pode ser considerado como bauxítico.



**Figura 15.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do horizonte Bw1, perfil P16P, e a distribuição dos teores normalizados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> do plasma e concreções/ dos horizontes Bw1 e Bw2.

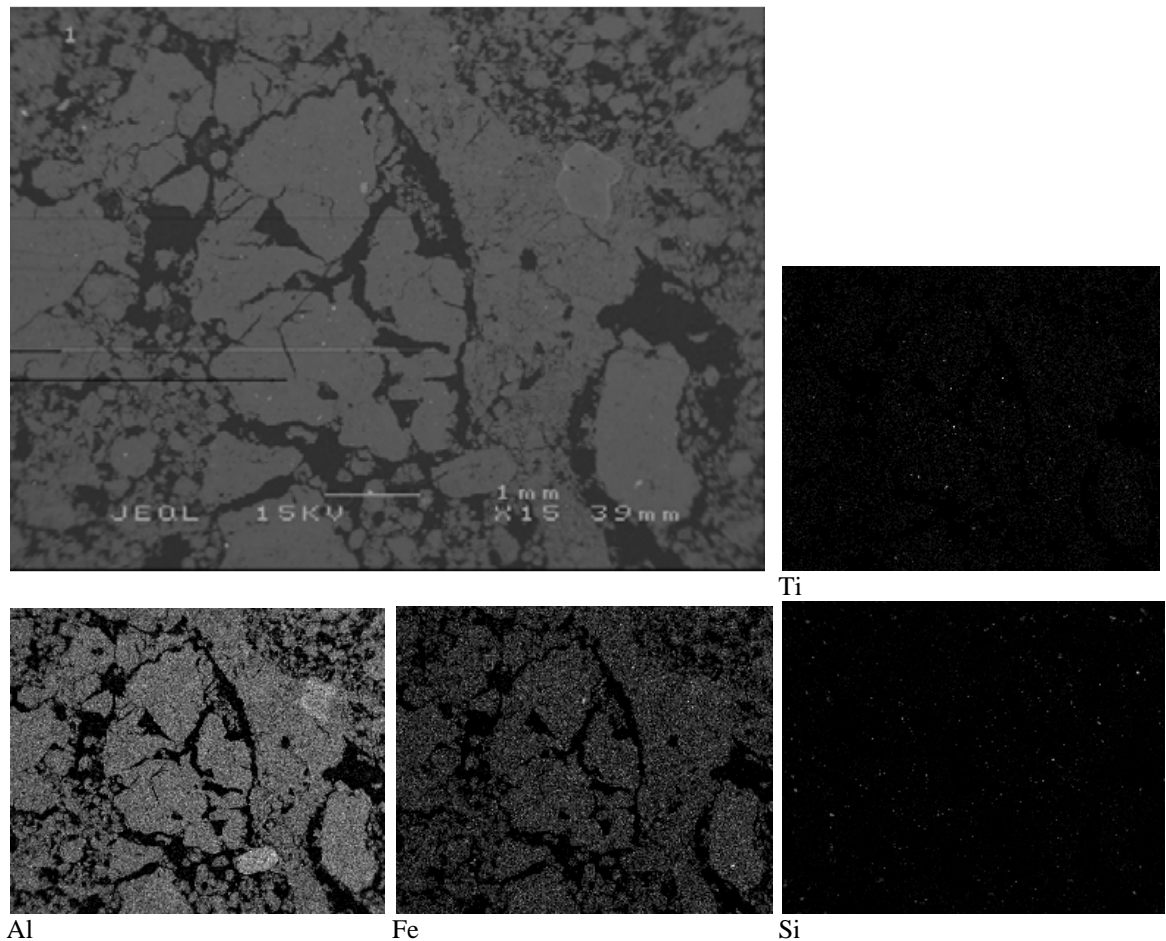
A Figura 16 mostra um claro contraste entre um grão de quartzo (centro da imagem) com acentuada dissolução (Nahon, 1976; Eswaran & Stoops, 1979; Muller et al., 1981), em oposição ao plasma do solo completamente dessilicificado. Embora não seja muito comum, há uma concreção rica em Fe (goethita e hematita) que contrasta com o plasma gibbsítico (Figura 16). É provável que no passado esse LVA tenha sido um Plintossolo Pétrico muito mais rico em ferro, pois a posição atual na paisagem indica que condições de baixo potencial redox influenciaram sua gênese. Atualmente sua classe de drenagem é de acentuadamente drenado, o que contribui para os baixos teores em Si, os menores de todos os solos estudados na Formação Parauapebas (Quadro 8). O LVA originado de rocha máfica com teor de 473 g kg<sup>-1</sup> de Si ou mesmo considerando-se o saprolito dessa rocha com 319 g kg<sup>-1</sup> de Si, para um solo (P16P) com

36 g kg<sup>-1</sup> (Quadro 8), mostra que houve um processo intenso de lixiviação e concentração de elementos menos móveis sobre diferentes condições redox.



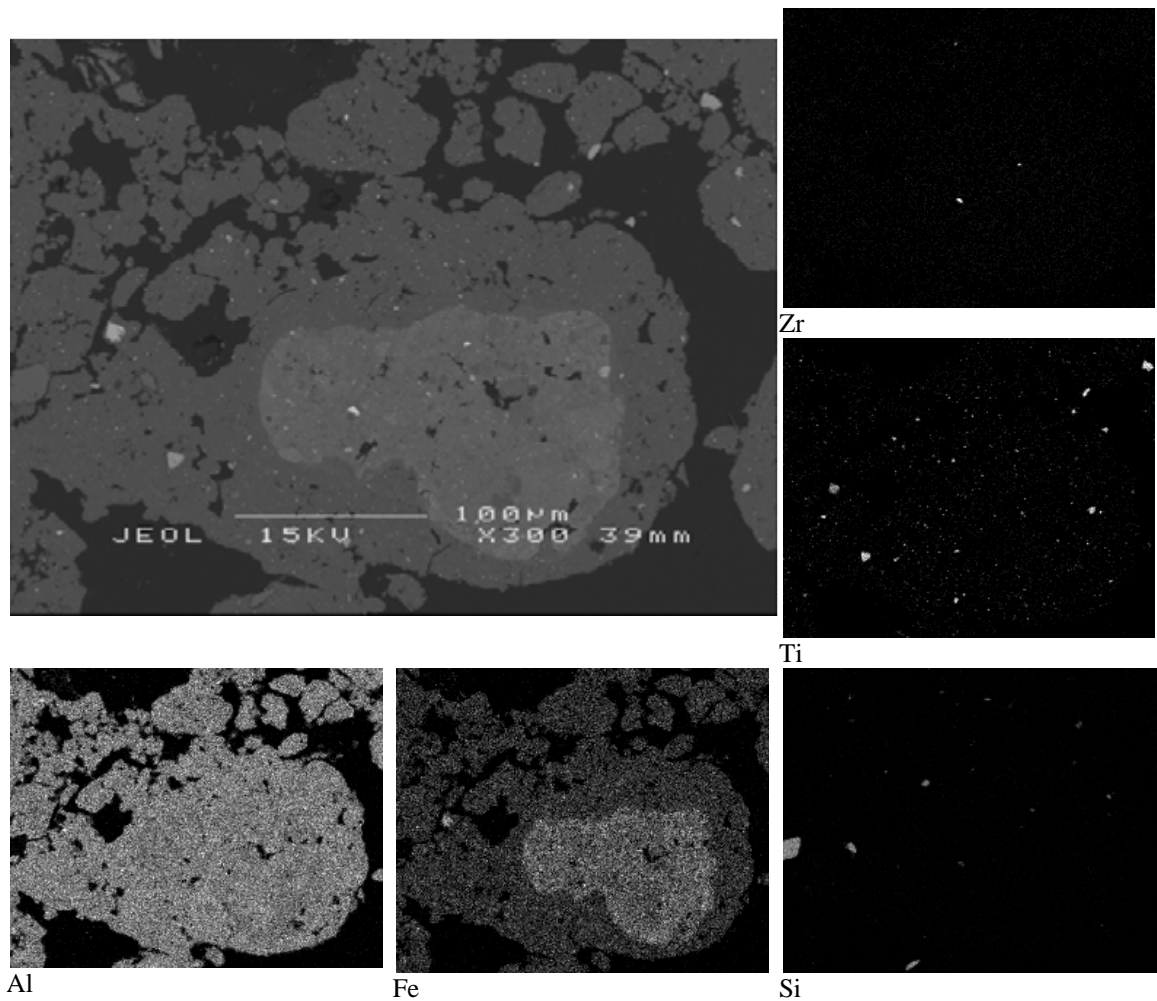
**Figura 16.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bw1, perfil P16P.

A homogeneidade no horizonte Bw1 do perfil P16P, mesmo em nível microscópico, é interrompida apenas por raras concreções ricas em Fe (Figura 16), ou por nódulos com maior teor de Al (Figura 17). A distribuição do Ti, que embora seja em pontuações, se manifesta por toda a matriz do solo. Os cristais de zircão são mais comuns em relação aos perfis P15P e P17P, indicando uma denudação química mais intensa no perfil P16P.



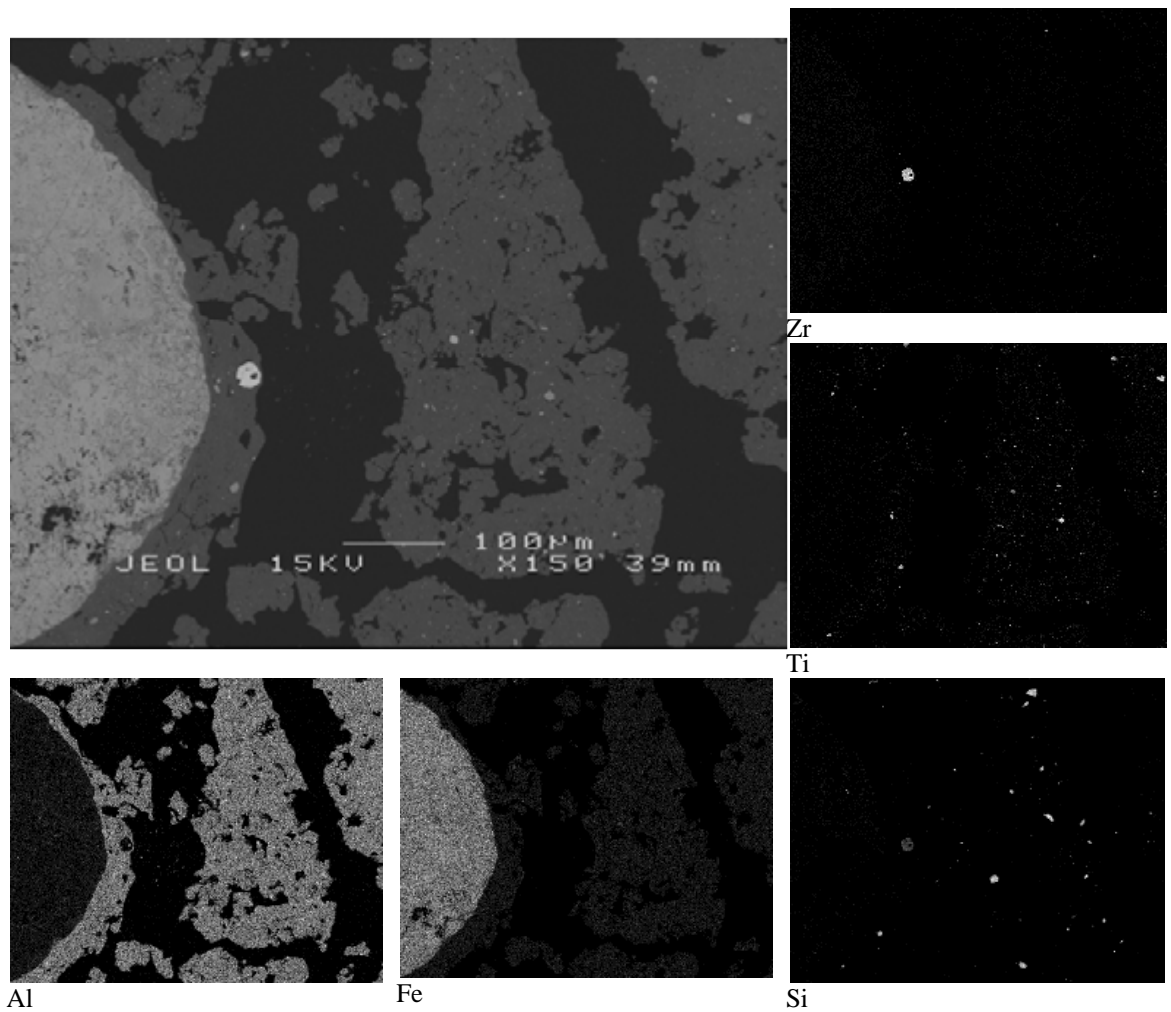
**Figura 17.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bw1, perfil P16P.

O horizonte Bw2 do perfil P16P apresenta elevada porosidade com pedos bem definidos, estrutura típica de solos gibbsíticos. Nos mapas microquímicos das Figura 18, 19 e 20 vê-se o predomínio da gibbsita (Quadro 6) na composição do plasma, seguido em menor proporção por óxidos de ferro (mais goethita em relação à hematita). Minerais de titânio são comuns e ocorrem bem distribuídos na matriz do solo, sob a forma de rutilo, anatásio e ilmenita. O zircão é mais comum em P16P, se comparado aos perfis P15P e P17P, em função do grau mais elevado do intemperismo no LVA e consequente erosão química mais acentuada, responsável pela concentração do Zr.



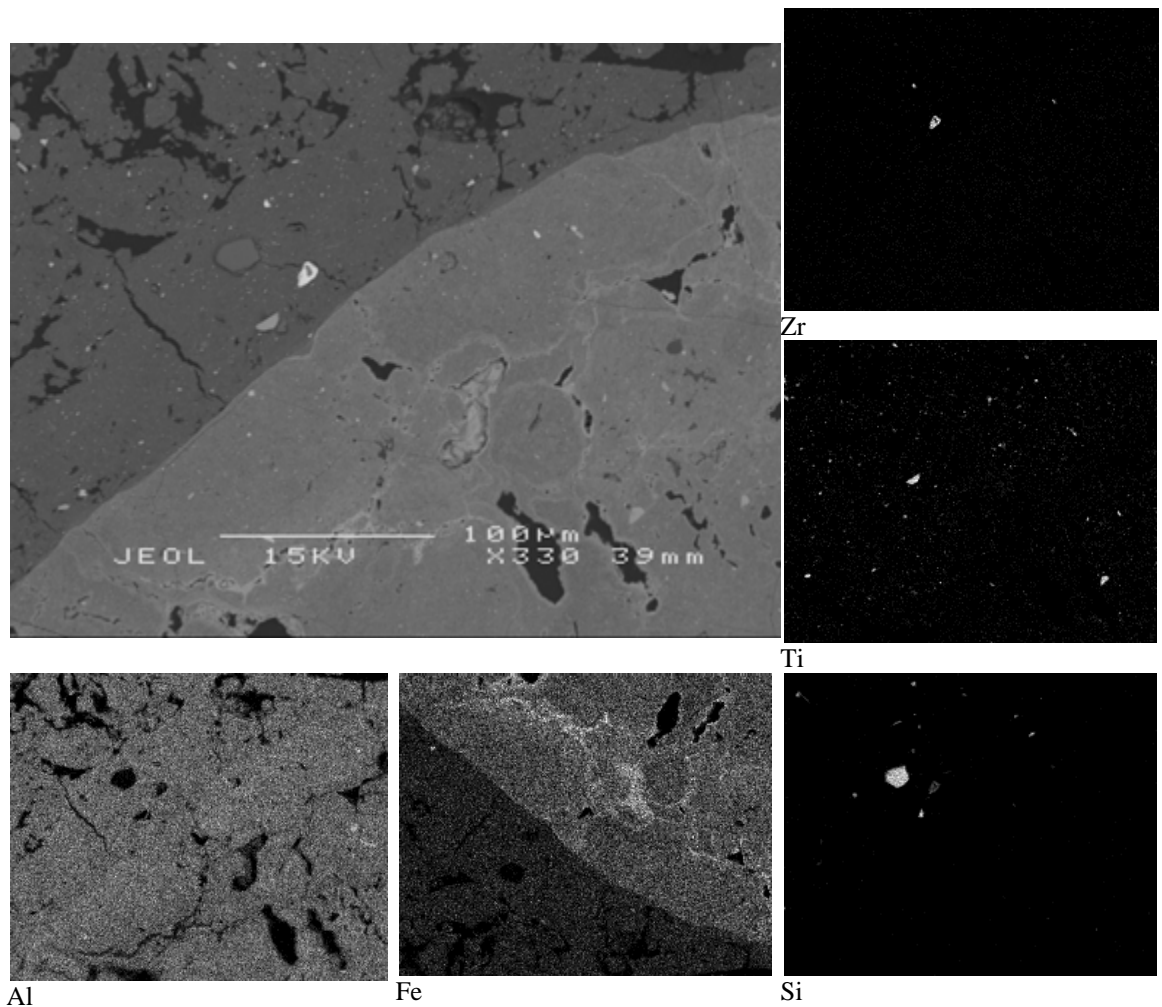
**Figura 18.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bw2, perfil P16P.

Pequenos grãos de quartzo muito alterados por dissolução ocorrem na matriz do solo. Embora sejam relativamente comuns no perfil P16P (Figuras 18, 19 e 20), sua ocorrência é mais escassa em relação aos demais perfis analisados (P15P, P17P, P1P, P2P, P6P), e apenas o saprolito do basalto não apresentou quartzo. Essa forma de silício influi pouco na mineralogia do perfil P16P (Quadro 6), não chegando a formar caulinita. Apenas Si na forma de quartzo é mantido.



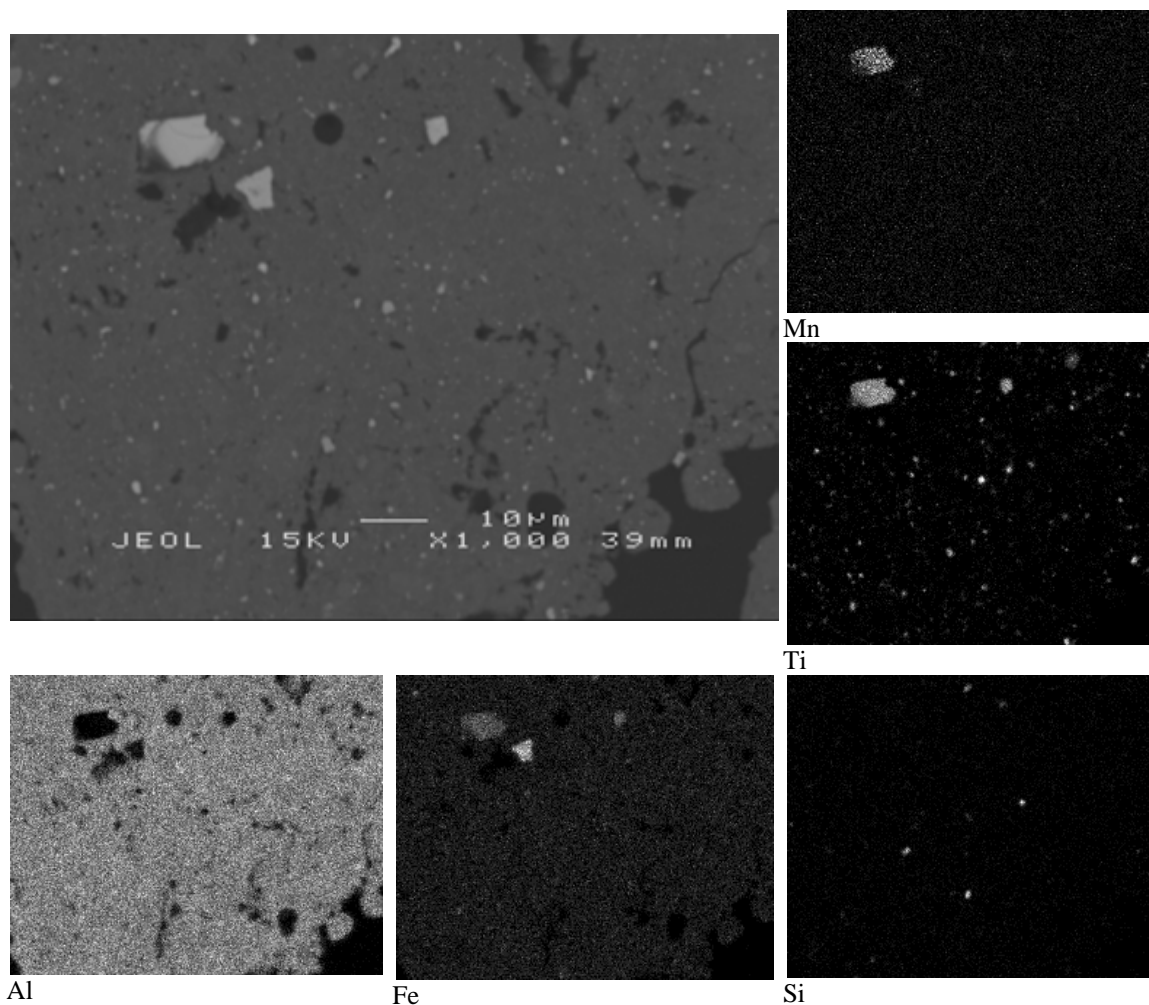
**Figura 19.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bw2, perfil P16P.

Em relação à gênese desse LVA, há fortes indícios de que no passado tenha sido um Plintossolo Pétrico com teores de Fe mais elevado que os atuais. A condição climática atual, com precipitação anual de cerca de 2000 mm, período de estiagem curto em torno de três meses e a livre drenagem do perfil vem favorecendo a alteração da hematita e formação de goethita com alta substituição de Fe por Al (Norrish & Taylor, 1961). As Figuras 18 e 20 retratam uma condição mais avançada de alteração, em que a concreção encontra-se em estado de nódulo e sua composição predominantemente formada por gibbsita e goethita. Na Figura 19 há uma concreção de constituição ainda preservada em relação ao que seria a fase predominante desse solo no passado. Em sua composição predomina ferro na forma de hematita com pouca influência do Al, em claro contraste ao plasma rico em gibbsita.



**Figura 20.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bw2, perfil P16P.

Em ampliação de mil vezes, a Figura 21 mostra um pequeno agregado, cujo plasma predominantemente gibbsítico encontra-se repleto de pontuações de titânio que podem ocorrer sobre a forma de ilmenita, anatásio e rutilo. O perfil P16P, juntamente com o P7P, são os solos que apresentam a maior variação de minerais de Ti (Quadro 6). Algumas dessas pontuações apresentam precipitação de manganês (Figura 21). Em menor proporção ocorrem grãos de quartzo em dimensões muito pequenas, com aparente tendência a se degradarem, mas sem influenciar na mineralogia da fração argila. Menos comum ainda, ocorrem pequenas concreções ricas em hematita, sem sua forma nuclear, provavelmente pela tendência a se alterar e manter o equilíbrio com as atuais condições pedoclimáticas.



**Figura 21.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bw2, perfil P16P.

As análises pontuais (Figura 22) reforçam o caráter homogêneo do plasma, visto os pontos P5 e P7, com teores entre 60 a 62 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Para o  $\text{SiO}_2$  a variação foi de 1,2 a 1,4 %, o  $\text{TiO}_2$  de 1,8 a 7,9 %, e para o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de 30 a 34 %. O alumínio, que é o elemento que mais contribui para a formação do plasma, é também o que apresentou menor variação. O titânio foi o que mostrou maior variação, possivelmente pela sua ocorrência concentrada em pontuações. Os óxidos de ferro (na forma de goethita), embora apareçam sem grande destaque nos mapas microquímicos em relação ao Al (muito mais acentuado no BSE), contribuem com cerca de 30 % da composição do perfil P16P, valores esses muito próximos aos obtidos por FRX (fluorescência de raios-X) e fusão alcalina (Quadro 8).

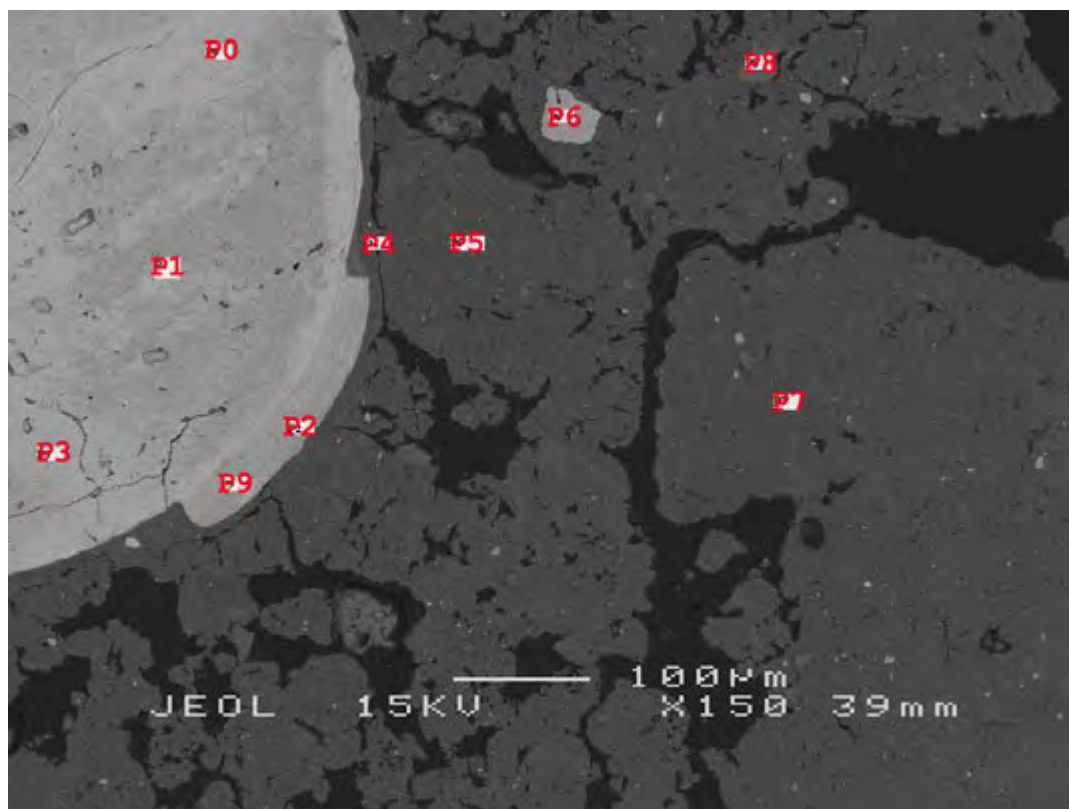
Em destaque na Figura 22, uma concreção ferruginosa de pequena dimensão, com as bordas alteradas. Em sua parte mais central (P0 e P1) os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variam de 2,5 a 2,9 %,  $\text{SiO}_2$  de 0,6 a 0,8 %,  $\text{P}_2\text{O}_5$  em ambos os pontos com 0,2 %,  $\text{TiO}_2$  de 0,6 a 0,9 %, para o  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a variação foi de 3,8 a 3,9 %, o  $\text{MnO}$  de 0,0 a 1,2 % e para o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de 89 a 91 %. Pela densidade com que a concreção responde ao BSE

(retroespalhamento eletrônico), além dos teores elevados de Fe, a hematita é certamente o principal mineral em sua composição. Os teores de Ti (P0 e P1) menores em relação ao plasma (Figura 22) são compatíveis com a hipótese de que este solo formou-se em grande parte a partir da alteração de um Plintossolo Pétrico rico em concreções hematíticas, que em condições evolutivas mais úmidas (pedoclima atual) degradou-se para uma matriz mais gibbsítica (Trolard & Tardy, 1987). Com a perda da maior parte dos óxidos de Fe, o titânio concentrou-se no plasma.

Destaca-se nos resultados referentes aos pontos P0 e P1 os elevados teores de Cr, ausentes no plasma e geralmente com valores muito baixos ou nulos nas análises feitas por EDS das concreções da Formação Carajás. O cromo geralmente ocorre em teores mais elevados nas rochas máficas, a exemplo do basalto da Formação Parauapebas (Quadro 9).

A distribuição do MnO ocorre de forma muito irregular na matriz do solo (Figura 22), mas sempre associado às concentrações de Fe e Ti. A camada mais alterada da concreção analisada nos pontos P2 e P9, difere da parte mais central e pouco alterada, por apresentar teores de  $Al_2O_3$  mais elevado, com cerca de 7 %. Em média, o Ti também é mais elevado especialmente em P2, o silício preserva teores semelhantes em ambos, enquanto o cromo possui valores menores em relação à parte conservada da concreção, e o ferro é ligeiramente mais baixo na parte mais externa.

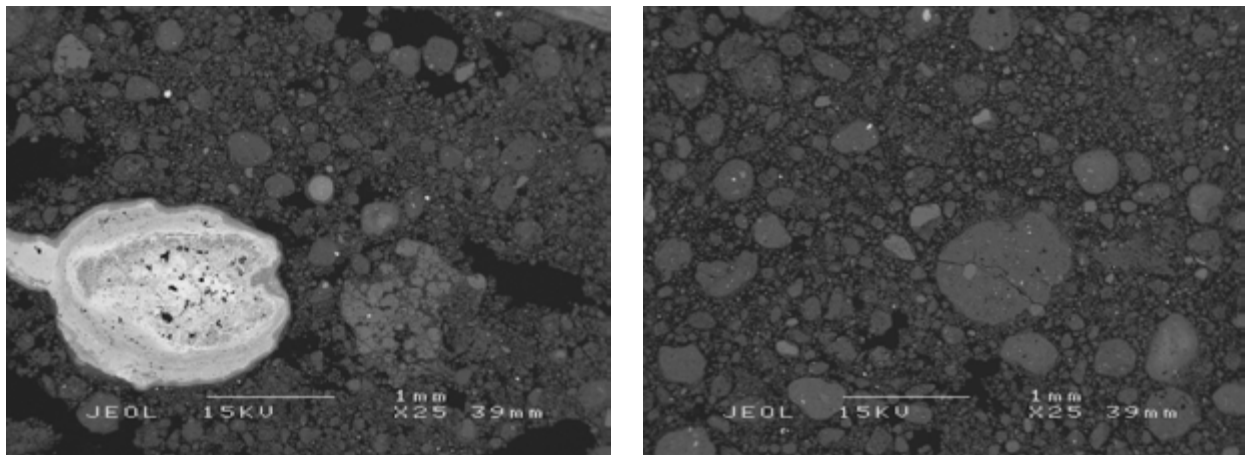
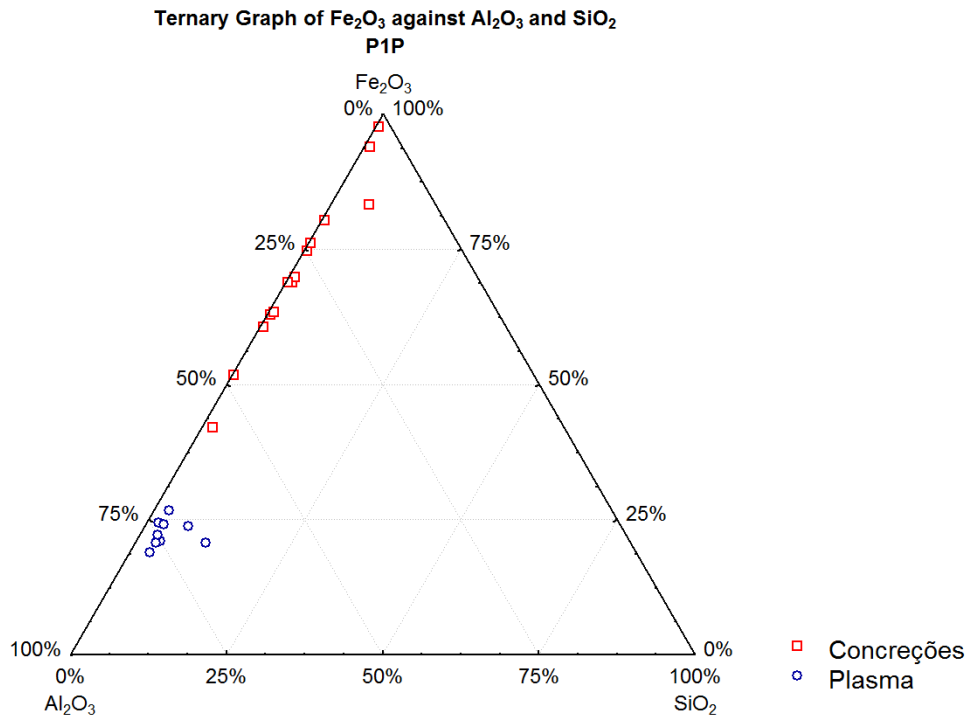
O fósforo encontra-se presente em teores muito baixos na concreção e ausente no plasma. É provável que no período de formação das concreções ferruginosas no perfil P16P, os teores de P e sua mobilidade no horizonte Bw2 eram mais elevados se comparados à atual matriz. As concreções mais ricas em ferro não poderiam formar-se a partir da atual matriz com teor de 60 % em  $Al_2O_3$ . Com esta composição a formação de concreções bauxítica é favorecida em detrimento das ferruginosas (Tardy & Nahon, 1985; Trolard & Tardy, 1987).



Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
%												
P0	0,00	0,00	2,54	0,82	0,26	0,00	0,00	0,64	3,91	0,00	91,82	0,00
P1	0,42	0,00	2,91	0,68	0,27	0,00	0,00	0,98	3,82	1,22	89,71	0,00
P2	0,00	0,00	7,07	0,81	0,27	0,00	0,00	4,44	1,36	0,00	86,05	0,00
P5	0,00	0,00	62,30	1,28	0,00	0,00	0,00	1,84	0,00	0,00	34,58	0,00
P6	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	63,55	0,00	5,74	30,21	0,00
P7	0,00	0,00	60,09	1,49	0,39	0,00	0,00	7,91	0,00	0,00	30,12	0,00
P8	2,44	8,70	34,30	41,52	0,00	0,00	0,96	1,23	0,00	0,00	10,85	0,00
P9	0,00	0,00	7,93	0,94	0,24	0,00	0,00	1,09	2,19	0,00	87,61	0,00

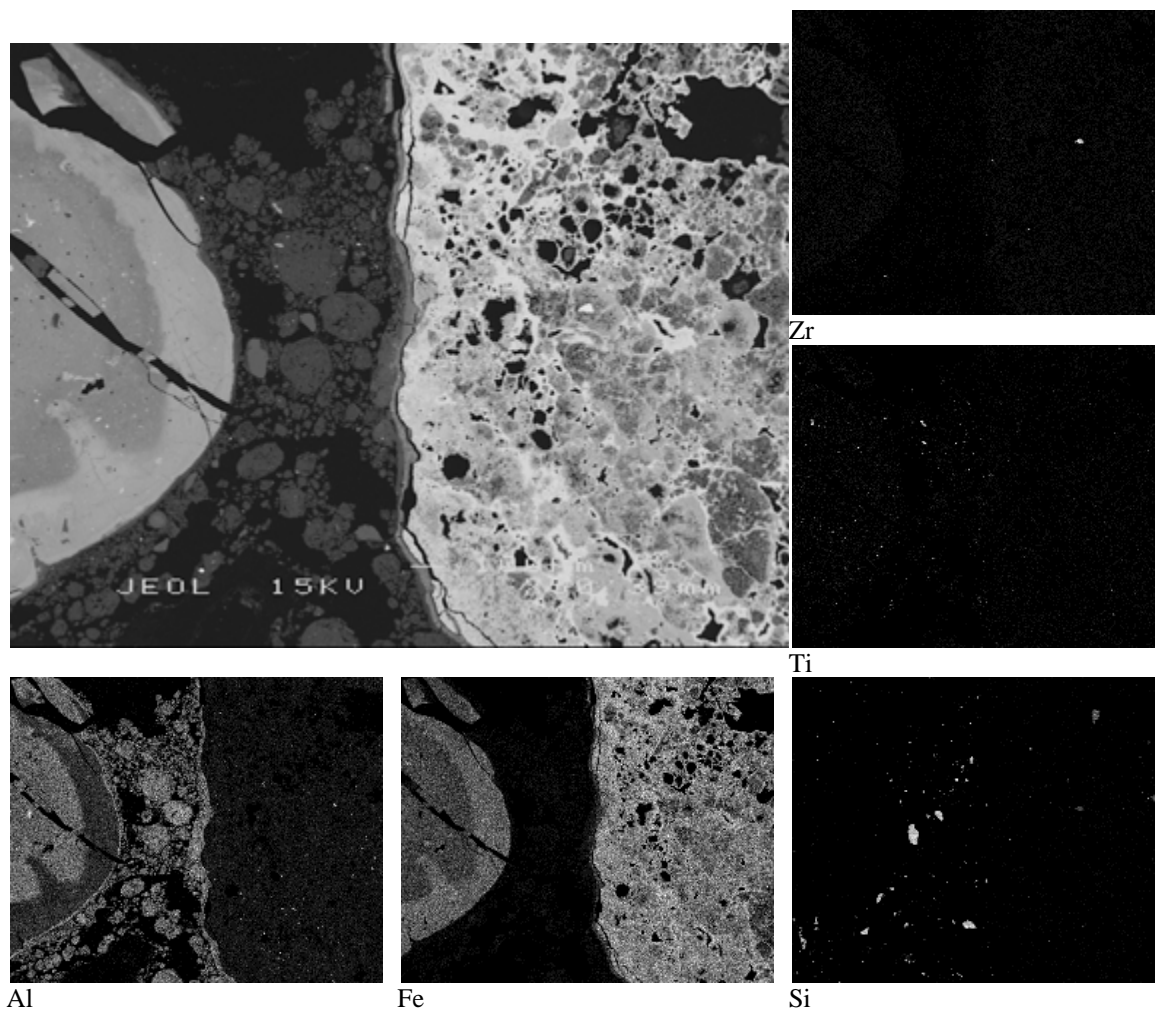
**Figura 22.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análises da composição química por meio de EDS. Perfil P17P, horizonte Bw1.

A distribuição dos teores de Fe, Al e Si do horizonte Bic1, perfil P1P, mostram um plasma mais heterogêneo (Figura 23) em relação aos solos anteriormente apresentados. O perfil P1P possui forte influência do lençol freático, sendo que boa parte do ano o nível da água permanece próximo à superfície. A gibbsita é o principal mineral que forma o plasma desse horizonte (Figura 23), e o maior responsável pelos teores de Fe é a goethita. A variação em função do Si possivelmente seja devido à ocorrência localizada de caulinita.



**Figura 23.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do horizonte Bic1, perfil P1P, e distribuição dos teores normalizados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> do plasma e concreções/nódulos.

As concreções e nódulos possuem ampla distribuição no Gráfico (Figura 23), norteadas pela oscilação dos teores de Al e Fe. A maioria das concreções apresentam teores maiores de Fe em relação ao Al e o silício influi muito pouco na composição. A estrutura do solo (P1P) possui forte vínculo com a degradação das concreções, que parecem seguir a tendência de se alterarem para nódulos mais gibbsíticos e posteriormente para um plasma gibbsítico.

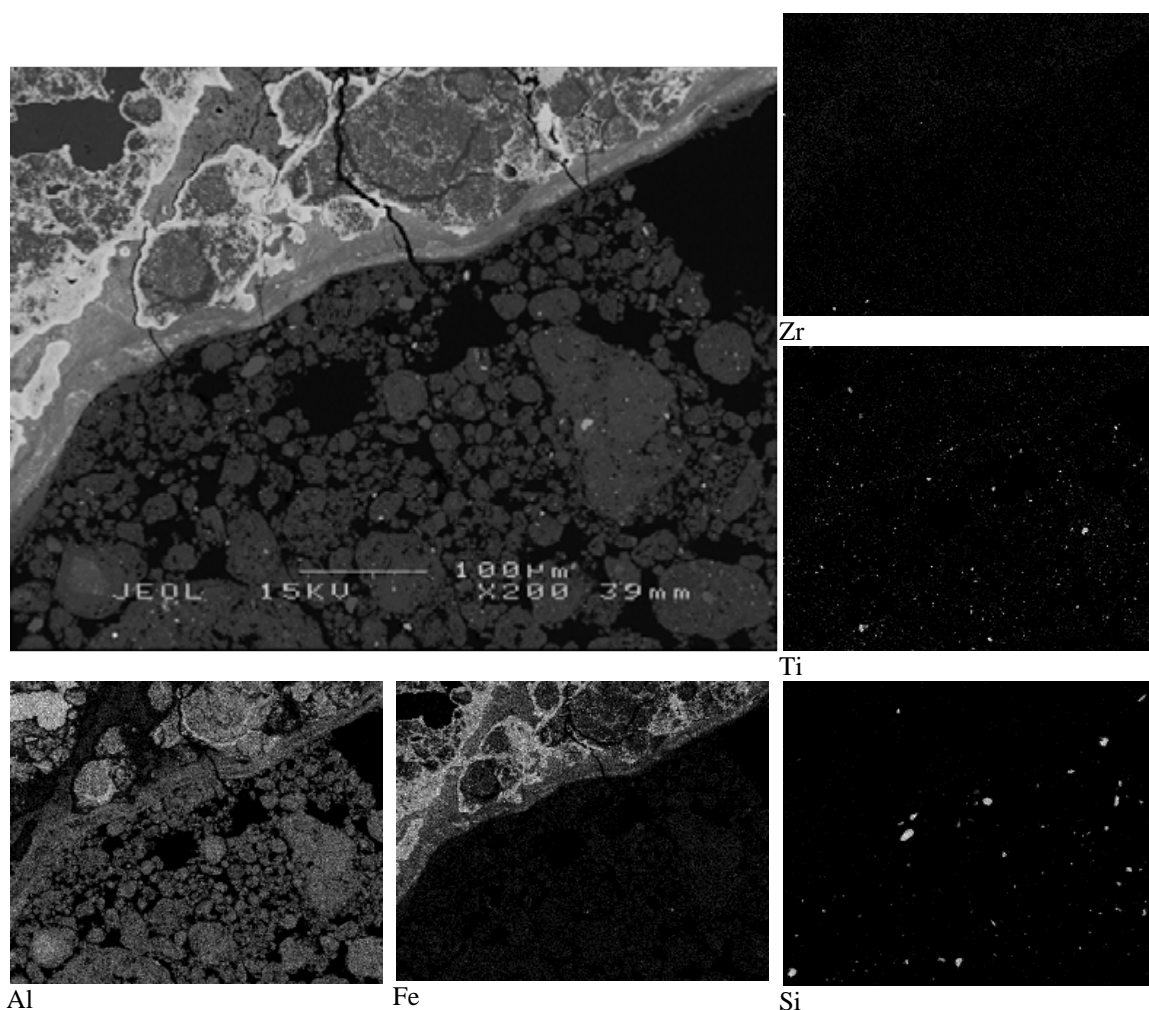


**Figura 24.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bic1, perfil P1P.

As Figuras 24, 25 e 26 mostram a distribuição dos principais elementos que compõe a matriz, os nódulos e concreções do perfil P1P. A matriz do solo é composta por um plasma predominantemente gibbsítico, com teores menores de Fe na forma de goethita, seguido por pequenas quantidades de lepidocrocita e hematita. O silício e titânio estão presentes em teores muito baixos no plasma, Si sob a forma de caulinita e Ti em minerais de rutilo e anatásio (Quadro 6). Formam o esqueleto da matriz pequenos grão de quartzo com claros sinais de dissolução (Nahon, 1976; Eswaran & Stoops, 1979; Muller et al., 1981), pontuações de titânio e raros cristais de zircão (Figuras 24, 25 e 26).

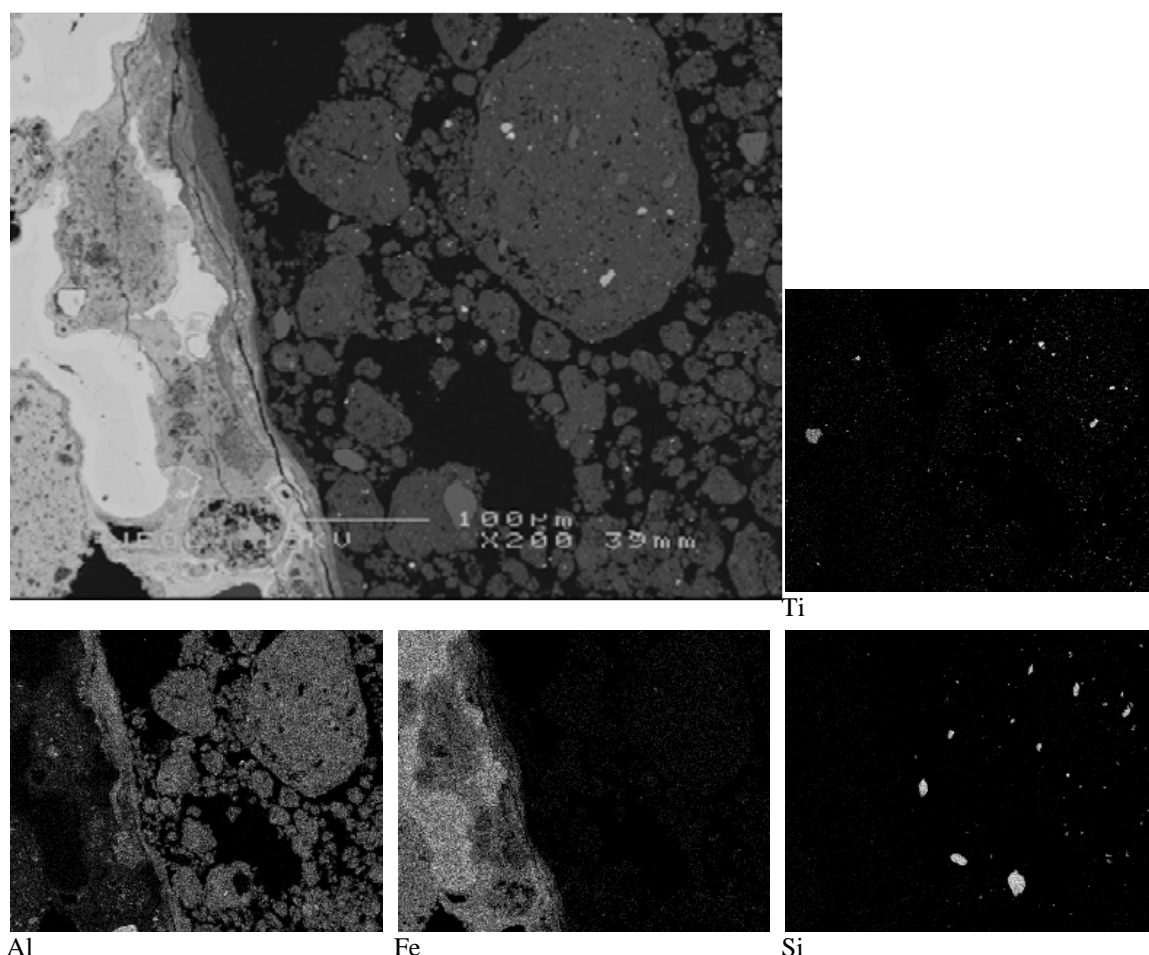
Os nódulos em destaque na Figura 24 possuem em maior parte composição gibbsítica e goethita. Os nódulos assemelham-se à plintita, conforme descrita no SBCS (EMBRAPA, 2006), enquanto as concreções às petroplintitas. A ocorrência do quartzo está muito mais ligada às áreas da matriz, sendo raros nos nódulos ou concreções. É possível que na formação das concreções a matriz do solo não possuísse a quantidade

atual de quartzo, talvez parte dele tenha vindo por aporte eólico em período posterior à petroplintização.



**Figura 25.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bic1, perfil P1P.

As concreções em todas as Figuras (24, 25 e 26) apresentaram as bordas alteradas para um material mais gibbsítico/goethítico em relação às partes mais centrais, nitidamente mais ricas em hematita. Algumas concreções (Figura 24) parecem ter sido formadas pela cimentação de concreções de menores tamanhos. Certamente não foi sob o atual clima que se formaram as concreções no perfil P1P, com espesso horizonte litoplíntico. O mais provável é que este horizonte esteja se degradando para um material bauxítico, acentuando a remoção do Fe e, principalmente, alterando a hematita para goethita com alta substituição de Fe por Al.

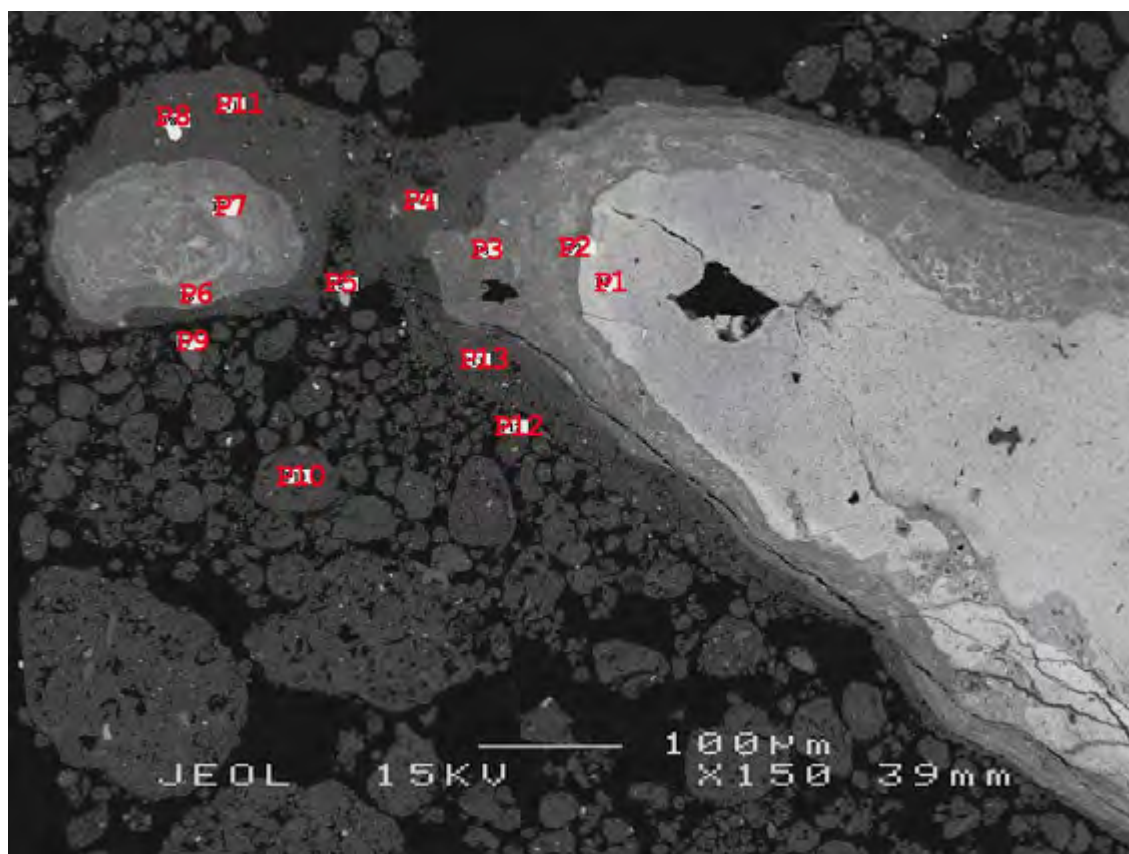


**Figura 26.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bic1, perfil P1P.

Os dados da Figura 27 ilustram a transição de uma concreção até o material plasmático do solo. A análise do ponto P1 retrata a parte mais conservada da concreção com valores mais altos em ferro, sendo que a maior parte dele ainda está na forma de hematita. Neste ponto o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ocorre em teores de 8 %, o  $\text{SiO}_2$  1,9 %,  $\text{TiO}_2$  em torno de 1 % e o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  responde por 88 % da composição da parte central da concreção. Na primeira camada de alteração, próximo a P1, no ponto P2, ocorre uma mudança acentuada em relação à composição. Em P2 o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  é o principal componente dessa camada com teor de 50 %, o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  responde por 45 % e os demais elementos não apresentam oscilações significativas. Na camada ainda mais externa, o ponto P3, o teor de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  é um pouco maior em relação à camada P2, com cerca de 57 % da composição total no ponto P3, o  $\text{TiO}_2$  aumenta sua participação, agora com quase 3 %, e o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  diminui mais ainda, com 37 %.

Os pontos P4, P10, P11, P12 e P13 (Figura 27) são análises do material plasmático do perfil P1P e, semelhante à Figura 23, apresentam oscilações na distribuição de seus teores, especialmente para o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Em relação aos pontos anteriores (P1, P2 e P3), relacionados diretamente à concreção, houve aumento dos

teores de Al, Si e Ti e uma diminuição acentuada do ferro. Para os pontos P4, P10, P11, P12 e P13 os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variaram de 65 a 80 %,  $\text{SiO}_2$  de 2,1 a 3,7 %, para o  $\text{TiO}_2$  a variação foi de 3,0 a 7,7 % e o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de 20 a 26 %. A caulinita é provavelmente (Quadro 6) a responsável pelos teores de Si presente no plasma. A presença de quartzo de pequena dimensão e sua instabilidade moderada no perfil P1P, pode ter importância na manutenção da caulinita.



Amostra	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{MgO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{CaO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{MnO}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{NiO}$
	%											
P1	0,00	0,00	8,09	1,94	0,26	0,00	0,00	0,97	0,29	0,00	88,44	0,00
P2	0,00	0,00	50,68	1,30	0,90	0,00	0,00	1,24	0,59	0,00	45,29	0,00
P3	0,00	0,00	57,46	1,38	0,81	0,00	0,00	2,98	0,22	0,00	37,14	0,00
P4	0,00	0,00	68,24	3,70	0,33	0,17	0,00	4,68	0,00	0,00	22,87	0,00
P5	0,00	0,00	0,32	0,54	0,00	0,00	0,12	94,51	0,00	0,00	4,52	0,00
P6	0,00	0,00	57,33	2,56	0,74	0,00	0,00	3,02	0,23	0,00	36,13	0,00
P7	0,00	0,00	21,47	1,16	0,95	0,00	0,00	0,59	0,35	0,00	75,48	0,00
P8	0,31	0,32	0,00	49,30	49,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,72	0,00
P9	0,00	0,00	0,26	99,52	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P10	0,00	0,00	80,34	0,00	0,42	0,00	0,00	3,96	0,00	0,00	15,28	0,00
P11	0,00	0,00	71,29	2,33	0,22	0,00	0,00	5,24	0,00	0,00	20,92	0,00
P12	0,00	0,00	65,56	2,26	0,65	0,00	0,00	7,77	0,00	0,00	23,75	0,00
P13	0,00	0,00	67,84	2,16	0,33	0,00	0,00	3,04	0,00	0,00	26,64	0,00

**Figura 27.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análises da composição química por meio de EDS. Perfil P1P, horizonte Bic1.

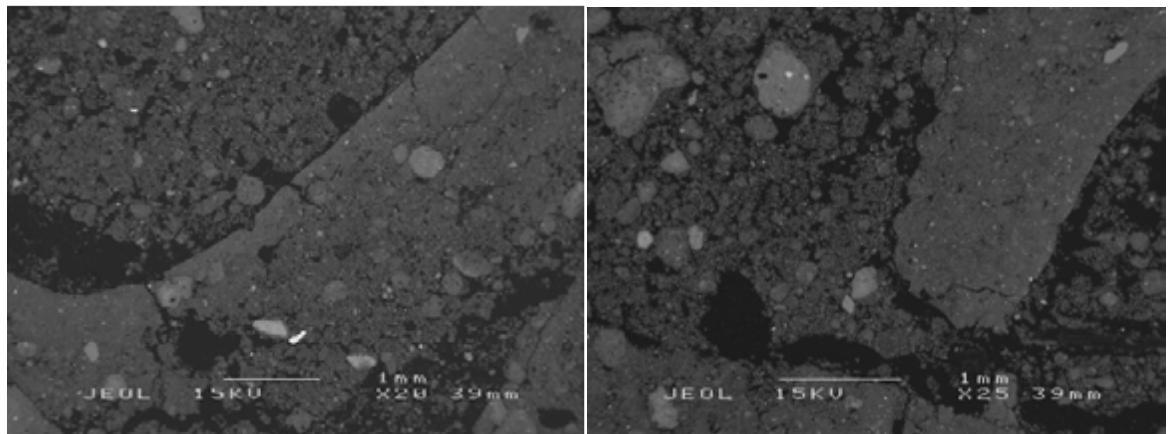
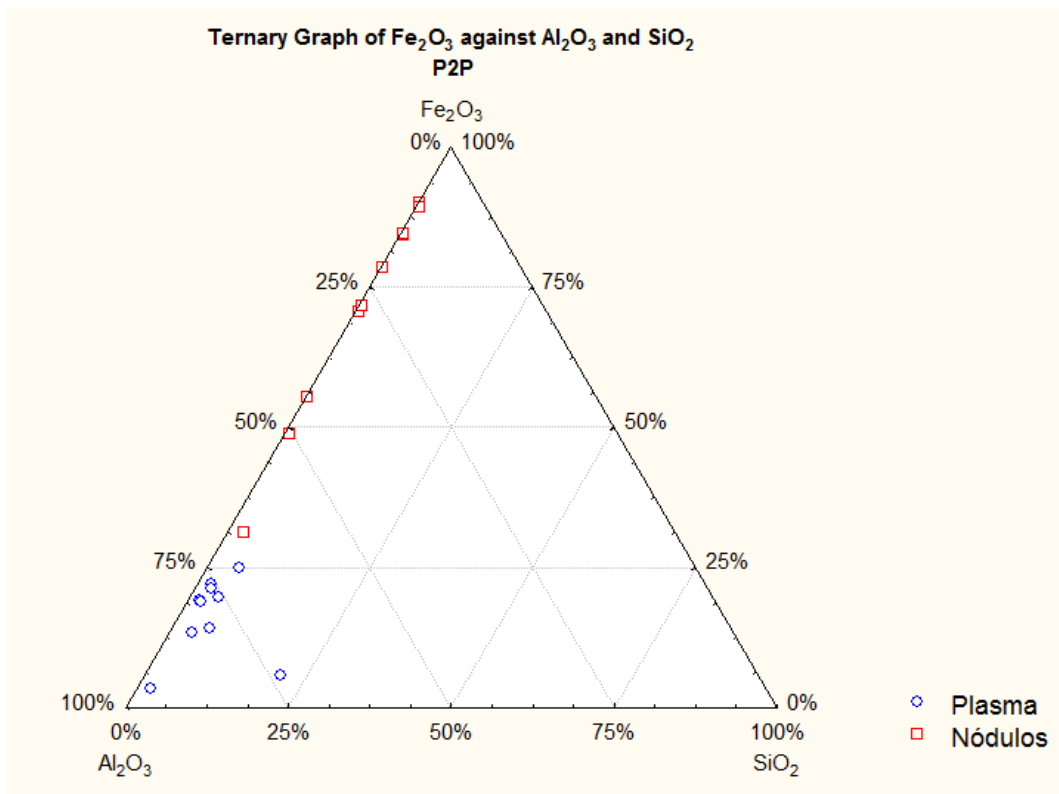
A concreção de menor tamanho (Figura 27) está mais alterada em relação à maior, e segue com as mesmas características, conforme os pontos P7 e P6, que confirmam a tendência de desferrificação das concreções no Perfil P1P. Os demais

ponto são: P5, um mineral de Ti; P8, um cristal de zircão (o programa utilizado pela sonda de EDS confundiu P com Zr devido à sobreposição na resposta de energia); e P9 um grão de quartzo arredondado por dissolução de suas bordas, impossibilitando analisar seu grau de transporte.

O perfil P2P difere-se do P1P, por conter poucas concreções, de tamanho muito pequeno, e claro predomínio de nódulos (Figura 28). A estrutura de ambos são semelhantes, bastante influenciada pela gibbsita como principal mineral formador do solo, e uma aparente herança da estrutura das concreções/nódulos. A composição do perfil P2P é dominada por óxidos de Fe e Al, e baixos teores de Si em quantidade semelhante ao de titânio (Quadro 8). O silício está sob a forma de caulinita (Quadro 6) e principalmente em grãos de quartzo.

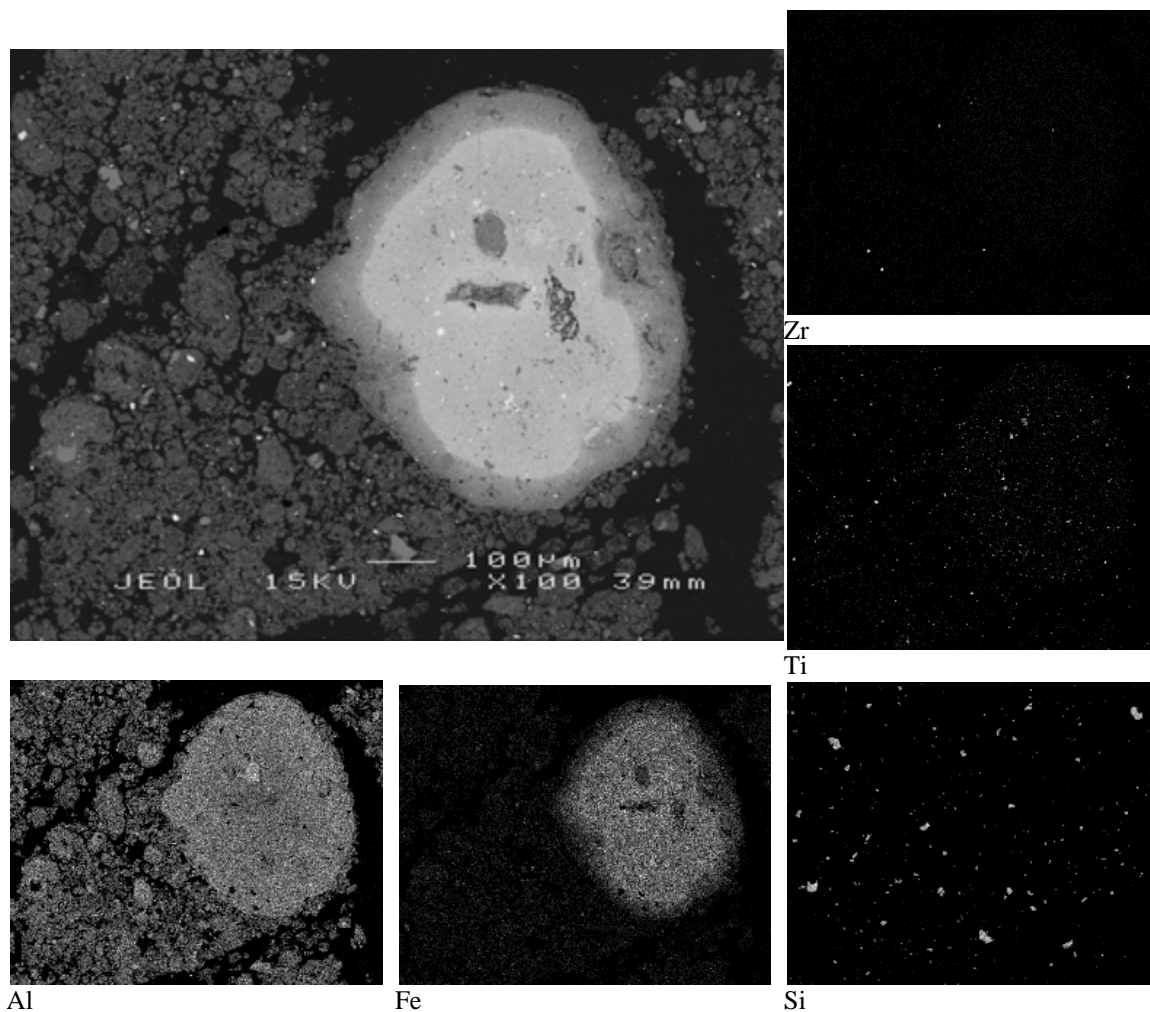
A distribuição dos teores de Fe, Si e Al do plasma (Figura 28) apresentam uma heterogeneidade e composição semelhante à do perfil P1P, ambos com predomínio de gibbsita, seguido por goethita. O silício influi pouco na composição do plasma, e , quando em teores um pouco maiores, é provavelmente pela variação da distribuição da caulinita no plasma.

A composição dos nódulos varia muito em função do grau de desferrificação, mas o predomínio são de nódulos mais ricos em goethita do que gibbsita. A caulinita parece estar ausente nesses nódulos (Figura 28), reservando uma composição quase exclusiva em óxidos de Fe e Al.



**Figura 28.** Fotomicrografias em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) do horizonte Bi, perfil P2P, e a distribuição dos teores normalizados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> do plasma e concreções/nódulos em gráfico triangular.

Na descrição morfológica do perfil P2P (Anexo B), e nas análises em microscópico, apenas pequenos nódulos (plintita) foram vistos, reservando ao horizonte litoplíntico subjacente o material concrecionário denso. O esqueleto (Figura 29) continua pouco expressivo em relação ao plasma do solo, além de manter a mesma composição e morfologia do perfil P1P, com pontuações de minerais de Ti e quartzo com acentuada dissolução, e em menor proporção zircão.



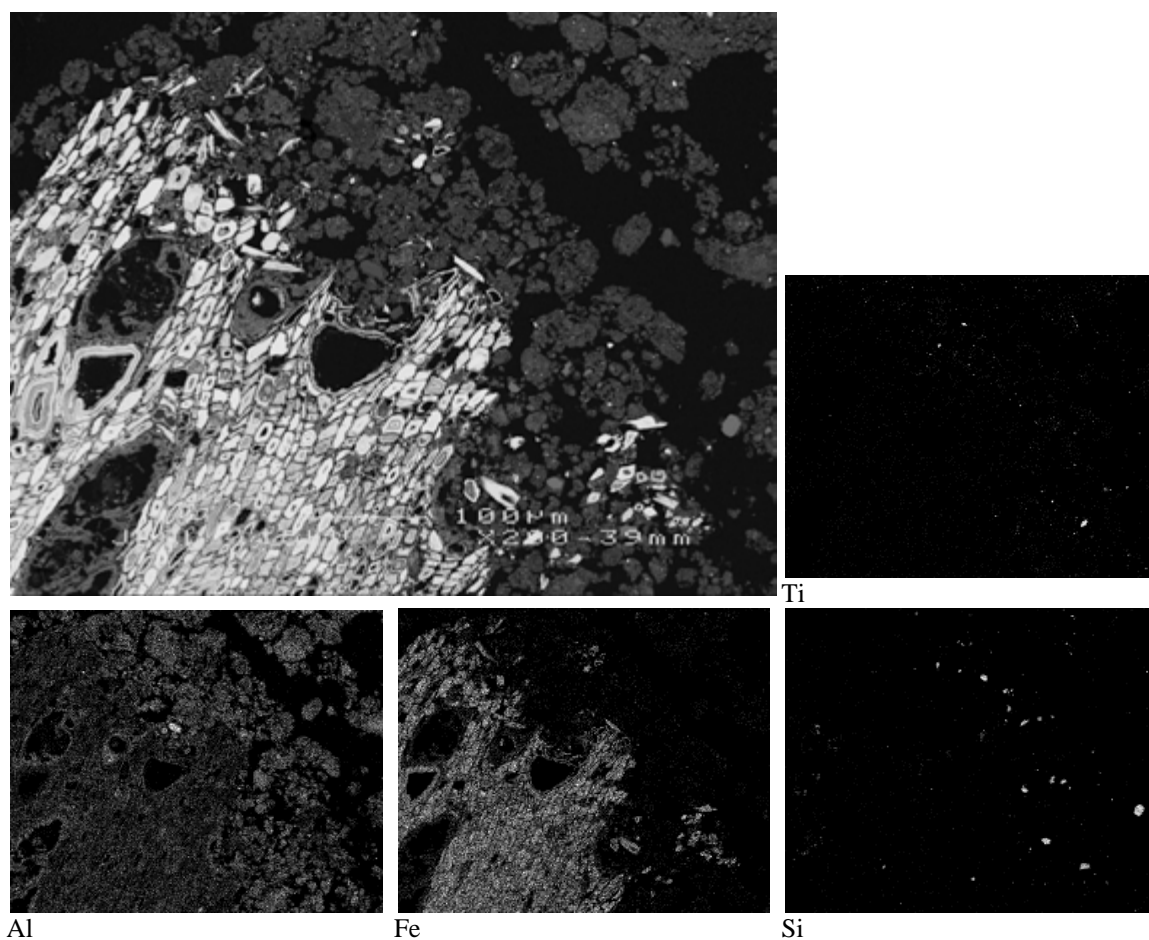
**Figura 29.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bi, perfil P2P.

No mapa microquímico de Zr (Figura 29) é comum a ocorrência cristal de zircão, proveniente das alterações hidrotermais que afetaram os basaltos da Formação Parauapebas (Zucchetti, 2007). O zircão não é muito comum nos metabasaltos, sendo um mineral acessório, mas sua concentração (mineral da alta estabilidade) no solo permitiu o aumento de sua ocorrência em relação à rocha originária (Quadro 9).

O contraste do plasma com o nódulo na Figura 29 fica mais evidente no mapa de Fe em relação aos demais. No plasma predomina o alumínio e no nódulo o ferro na forma de goethita. Nas bordas do nódulo há o aumento da gibbsita em detrimento da goethita. A condição hidromórfica instalada no perfil P2P favorece a redução do Fe e consequente alteração da goethita e hematita. Por outro lado, minerais como a lepidocrocita encontra maior estabilidade nesse sistema (Quadro 6). Entretanto, a maior parte do Fe parece sair do sistema, restando proporcionalmente um solo cada vez mais gibbsítico.

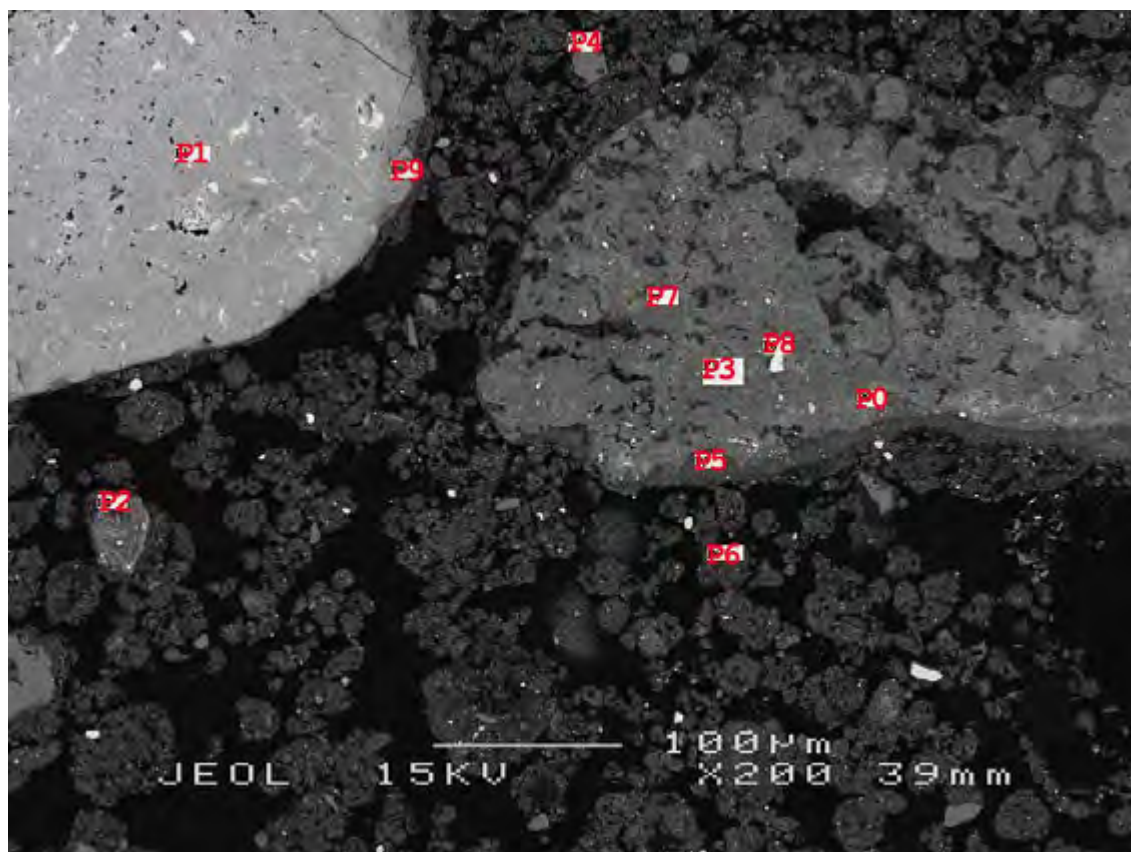
Na Figura 30 há um tecido vegetal em que houve a substituição de sua estrutura celular por óxidos de ferro (Fitzpatrick, 2003). Esse enriquecimento em ferro, e ao que

parece hematita, ocorreu em período mais seco comparado ao atual, motivo pelo qual este fóssil encontra-se em processo de degradação



**Figura 30.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS do horizonte Bi, perfil P2P.

A ocorrência de nódulos e sua variação na distribuição dos elementos que os compõe, são comuns no horizonte Bi do perfil P2P (Figura 31). O ponto analisado P1 na parte mais central do nódulo apresenta os maiores teores de Fe, com 58 % e os menores teores de Al, com 38 %. Na parte mais externa deste nódulo o teor de Fe passa a 44 % e o Al aumenta a 52 %. No plasma a diferença é ainda maior, com valores para o Fe de 12 % e o óxido de Al com 74 % do total da composição. Essas variações indicam que as concreções quase ausentes no perfil P2P provavelmente se degradaram para nódulos ainda ricos em Fe, caso do ponto P1, e esses agora estão se degradando para nódulos/plasma gibbsítico, em função do pedoclima úmido.



Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
%												
P0	0,00	0,00	49,12	0,63	0,39	0,00	0,00	2,40	0,38	0,00	47,07	0,00
P1	0,00	0,00	38,90	0,39	0,73	0,00	0,00	1,10	0,00	0,00	58,88	0,00
P2	0,00	0,00	44,69	1,07	0,59	0,00	0,00	15,89	0,00	0,00	37,76	0,00
P3	0,00	0,00	66,42	1,05	0,44	0,00	0,00	2,62	0,00	0,00	29,47	0,00
P4	0,00	0,00	0,20	99,29	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,35	0,00
P5	0,00	0,00	82,51	2,63	0,45	0,00	0,00	2,64	0,25	0,00	11,53	0,00
P6	0,00	0,00	74,99	5,41	0,53	0,00	0,00	7,05	0,00	0,00	12,02	0,00
P7	0,00	0,00	65,93	2,69	0,30	0,00	0,00	1,99	0,00	0,00	29,08	0,00
P8	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,12	53,94	0,00	9,38	36,29	0,00
P9	0,00	0,00	52,49	0,34	0,53	0,00	0,16	1,50	0,00	0,00	44,98	0,00

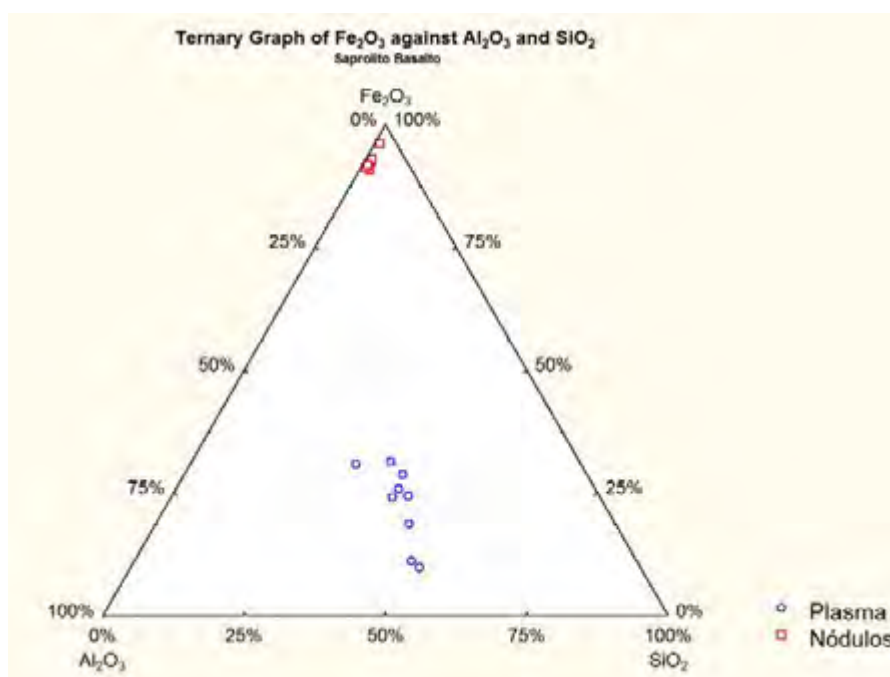
**Figura 31.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análises da composição química por meio de EDS. Perfil P2P, horizonte Bi.

Ao lado do nódulo discutido anteriormente, ocorre um outro com níveis de alteração mais acentuados (Figura 31). Neste a composição é mais heterogênea, indicando a mobilidade de elementos, especialmente o Fe. A sua composição nas partes mais internas, nos pontos P3 e P7, mostra semelhança com os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> em 29 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 66 %, sendo que para o SiO<sub>2</sub> e TiO<sub>2</sub> ocorreram variações com teores de 1,0 a 2,6 % e 1,9 a 2,6 %, respectivamente. As variações de Si e Ti são comuns em todos os solos analisados da Formação Parauapebas. Nas partes mais periféricas do nódulo, nos pontos P0 e P5, as variações são maiores quando comparadas aos pontos mais centrais P3 e P7. Em P0 e P5 as variações nos teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> foram de 11 a 47 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 49 a 82 %, para o SiO<sub>2</sub> 0,6 a 2,6 %, o TiO<sub>2</sub> apresentou a menor variação com teores de 2,4 a 2,6 %. A camada de alteração que circunda o nódulo chega a ser mais rica em Al (P5) que o

próprio plasma (P6), indicando que a liberação de Si pelo quartzo pode estar formando caulinita (Figura 31).

É provável que a desagregação dos nódulos origine a estrutura da matriz plasmática (Figura 31). Quanto à composição, os nódulos mais degradados são semelhantes ao plasma e a desagregação dos maiores nódulos gera outros arredondados de menor tamanho.

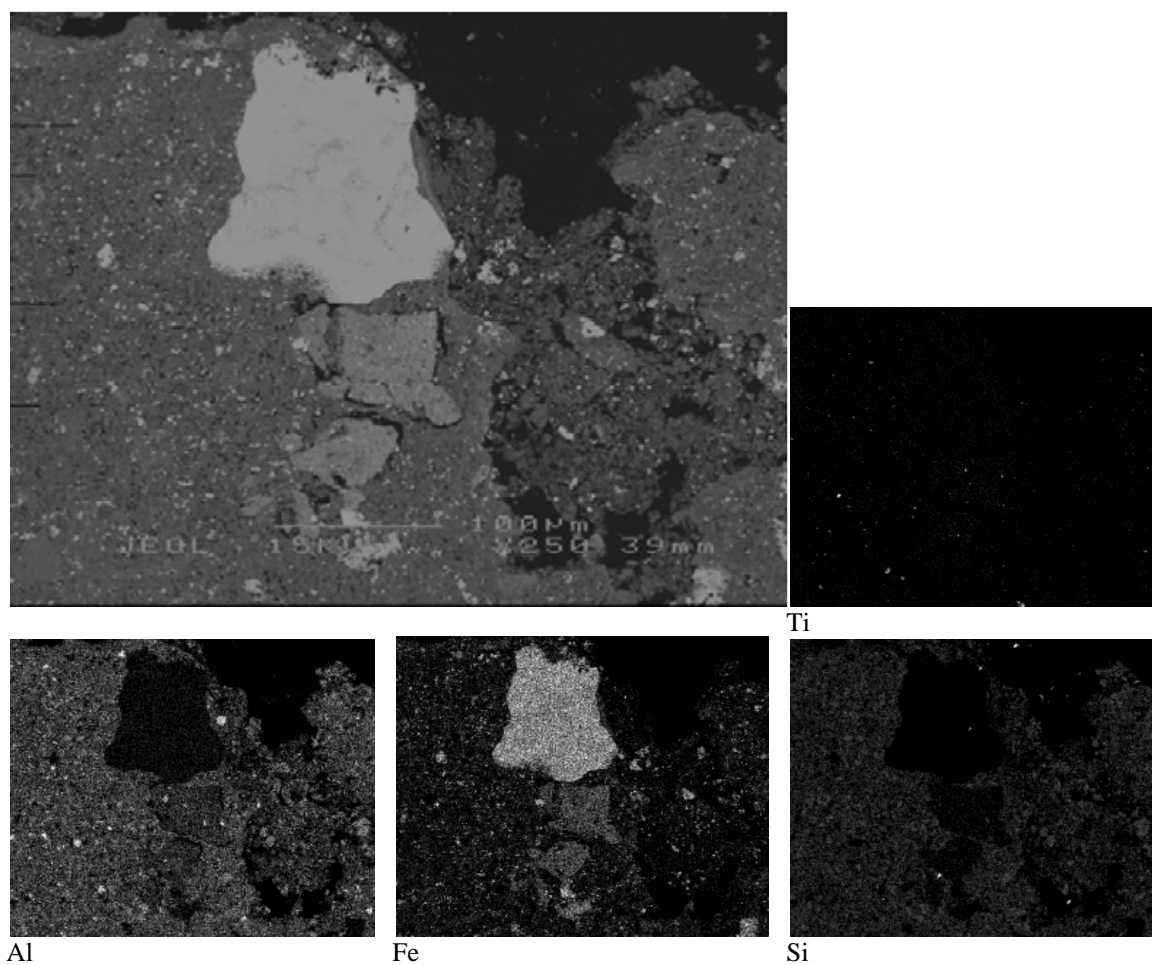
A distribuição dos teores de Fe, Si e Al no plasma do saprolito do basalto (Figura 32), indica heterogeneidade em sua composição. O material é em maior parte caulínítico, visto pela linha da caulinita (Figura 32) e a principal variação ocorre em função do teor de óxido de ferro. As concreções/nódulos possuem composição mais homogênea (Figura 32), com claro domínio de óxidos de ferro, em contraste ao material caulínítico do plasma. Tais características retratam estágio avançado de intemperismo, com alteração da maior parte dos minerais que compunham a rocha máfica original (Gibbs et al., 1986; Lindenmayer et al., 1995).



**Figura 32.** Distribuição dos teores normalizados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> do plasma e concreções/nódulos em gráfico triangular do saprolito do basalto, coletado a 7 m de profundidade.

Os mapas microquímicos das Figuras 33 e 34 mostram um plasma pouco desenvolvido, com predomínio de uma matriz herdada da alteração química do basalto, com pedogênese muito incipiente, sem estruturação. A composição do saprolito aponta para teores semelhantes de Fe, Al e Si (Figuras 33 e 34), sendo que o Fe ocorre isolado em minerais de goethita e hematita, o Al e Si estão predominantemente juntos na forma de caulinita, e o Al também aparece em menor proporção na forma de gibbsita (Quadro 6).

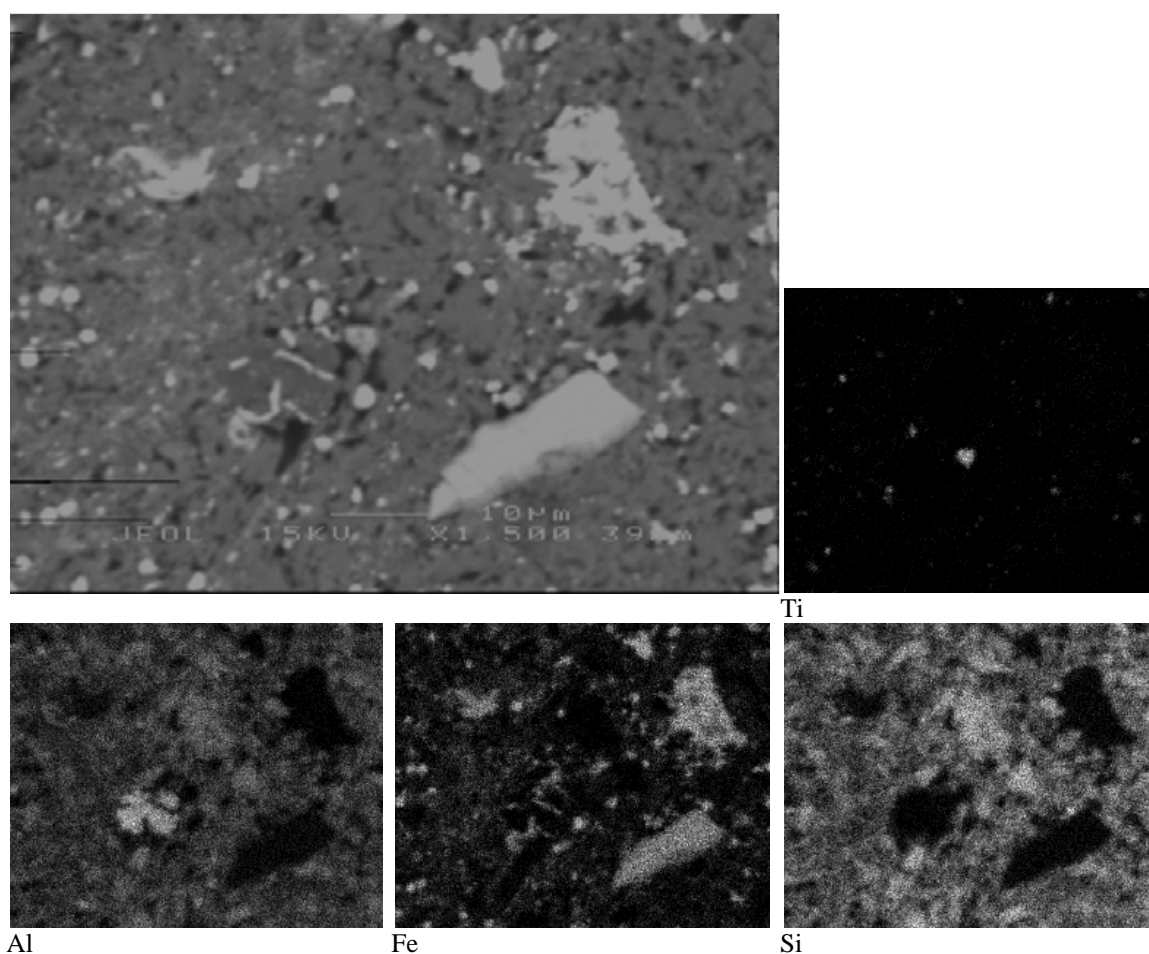
Diferentemente dos solos analisados, desenvolvidos de rochas máficas, não se encontrou quartzo no saprolito (Figuras 33 e 34, e Quadro 6). Para que isso ocorra há duas possibilidades: 1) o quartzo presente nos solos é alóctone, e vieram transportados pelo vento em períodos mais áridos; 2) em decorrência da variação de composição das rochas máficas (Zucchetti, 2007), os solos analisados podem derivar de metabasaltos alterados por hidrotermalismo com presença de quartzo precipitado em veios, enquanto o saprolito seja de basalto sem quartzo. A primeira hipótese não está em acordo com os resultados das relações  $Zr/Ti$  e  $Th/Zr$ , que indicam origem comum para os solos, saprolito, rocha e concreções (Figura 40). Outro aspecto importante são os dados microquímicos do perfil P6P, solo mais jovem com quantidades maiores de quartzo em relação aos demais solos. As Figuras 37, 38 e 39 indicam que os grãos de quartzo tendem a se solubilizar, diminuindo sua ocorrência no perfil, sendo que os solos mais intemperizados, na parte alta do platô, possuem quartzo, mas em quantidade inferior se comparado ao perfil P6P.



**Figura 33.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS no saprolito do basalto.

Para que a segunda hipótese seja válida, os fluidos hidrotermais que afetaram os basaltos da Formação Parauapebas alteraram pouco a composição química, mantendo as proporções de Ti, Zr e Th da rocha basáltica originária. É provável que houve mais significado para o estado mineral dos elementos do que na alteração de seus teores, o que para pedogênese teria menor implicação para solos altamente intemperizados.

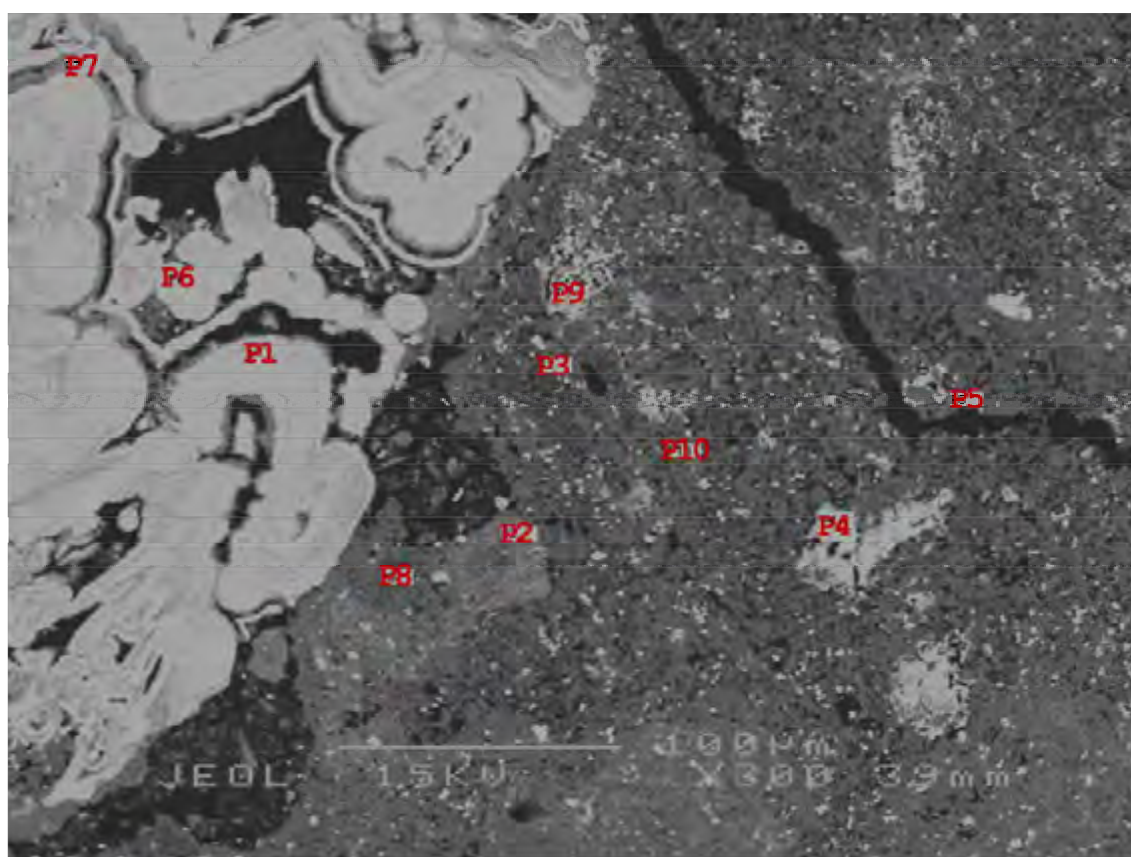
A hematita é um dos principais minerais de ferro que compõe o saprolito e pode ocorrer em forma de concreções sob diferentes dimensões, por vezes muito pequenas (Figura 34), sem aparentar sinais de alteração. As pontuações de Ti são comuns e iniciam-se no saprolito (Figura 34).



**Figura 34.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS no saprolito do basalto.

Provavelmente, não apenas os climas mais secos em relação ao atual possibilitaram a formação de petroplintita no saprolito da Formação Parauapebas (Figura 35), mas é condizente que no clima atual, esteja formando mesmo de maneira incipiente, concreções ferruginosas (Ambrosi et al., 1986; Muller et al., 1995; Lucas et al., 1996; Balan et al., 2005). Entretanto, o grande período em que se desenvolveram os extensos mantos de concreções ferruginosas foi nos climas tropicais a partir do

Cretáceo, especialmente no Oligoceno, para a maior parte das regiões da América do Sul (Tardy, 1993; Tardy & Roquim, 1998).



Amostra	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
	%											
P1	0,50	0,00	6,98	1,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	91,49	0,00
P2	0,49	0,00	32,22	13,44	0,00	0,00	0,00	3,39	0,00	0,00	50,46	0,00
P3	0,00	0,00	29,39	37,97	0,40	0,00	0,00	19,77	0,00	0,00	12,47	0,00
P4	0,51	0,00	8,07	1,56	0,31	0,00	0,00	0,63	0,00	0,00	88,93	0,00
P5	0,30	0,00	37,86	49,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	12,30	0,00
P6	0,44	0,00	7,18	2,04	0,32	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00	89,71	0,00
P7	0,00	0,00	8,86	0,86	0,00	0,00	0,23	0,48	0,00	0,00	89,57	0,00
P8	0,00	0,00	90,44	2,29	0,00	0,00	0,18	1,05	0,00	0,00	6,04	0,00
P9	0,00	0,00	3,11	3,15	0,26	0,00	0,00	1,37	0,00	0,00	92,12	0,00
P10	0,00	0,00	40,04	52,76	0,00	0,00	0,00	0,36	0,00	0,00	6,85	0,00

**Figura 35.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e pontos onde foram feitas análises da composição química por meio de EDS. Sapolito (7 m profundidade) do basalto.

As análises da Figura 35 mostram que muitas das concreções ou pontuações ricas em Fe, representadas pelos pontos P1, P4, P6, P7 e P9 continuam mantendo elevados teores de hematita com variação dos valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 88 a 92 %. Os teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub>, que apresentam significativa variação de 3,1 a 8,8 %, e 1,0 a 3,1 % respectivamente, são condizentes com o material originário. Os teores de TiO<sub>2</sub> são baixos nas concreções com valor máximo de 1,3 %. O estágio pouco alterado das concreções hematíticas (Figura 35) e o aparente crescimento destas (a nucleação de novas camadas de óxidos de Fe que parece ativa) em meio a uma matriz caulínica, indica que mesmo sob um clima úmido nas condições mineralógicas (muita caulinita) e

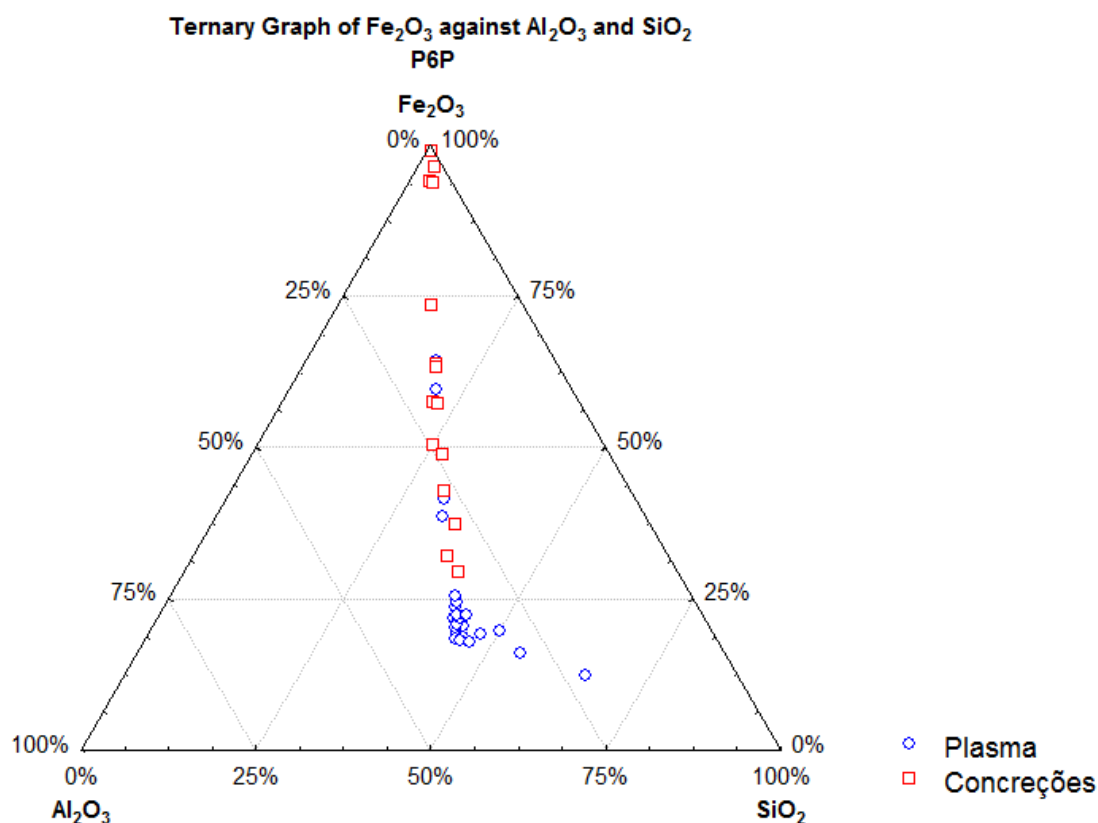
químicas (provavelmente Fe em quantidade > 15 % da composição total do solo) presentes neste saprolito e no perfil P6P, é possível que haja formação de petroplintitas, mesmo que incipiente. Tal formação seguiria o modelo em que a ferridrita precipitaria nos microporos da matriz caulínica concomitante com sua alteração (dissolução da caulinita pelo aumento de  $H^+$  com transformação do  $Fe^{2+}$  para  $Fe^{3+}$ , e progressiva desestabilização pela substituição de Al por Fe em sua estrutura cristalina (Cantinolle et al., 1984) e posteriormente a ferridrita se transformaria em hematita com uma redução da atividade da água no perfil (Nahon, 1976; Tardy & Nahon, 1985; Ambrosi et al., 1986; Muller & Bocquier, 1986).

A maioria dos demais pontos na matriz do saprolito apresentam composição dominada pela caulinita, representados por P3, P5, e P10, com valores superiores de Si em relação ao Al. Isso indicaria a existência de pequenas quantidades de cloritas ainda presentes no saprolito, corroborado pelos teores mais elevado de Mg na argila deste saprolito (Quadro 8). Entretanto, não se verificou a ocorrência deste mineral nos difratogramas de raios-X feito no síncroton, ressaltando-se que o método utilizado não é o melhor para identificação de minerais 2:1. Nos pontos P2 e P8 foram verificados teores elevados, especialmente em P8, de gibbsita (Figura 35).

O perfil P6P, um Cambissolo Háplico, solo com menor grau de intemperismo da topossequência coletada na Formação Parauapebas, apresenta composição mineralógica diferente dos demais, devido à maior participação do Si em sua constituição. A Figura 36 mostra que o plasma do horizonte Bi2 (P6P) possui variações, embora seja predominantemente caulínico. As principais variações ocorrem em função dos teores de Fe, mas a proporção de Si e Al (linha da caulinita) é mantida, com exceção de alguns pontos, que aparentemente por conterem minerais 2:1, apresentam valores de Si maiores em relação ao Fe e Al.

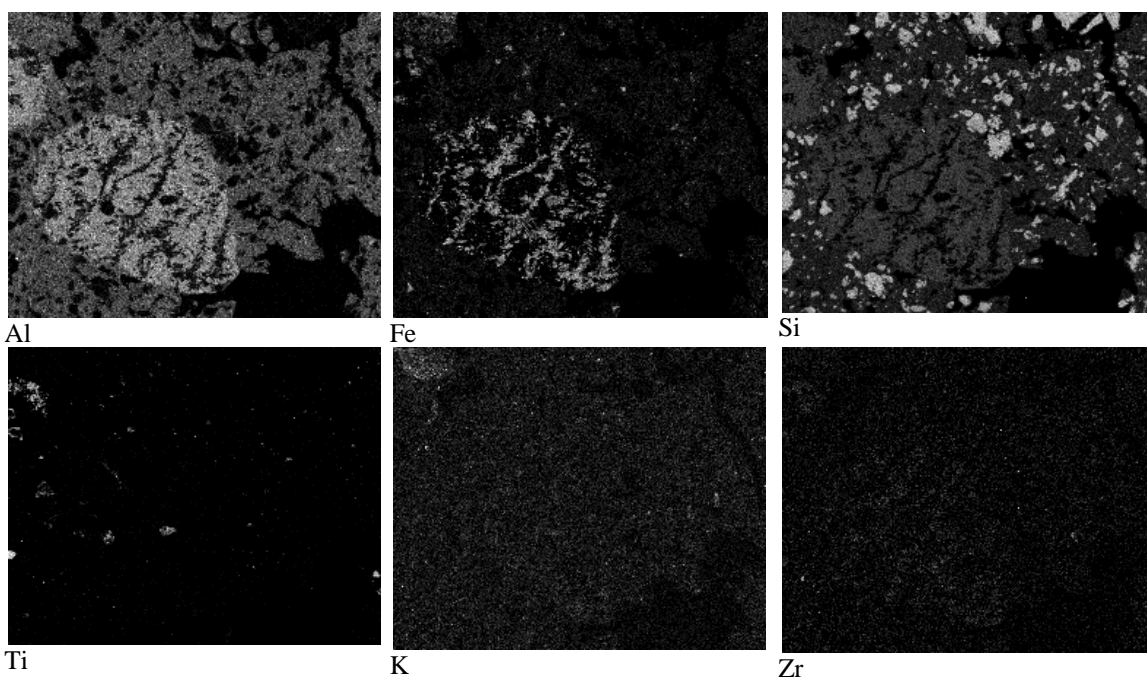
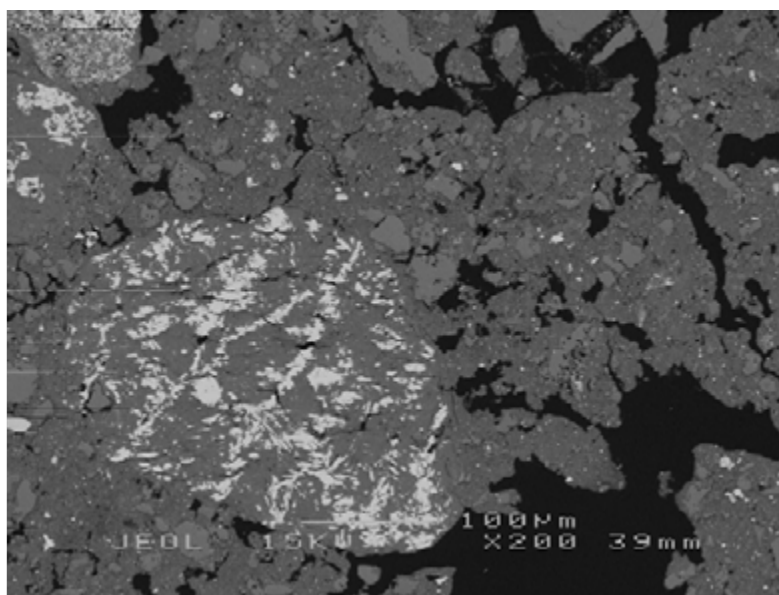
As concreções/nódulos apresentam estreita relação com o plasma do solo, sendo a principal diferença o enriquecimento em ferro. Em princípio, pelo exposto na Figura 36, óxidos de Fe se fixariam a minerais de caulinita, iniciando a formação de nódulos e posteriormente de concreções hematíticas (Ambrosi et al., 1986). O horizonte Bic2 do perfil P6P possui concreções/nódulos em diferentes estádios de formação (Figura 36), visto que é pouco provável que essas diferenças sejam por estágio de degradação, pois a tendência não seria a de formar caulinita a partir das concreções/nódulos, mas sim óxidos de Fe (Sarazin et al., 1982; Didier et al., 1985; Tardy & Nahon, 1985). A ausência de material gibbsítico (Figura 36) se deve à presença de Si disponível

(dissolução de minerais ricos em Si) nesse solo, ao contrário dos demais solos em que a formação de gibbsita era favorecida.



**Figura 36.** Distribuição dos teores normalizados de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> do plasma e concreções/nódulos em gráfico triangular do horizonte Bi2, perfil P6P.

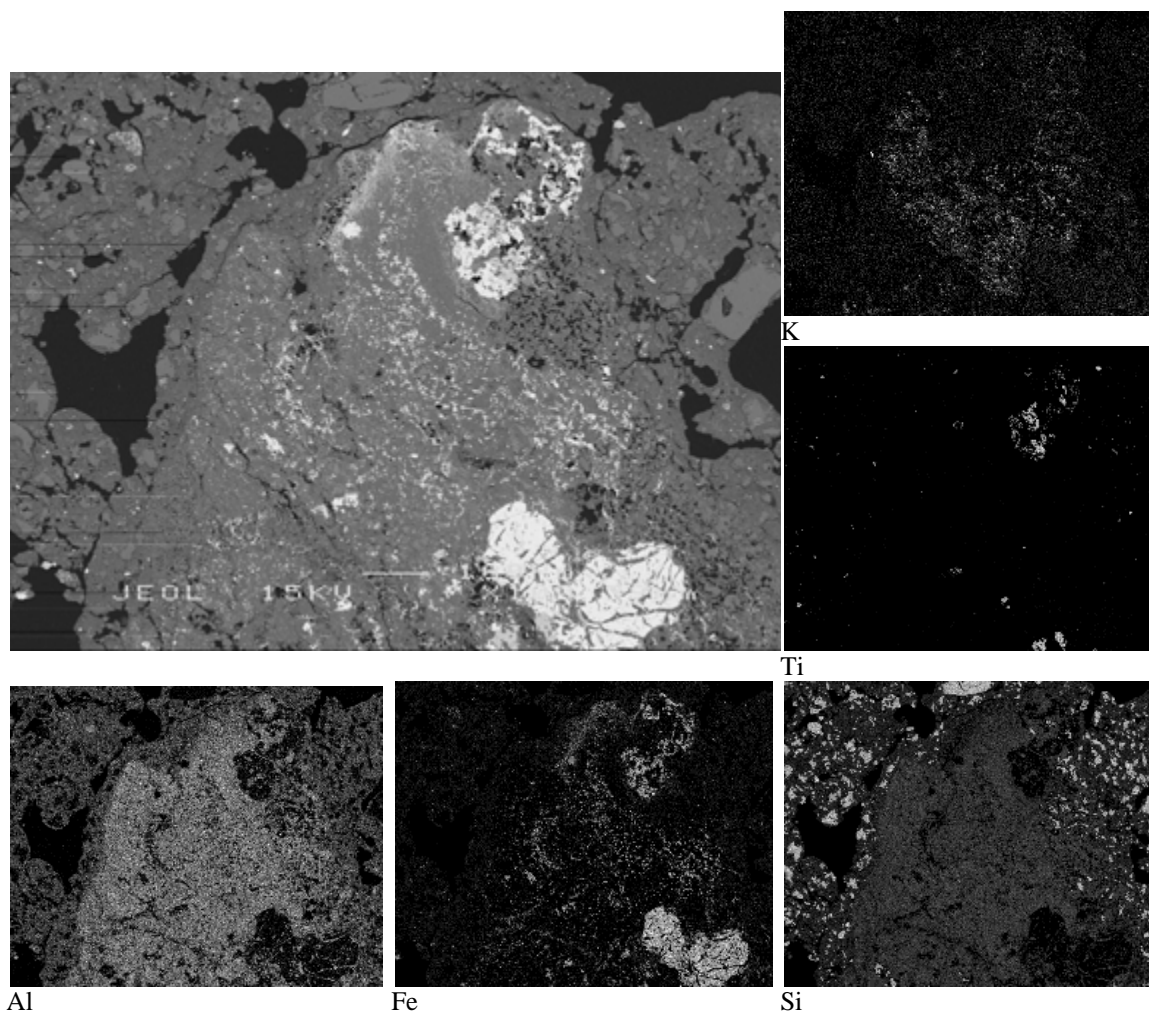
Contrastam com os demais perfis, as características morfológicas e químicas (Figuras 37, 38 e 39) do perfil P6P, em decorrência da riqueza em grãos de quartzo sem sinais de transporte e acentuada dissolução, presença de minerais com K, e elevada densidade de Si no plasma. Embora haja semelhança ao vidro vulcânico, encontrado em parte das rochas máficas da Formação Parauapebas (Zucchetti, 2007), é muito mais provável que o Si (grão/cristal) esteja na forma de quartzo, identificado nas análises de raios-X (Quadro 6), em relação ao vidro vulcânico de menor resistência no solo ao intemperismo (Gama et al., 1992).



**Figura 37.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS no horizonte Bi2, perfil P6P.

Pela densidade de grãos de quartzo presente no horizonte Bi2 (Figuras 37, 38 e 39) é provável que o perfil P6P seja o produto da pedogênese de metariolito (CPRM, 1991), e que este tenha as relações Zr/Ti e Th/Zr (Figura 40) semelhantes aos do material que originou os solos da parte superior do platô. Por outro lado, o quartzo pode ser herdado da degradação de fendas e canais por que passaram fluxos hidrotermais ricos em Si (Zucchetti, 2007). Canais ricos em Si precipitado são comuns no metabasalto da Formação Parauapebas. Em estudo sobre as rochas máficas em N4 e N5, Zucchetti (2007) encontrou amígdalas com quartzo, hematita, clorita e carbonatos; fraturas preenchidas por quartzo, hematita, clorita e sulfetos; veios em forma de brecha

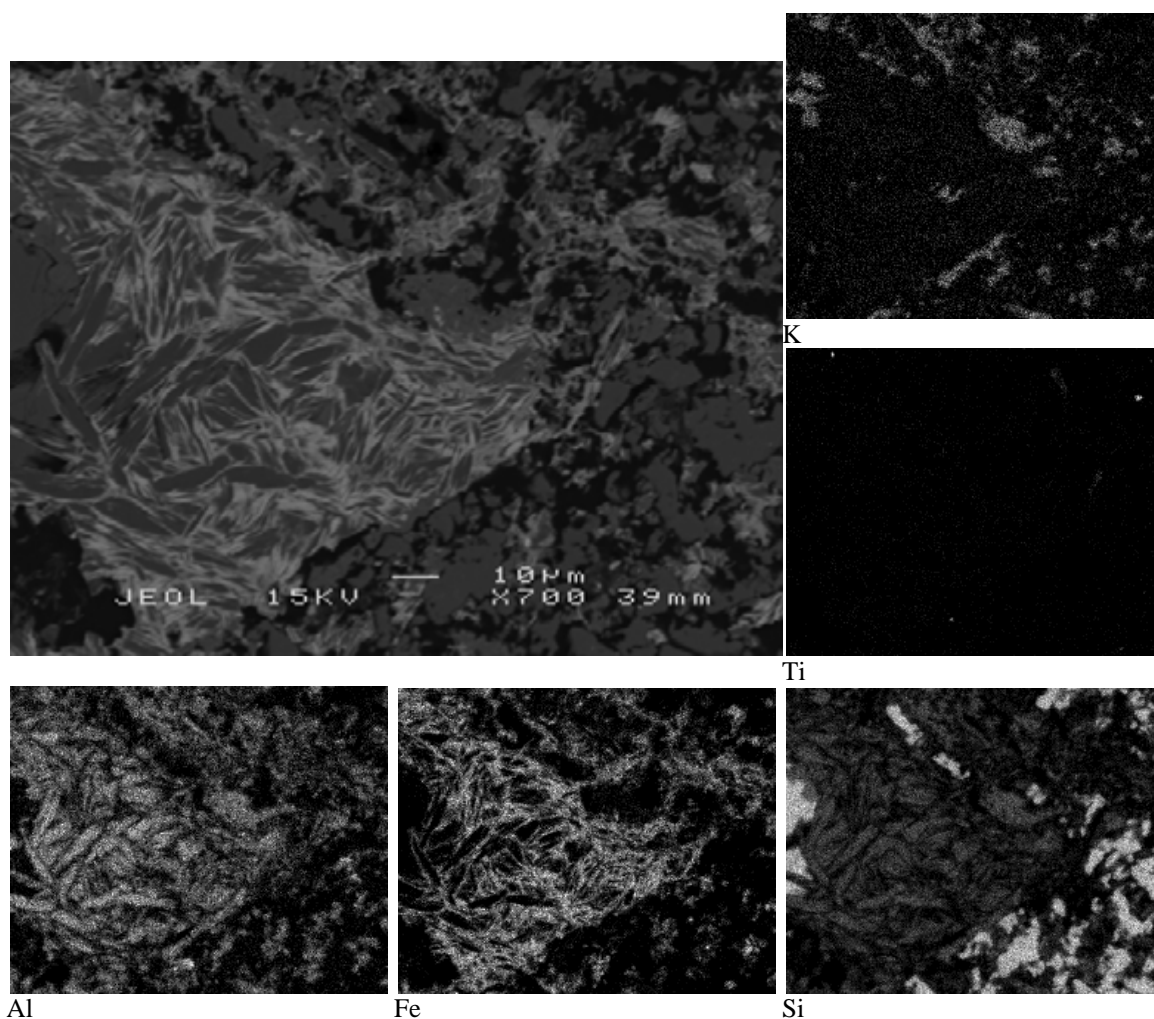
composto por carbonatos, quartzo, hematita e sulfetos. A degradação destes com a pedogênese favorece a alteração da maior parte desses minerais, conforme a susceptibilidade destes ao intemperismo. Os carbonatos e sulfetos são alterados primeiramente, as cloritas transformam-se em caulinita e estas por sua vez em gibbsita, e o quartzo, juntamente com alguns minerais acessórios, a exemplo do zircão, sobrevivem com suas composições químicas e mineralógicas pouco alteradas.



**Figura 38.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS no horizonte Bi2, perfil P6P.

O perfil P6P (Figuras 37, 38 e 39) apresenta menor quantidade de pontuações de Ti em sua matriz, sendo que estas concentrações são menos densas se comparadas aos outros solos mais intemperizados da parte alta do platô. O rejuvenescimento da paisagem em parte das bordas e especialmente nos terços inferiores dos platôs, favorecido por um clima mais úmido (atual), possibilitou a formação de solos pedologicamente mais jovens, sem a presença de gibbsita, e com ocorrência de muscovita (Quadro 6). É comum a ocorrência de fragmentos de saprolito no perfil P6P (Figura 38), cujas características que os diferem da matriz são: falta de estruturação,

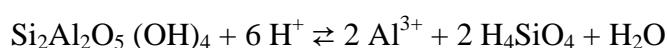
distribuição heterogênea dos elementos, menor densidade de quartzo e maior teor de potássio.



**Figura 39.** Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV-BSE) e mapas microquímicos feitos por EDS no horizonte Bi2, perfil P6P.

A alteração dos grãos de quartzo é bastante acentuada no perfil P6P (Figura 39), sendo que todos os grãos estão corroídos e a redução do tamanho e mesmo a completa dissolução do quartzo é, provavelmente, o principal responsável pela formação dos macroporos nas partes menos pedobioturbadas deste solo. É possível que o Si liberado pela alteração do quartzo esteja mantendo, até mesmo formando caulinita, e impedindo a formação de gibbsita. Ao contrário dos demais perfis, neste CX e no saprolito do basalto as concreções ferruginosas estão em processo incipiente de formação, com precipitação de óxidos de ferro em poros de concentrações de caulinita (Figura 39), com tendência a formar hematita organizada sob a forma de petroplintita (Nahon, 1976; Nahon et al., 1977; Nahon & Bocquier, 1983; Tardy & Nahon, 1985). O relevo montanhoso em que se insere o perfil P6P favorece um pedoclima menos úmido se comparado aos ambientes da parte alta do platô, possibilitando maior estabilidade da hematita.

O modelo de gênese das concreções ferruginosas na Formação Parauapebas estaria associado à precipitação de óxidos de Fe em concentrações de caulinita (Nahon, 1976; Tardy & Nahon, 1985; Ambrosi et al., 1986; Muller & Bocquier, 1986; ). Na situação encontrada no perfil P6P (Figura 39), a formação das concreções passaria pela substituição da caulinita e neoformação de hematita. Neste modelo a ferridrita, precursora da hematita (Fisher & Schwertmann, 1975; Scherwertmann & Murad, 1983), que em uma condição um pouco mais seca alterar-se-ia para hematita (Torrent et al., 1982), mais estável em relação à ferridrita (Tardy & Nahon, 1985). A ferridrita ao se formar produz prótons que aceleram a alteração da caulinita (Ambrosi et al., 1986), segundo a equação:



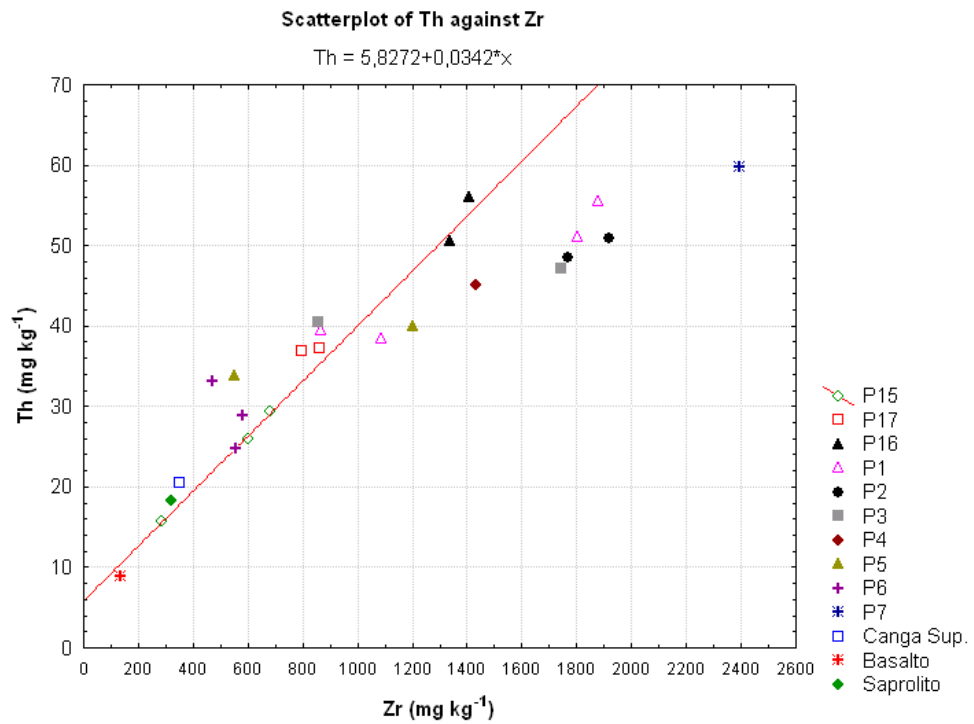
Grande parte da caulinita seria dissolvida e os nódulos tornar-se-iam mais hematíticos do que caulíníticos, até a formação de concreções ferruginosas. O alumínio liberado pela transformação da caulinita favoreceria a formação de hematita (Al-hematita) com substituição de Fe por Al (Nahon et al., 1977; Cantinolle et al., 1984; Didier et al., 1985). A presença de Al na estrutura da hematita resulta em minerais de menor cristalinidade, e conseqüentemente menos estáveis e mais susceptíveis à transformações, no caso a alteração para Al-goethita é favorecida (Muller et al., 1981). As Figuras 37, 38 e 39 indicam que a hematita está se formando nas concentrações de caulinita não pedobioturbadas, ou seja, relictos do horizonte C (saprolítico) em meio ao solo estruturado do horizonte Bi.

### **Relações Zr/Ti e Th/Zr**

Os gráficos da Figura 40 indicam que todos os materiais (solos, concreções, rocha e saprolito) coletados no estudo da topossequência na Formação Parauapebas são provenientes da mesma fonte de rocha máfica, não havendo influência de outra litologia na pedogênese da sequência estudada. Os pontos plotados nos gráficos Zr/Ti e Th/Zr (Figura 40) em ambas as relações corroboram com as discussões acima quanto ao grau de pedogênese de cada perfil, sendo esta sequência iniciada na rocha em direção ao solo com maior grau de alteração, o perfil P7P. Nesse sentido, todas as concreções presentes em perfis da parte alta do platô foram formadas em períodos em que os solos eram mais jovens, mais caulíníticos. Nenhuma dessas concreções se formou a partir da atual composição da matriz, mas sim quando esta possuía teores moderados a elevados de

caulinita. As relações Zr/Ti e Th/Zr destas concreções nos perfis P15P, P1P, P3P e P5P estão sempre plotadas em pontos mais baixos, anteriores aos pontos da TFSA de seus respectivos solos. As proporções de Zr/Ti e Th/Zr das concreções (em P15P, P1P, P3P e P5P) estão posicionadas junto com as de solos moderadamente ou com elevada contribuição de caulinita na TFSA (Figura 40), mesmo que a maioria das concreções (em P1P, P3P e P5P) estejam em parte (bordas) alteradas (bauxitizadas). É provável que se não houvesse essa bauxitização nas concreções, as suas relações Zr/Ti e Th/Zr seriam ainda mais próximas aos dos solos cauliniticos derivados de rochas máficas da Formação Parauapebas.

Embora o Th seja considerado um elemento muito estável no solo, até mesmo mais que o Zr (Mathieu et al., 1995), em certas condições ele pode ter sua solubilidade aumentada. Em solos com forte influência de ácidos orgânicos (baixo pH e complexação por compostos orgânicos) é possível que haja migração de Th (Langmuir & Herman, 1980; Gaffney et al., 1992). Para solos muito intemperizados, hidromórficos e com elevado teor de MO nos horizontes superficiais, características essas presentes nos perfis P1P, P2P, P3P, P4P, P5P e P7P, o Th parece ter sofrido maior perda em relação ao Zr, e diferente do gráfico Zr/Ti, em que o Ti apresentou estabilidade semelhante ao do Zr e, provavelmente, retrate melhor a assinatura geoquímica e grau de intemperismo dos solos.



**Figura 40.** Relações Th/Zr e Zr/Ti dos solos, canga, saprolito e rocha coletados na Formação Parauapebas.

Obs. Nos perfis P15, P1, P3, P5 e P6 as concreções estão plotadas com os mesmos símbolos da TFSA (solo). “Dúvidas; conferir os dados do Quadro 9”.

## CONCLUSÕES

- A formação dos mantos lateríticos (horizonte litoplúntico) ricos em ferro ocorreu em condições ambientais mais secas em relação ao pedoclima atual, e cuja composição dos solos continha teores mais elevados de caulinita em relação aos teores contemporâneos. No perfil P6P e no saprolito, ao contrário dos demais perfis, ocorre um processo atual, mas incipiente de formação de concreções ferruginosas. Essa formação é explicada por seu pedoclima menos úmido, pelo teor mais elevado de caulinita e presença de ferro em solução.
- As concreções ferruginosas, presentes nos solos derivados das rochas máficas na Serra dos Carajás, formaram-se quando a matriz era predominada por caulinita, e quando esta passa para uma composição mais oxidada, as concreções ferruginosas ricas em hematita, alteram-se para goethita e gibbsita e em casos mais avançados de transformação há predomínio de gibbsita (bauxita).
- A tendência para os solos na parte alta dos platôs basálticos, sob as condições ambientais atuais (precipitação e temperatura), é a alteração da hematita para goethita e o aumento do teor da gibbsita e óxidos de titânio nos solos, especialmente os afetados por hidromorfismo.
- A couraça laterítica rica em ferro observada em várias porções das bordas dos platôs da Formação Parauapebas, a exemplo do perfil P15P, ainda permanecem na paisagem devido à condição de melhor drenagem (nos platôs são os locais em que a drenagem começa a se definir, onde inicia-se os cursos d' água), e cujo lençol freático exerce menor influência, mantendo um pedoclima menos úmido. Nessas condições a degradação das concreções hematíticas é menor e sua estabilidade é mantida por mais tempo em relação aos solos mais afastados das bordas. Em pedoclimas mais úmidos as concreções hematíticas se alterariam para goethita (Schwertmann, 1971 e 1985) e gibbsita, a exemplo dos solos mais centrais do platô (P16P, P1P, P2P, P3P, P4P, P5P e P7P).
- A pedobioturbação não ocorre no estágio de formação das concreções, se ocorresse, impediria a formação do horizonte litoplúntico, desorganizando a formação da hematita nos agregados cauliniticos, especialmente os que apresentam estrutura não pedobioturbada.

- Os solos desenvolvidos de basaltos da Formação Parauapebas se enquadram entre os mais intemperizados de toda Amazônia brasileira, correlatos aos LV e LVA mais gibbsíticos do Planalto Central, apesar de apresentarem variações dentro no mesmo platô, entre aqueles gibbsíticos com  $K_i < 0,75$  e poucos cauliníticos  $K_i > 0,75$  e  $\leq 1$ .

Anexo A. Matriz de correlação entre elementos totais da TFSA dos solos coletados na Formação Parauapebas

Basalt Soil	Al	Fe	Si	K	Ti	Ca	Mg	Na	P	S	Mn	As	Ba	Be	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Gd	Ge	Hf	La	Mo	Nd	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr			
Al	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Fe	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Si	-0,78	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
K	-0,62	*	0,94	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ti	0,96	*	-0,72	-0,60	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ca	*	-0,51	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Mg	-0,71	0,86	*	*	-0,75	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Na	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
P	*	*	*	*	*	0,64	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
S	0,61	*	-0,80	-0,69	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Mn	*	0,75	*	*	*	*	0,68	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
As	*	*	*	*	*	0,53	*	*	0,60	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ba	-0,79	*	0,93	0,91	-0,75	*	*	*	*	-0,72	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Be	-0,68	*	0,84	0,82	-0,60	*	*	*	*	-0,73	*	*	0,91	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ce	-0,69	*	0,92	0,91	-0,65	*	*	*	*	-0,74	*	*	0,97	0,88	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Co	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Cr	0,79	*	-0,82	-0,68	0,77	*	*	*	0,55	0,59	*	*	-0,85	-0,67	-0,82	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Cu	-0,81	*	0,64	*	-0,73	*	0,61	*	*	-0,51	0,56	*	0,80	0,72	0,73	*	-0,85	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Ga	0,93	*	-0,90	-0,80	0,91	*	-0,51	*	*	0,63	*	*	-0,91	-0,76	-0,84	*	0,92	-0,81	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Gd	0,57	-0,72	*	*	0,65	*	-0,76	*	*	*	-0,52	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ge	*	-0,85	*	*	0,51	*	-0,77	*	*	*	-0,53	*	*	*	*	*	*	*	*	0,72	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Hf	0,94	-0,52	-0,64	*	0,98	*	-0,79	*	*	*	*	*	-0,68	-0,51	-0,56	*	0,77	-0,76	0,88	0,71	0,59	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
La	-0,51	-0,53	0,88	0,90	*	*	*	*	*	-0,73	*	*	0,90	0,84	0,95	*	-0,74	0,60	-0,71	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Mo	0,50	*	*	*	0,62	*	*	*	*	*	*	*	-0,54	*	-0,53	*	0,65	-0,58	0,61	*	*	0,65	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Nd	-0,89	*	0,88	0,79	-0,84	*	0,50	*	*	-0,68	*	*	0,96	0,87	0,92	*	-0,90	0,90	-0,95	*	*	-0,80	0,80	-0,60	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Ni	-0,86	*	0,61	*	-0,80	*	0,70	*	-0,56	-0,55	0,53	*	0,67	0,55	0,61	*	-0,82	0,87	-0,80	-0,51	*	-0,81	*	*	0,82	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Pb	-0,70	0,56	*	*	-0,60	*	0,74	*	*	*	0,71	*	0,54	0,52	*	*	-0,56	0,87	-0,60	-0,58	*	-0,66	*	*	0,68	0,72	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
Rb	-0,57	*	0,92	0,97	-0,56	*	*	*	*	-0,73	*	*	0,90	0,78	0,92	*	-0,68	*	-0,75	*	*	*	*	0,92	*	0,77	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Sc	*	*	-0,57	-0,64	*	*	*	*	*	*	0,81	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	-0,59	*	*	*	*	*	*	*	*	
Sr	*	*	*	*	*	*	*	-0,57	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,61	*	*	*	*	*	*	*	*
Th	0,96	*	-0,72	-0,54	0,91	*	-0,69	*	*	0,52	*	*	-0,74	-0,63	-0,63	*	0,81	-0,85	0,91	0,59	*	0,94	*	0,55	-0,86	-0,83	-0,76	*	*	*	*	*	*	*	*	*		
V	*	*	-0,51	*	*	*	*	*	0,60	*	*	*	-0,52	*	-0,57	*	0,73	*	*	*	*	*	*	-0,64	0,50	*	*	*	-0,55	*	*	*	*	*	*	*	*	
Y	*	*	-0,51	*	*	*	*	*	0,60	*	*	*	-0,52	*	-0,57	*	0,73	*	*	*	*	*	*	-0,64	0,50	*	*	*	-0,55	*	*	*	1,00	*	*	*	*	
Zn	*	*	*	*	*	*	*	*	0,52	*	*	0,90	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Zr	0,92	-0,53	-0,61	*	0,97	*	-0,79	*	*	*	*	*	-0,66	*	-0,54	*	0,77	-0,75	0,87	0,70	0,61	1,00	*	0,67	-0,78	-0,80	-0,65	*	*	*	0,92	*	*	*	*	*		

## Anexo B

### Descrição morfológica dos solos coletados na Formação Parauapebas

**Perfil P15P-10/2008** (4ª Topo-seqüência. Área composta por materiais provenientes da alteração de basaltos da Formação Parauapebas, pertencentes ao Grupo Grão Pará)

**Data:** 24/10/08

**Classificação:** Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico, aniônico, A moderado, oxidico, profundo, textura muito argilosa muito cascalhenta, fase floresta tropical subperenifólia, relevo montanhoso.

**Município e Estado:** Parauapebas – PA.

**Localização:** Floresta Nacional de Carajás, próximo a estação de tratamento de efluentes da Vila de Carajás. Coordenadas UTM: 22M 602472 e – 9327884.

**Situação e declividade:** Trincheira aberta em borda de platô (borda erodida de platô em posição de cimeira, divisor de águas, remanescente de uma superfície pediplanada), com aproximadamente 70 % de declive, sob vegetação primária.

**Altitude:** 662 m

**Litologia e formação geológica:** Basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão-Pará.

**Cronologia:** Arqueano Superior

**Material originário:** Produto formado da alteração da rocha supracitada.

**Pedregosidade:** Muito pedregosa

**Rochosidade:** Não rochosa

**Relevo local:** Montanhoso

**Relevo regional:** Ondulado a forte ondulado

**Erosão:** Não aparente.

**Drenagem:** Acentuadamente drenado

**Vegetação primária:** Floresta Ombrófila Aberta.

**Uso atual:** Vegetação Primária

**Clima:** Aw, na classificação de Köppen.

**Descrito e coletado por:** Gilberto Fernandes Corrêa e Guilherme Resende Corrêa.

### Descrição morfológica

- |      |   |
|------|---|
| Ac   | 0-12 cm; (2,5YR 4/4, úmido) e (2,5YR 3/6, seco); muito argilosa muito cascalhenta; moderada muito pequena granular e fraca muito pequena blocos subangulares; macia, muito friável, plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.  |
| BAc  | 12-36 cm; (2,5YR 3/6, úmido) e (2,5YR 4/6, seco); muito argilosa muito cascalhenta; moderada muito pequena granular e fraca muito pequena blocos subangulares; macia, muito friável, plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual. |
| Bwc1 | 36-86 cm; (10R 3/6, úmido) e (10R 4/6, seco); muito argilosa muito cascalhenta; forte muito pequeno granular e fraca pequena blocos subangulares; macia, muito friável, plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.              |
| Bwc2 | 86-106 <sup>+</sup> cm; (10R 3/4, úmido) e (10R 3/6, seco); muito argilosa muito cascalhenta; forte muito pequena granular e fraca pequena blocos subangulares; macia, muito friável, plástico e ligeiramente pegajoso.                           |

**Raízes:** abundantes muito finas a grossas, comuns muito grossas em Ac; muitas finas a grossas em BAc e Bwc1; comuns finas a grossas em Bwc2.

**Observações:**

- presença de concreções de Fe (petroplintitas) extremamente duras, de variados tamanhos (>0,1 a 20 cm de Ø) e irregulares (subarredondadas): 55% (volume) em Ac e BAc, 50% em Bwc1 e 60% em Bwc2.
- muitos poros pequenos a muito pequenos em Ac e BAc; muitos poros muito pequenos em Bwc1 e Bwc2.
- presença de carvão em Bwc1.
- o solo foi peneirado (2 mm) para coleta.
- presença comum de formigas e cupins nos horizontes mais superficiais.
- perfil aberto em topossequência P16, P17 e P15.
- A serapilheira foi coletada para análise foliar (Horizonte O de 7 – 0 cm)
- o solo possui forte atração magnética
- ocorrem matacões (laterita) em Bwc2



Plintossolo Pétrico Concrecionário latossólico, aniônico, A moderado, oxídico, profundo, textura muito argilosa muito cascalhenta, fase floresta tropical subperenifólia, relevo montanhoso.

Floresta Ombrófila Aberta. Essa vegetação recobre as bordas dos grandes platôs de basalto. Bordas essas, estabilizadas pela elevada concentração de laterita em forma de couraça.

**Perfil P17P-10/2008** (5ª Topo-seqüência. Área composta por materiais provenientes da alteração de basaltos da Formação Parauapebas, pertencentes ao Grupo Grão Pará)

**Data:** 26/10/08

**Classificação:** Latossolo Vermelho Ácrico típico, A moderado, muito profundo, textura muito argilosa, fase floresta tropical perenifólia, relevo plano, substrato basalto.

**Município e Estado:** Parauapebas – PA.

**Localização:** Floresta Nacional de Carajás, próximo ao clube da Vila de Carajás. Coordenadas UTM: 22M 603430 e – 9329497.

**Situação e declividade:** Trincheira aberta em platô (posição de cimeira, divisor de águas, remanescente de uma superfície pediplanada), com aproximadamente 2 % de declive, sob vegetação primária.

**Altitude:** 657 m

**Litologia e formação geológica:** Basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão-Pará.

**Cronologia:** Arqueano Superior

**Material originário:** Produto formado da alteração da rocha supracitada.

**Pedregosidade:** Não pedregosa

**Rochosidade:** Não rochosa

**Relevo local:** Plano

**Relevo regional:** Ondulado a forte ondulado

**Erosão:** Não aparente.

**Drenagem:** Bem drenado

**Vegetação primária:** Floresta Ombrófila Densa.

**Uso atual:** Vegetação Primária

**Clima:** Aw, na classificação de Köppen.

**Descrito e coletado por:** Gilberto Fernandes Corrêa e Guilherme Resende Corrêa.

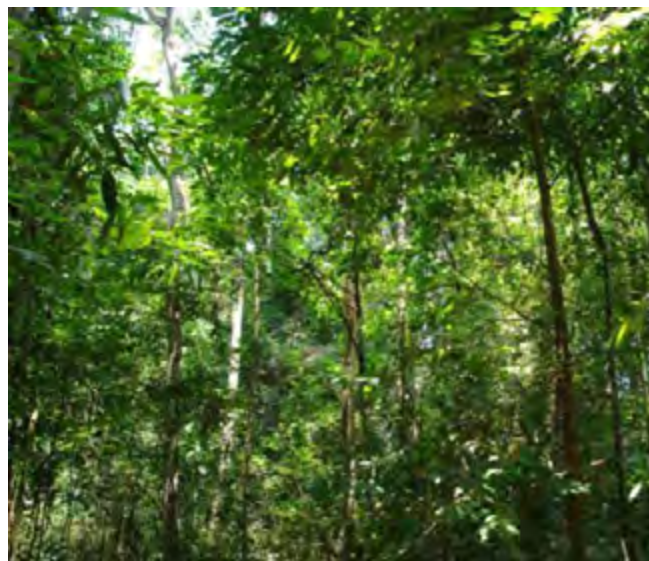
### Descrição morfológica

- A 0-16 cm; (2,5YR 3/6, úmido) e (2,5YR 4/8, seco); muito argilosa; moderada muito pequena granular e moderada pequena a média blocos subangulares; duro, friável, plástico e pegajoso; transição plana e gradual.
- BA 16-39 cm; (2,5YR 3/6, úmido) e (2,5YR 4/8, seco); muito argilosa; moderada muito pequena granular e moderada pequena a média blocos subangulares; muito duro, firme, plástico e pegajoso; transição plana e difusa.
- Bw1 39-72 cm; (10R 4/6, úmido) e (10R 4/8, seco); muito argilosa; moderada muito pequena granular e fraca pequena a grande blocos subangulares; ligeiramente duro, friável, plástico e pegajoso; transição plana e difusa.
- Bw2 72-103<sup>+</sup> cm; (10R 4/6, úmido) e (10R 4/8, seco); muito argilosa; moderada muito pequena granular e fraca pequena a média blocos subangulares; ligeiramente duro, friável, plástico e pegajoso.

**Raízes:** abundantes muito finas a médias, muitas grossas em A; muitas finas a médias, comuns grossas a muito grossas em BA; comuns finas a médias em Bw1; poucas médias a muito grossas em Bw2.

### Observações:

- muitos poros pequenos a muito pequenos em A; poucos muito pequenos em BA; muitos muito pequenos, poucos pequenos em Bw1 e Bw2.
- o horizonte BA é um pouco coeso e, Bw1 ligeiramente coeso.
- estruturas biogênicas abundantes em A.
- perfil aberto em topossequência P16, P17 e P15.
- A serapilheira foi coletada para análise foliar (Horizonte O de 5 – 0 cm).
- o solo não possui atração magnética.



Latossolo Vermelho Ácrico típico, A moderado, muito profundo, textura muito argilosa, fase floresta tropical perenifólia, relevo plano, substrato basalto.

Floresta Ombrófila Densa, vegetação predominante sobre os platôs de origem basáltica.

**Perfil P16P-10/2008** (5ª Topo-seqüência. Área composta por materiais provenientes da alteração de basaltos da Formação Parauapebas, pertencentes ao Grupo Grão Pará)

**Data:** 26/10/08

**Classificação:** Latossolo Vermelho-Amarelo Ácrico típico, A moderado, muito profundo, textura muito argilosa, fase floresta tropical perenifólia, relevo plano, substrato basalto.

**Município e Estado:** Parauapebas – PA.

**Localização:** Floresta Nacional de Carajás, estrada principal da FLONA, próximo á nova guarita. Coordenadas UTM: 22M 600535 e – 9331822.

**Situação e declividade:** Trincheira aberta em alto de platô (posição de cimeira, divisor de águas, remanescente de uma superfície pediplanada), com aproximadamente 0 % de declive, sob vegetação primária.

**Altitude:** 641 m

**Litologia e formação geológica:** Basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão-Pará.

**Cronologia:** Arqueano Superior

**Material originário:** Produto formado da alteração da rocha supracitada.

**Pedregosidade:** Não pedregosa

**Rochosidade:** Não rochosa

**Relevo local:** Plano

**Relevo regional:** Ondulado a forte ondulado

**Erosão:** Não aparente.

**Drenagem:** Acentuadamente drenado

**Vegetação primária:** Floresta Ombrófila Densa.

**Uso atual:** Vegetação Primária

**Clima:** Aw, na classificação de Köppen.

**Descrito e coletado por:** Gilberto Fernandes Corrêa e Guilherme Resende Corrêa.

## Descrição morfológica

- A 0-10 cm; (7,5YR 5/8, úmido) e (7,5YR 6/8, seco); muito argilosa; moderada muito pequena a pequena granular e fraca pequena blocos subangulares; solto, muito friável, plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.
- AB 10-20 cm; (7,5YR 5/8, úmido) e (7,5YR 6/8, seco); muito argilosa; moderada pequena a média blocos subangulares e fraca muito pequena a pequena granular; macia, friável, plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.
- BA 20-37 cm; (5YR 5/8, úmido) e (7,5YR 5/8, seco); muito argilosa; moderada muito pequena a pequena granular e fraca pequena a média blocos subangulares; macia, friável, plástico e pegajoso; transição plana e difusa.
- Bw1 37-76 cm; (5YR 5/6, úmido) e (5YR 5/8, seco); muito argilosa; moderada muito pequena e pequena granular e fraca pequena a grande blocos subangulares; ligeiramente duro, friável, plástico e pegajoso; transição plana e difusa.
- Bw2 76-115 cm; (5YR 5/8, úmido) e (5YR 5/8, seco); muito argilosa; moderada muito pequena e pequena granular e fraca pequena a grande blocos subangulares; ligeiramente duro, friável, plástico e pegajoso, transição plana e difusa.
- Bw3 115-138<sup>+</sup> cm; (5YR 5/8, úmido) e (7,5YR 5/8, seco); muito argilosa; moderada pequena a muito pequena granular e fraca pequena a grande blocos subangulares; ligeiramente duro, firme, plástico e pegajoso.

**Raízes:** abundantes muito finas a médias, muitas grossas em A e AB; muitas finas a médias, comuns grossas a muito grossas em BA; comuns finas a médias, poucas muito grossas em Bw1 e Bw2; poucas médias a muito grossas em Bw3.

### Observações:

- muitos poros pequenos a muito pequenos em todos os horizontes
- há presença de carvão no perfil.
- predominam estruturas biogênicas em A e BA.
- perfil aberto em topossequência P16, P17 e P15.
- A serapilheira foi coletada para análise foliar (Horizonte O de 5 – 0 cm).
- o solo não possui atração magnética.



Latossolo Vermelho-Amarelo Ácrico típico, A moderado, muito profundo, textura muito argilosa, fase floresta tropical perenifólia, relevo plano, substrato basalto. Floresta Ombrófila Densa.

**Perfil P1P-06/2009** (5ª Topo-seqüência. Área com influência de processos hidromórfico composta por materiais provenientes da alteração de basaltos da Formação Parauapebas)

**Data:** 05/06/09

**Classificação:** Plintossolo Pétrico Concrecionário cambissólico, aniônico, textura argilosa/muito argilosa muito cascalhenta, gibbsítico, pouco profundo, fase floresta tropical subcaducifólia, relevo plano, substrato basalto.

**Município e Estado:** Parauapebas – PA.

**Localização:** Floresta Nacional de Carajás, estrada principal da FLONA, próximo á nova guarita. Coordenadas UTM: 22M 601085 e – 9332206 S.

**Situação e declividade:** Trincheira aberta em alto de platô, em área central, com influência do lençol freático, levemente embaciada (posição de cimeira, divisor de águas, remanescente de uma superfície pediplanada), com aproximadamente 1 % de declive, sob vegetação primária.

**Altitude:** 678 m

**Litologia e formação geológica:** Basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão-Pará.

**Cronologia:** Arqueano Superior

**Material originário:** Produto formado da alteração da rocha supracitada.

**Pedregosidade:** Não pedregosa

**Rochosidade:** Não rochosa

**Relevo local:** Plano

**Relevo regional:** Ondulado a forte ondulado

**Erosão:** Não aparente.

**Drenagem:** Imperfeitamente drenado

**Vegetação primária:** Floresta Tropical Subperenifólia.

**Uso atual:** Vegetação Primária

**Clima:** Aw, na classificação de Köppen.

**Descrito e coletado por:** Gilberto Fernandes Corrêa, Guilherme Resende Corrêa e Kláberson W. de Souza.

### Descrição morfológica

- O 0-7 cm; (7,5 YR 2,5/2, úmido) e (10 YR 3/3, seco); franco-argilosa; maciça; solto, solto, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.
- AO 7-15 cm; (7,5YR 3/3, úmido) e (10YR 4/3, seco); argila; moderada muito pequena a pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.
- A 15-31 cm; (10YR 3/6, úmido) e (10YR 4/6, seco); argila; moderada pequena a muito pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.
- BA 31-42 cm; (7,5YR 5/6, úmido) e (10YR 5/6, seco); argila; moderada pequena a média blocos subangulares que se desfaz em moderada muito pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.
- Bic1 42-55 cm; (10YR 5/6, úmido) e (10YR 6/8, seco); muito argilosa muito cascalhenta; moderada muito pequena granular e fraca pequena e média blocos subangulares; macia, muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.
- Bic2 55-64 cm; (10YR 5/8, úmido) e (10YR 7/8, seco); argila muito cascalhenta; moderada muito pequena granular e fraca pequena e grande blocos subangulares; macia, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição irregular e abrupta (59-68).
- F 64-86<sup>+</sup> cm; coloração variegada, úmida, composta por (7,5YR 4/6, 60%) e (5YR 4/6, 40%) coloração seca (7,5YR 6/6, 60%) e (5YR 5/6, 40%); presença de material do Bic2 entremeado nas cavidades de dissolução.

**Raízes:** abundantes muito finas a médias e comuns grossas e muitas grossas em O, AO, A e BA; muitas finas e médias e comuns grossas em Bic1; comuns finas a médias em Bic2; raras muito finas em F

#### **Observações:**

- estimou-se em volume (cascalho e calhaus), aproximadamente 60% de concreções em Bic1 e 80% em Bic2.
- muitos poros muito pequenos e pequenos em O; muitos muito pequenos a médias em AO e A; muitos muito pequenos a pequenos em Bic1 e Bic2.
- a canga presente no horizonte F apresenta-se parcialmente degradada.
- o perfil encontra-se próximo a uma lagoa com influência direta do lençol freático.
- o nível do lençol freático encontra-se a 85 cm de profundidade.
- perfil aberto em topossequência FFC – LVW – LVAW – P1-09.
- A serapilheira foi coletada para análise foliar (5 – 0 cm).
- o solo não possui atração magnética.

- foi coletada amostra (Bi) indeformada para confecção de lâminas para micromorfologia.
- rara presença de atividade biológica no perfil. A oscilação do nível do lençol freático é grande ao longo do ano.



Plintossolo Pétrico Concrecionário cambissólico, aniônico, textura argilosa/muito argilosa muito cascalhenta, gibbsítico, pouco profundo, fase floresta tropical subcaducifólia, relevo plano, substrato basalto.



Floresta Tropical Subperenifólia. Ambiente vegetacional de transição entre a Floresta Ombrófila Densa e vegetações abertas herbáceo/arbustivo.

**Perfil P2P-06/2009** (5ª Topo-seqüência. Área com influência de processos hidromórfico composta por materiais provenientes da alteração de basaltos da Formação Parauapebas)

**Data:** 05/06/09

**Classificação:** Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico, aniônico, textura argilosa, fase escure arbóreo-arbustivo higrófilo, relevo plano, substrato basalto.

**Município e Estado:** Parauapebas – PA.

**Localização:** Floresta Nacional de Carajás, estrada principal da FLONA, próximo á nova guarita, na trilha do viveiro ao estacionamento da guarita. Coordenadas UTM: 22M 601004 e – 9332178 S.

**Situação e declividade:** Trincheira aberta em alto de platô, em área central, com forte influência do lençol freático, levemente embaciada (posição de cimeira, divisor de águas, remanescente de uma superfície pediplanada), com aproximadamente 1 % de declive, sob vegetação primária.

**Altitude:** 667 m

**Litologia e formação geológica:** Basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão-Pará.

**Cronologia:** Arqueano Superior

**Material originário:** Produto formado da alteração da rocha supracitada.

**Pedregosidade:** Não pedregosa

**Rochosidade:** Não rochosa

**Relevo local:** Plano

**Relevo regional:** Ondulado a forte ondulado

**Erosão:** Não aparente.

**Drenagem:** Mal drenado

**Vegetação primária:** Escubre arbóreo-arbustivo higrófilo.

**Uso atual:** Vegetação Primária

**Clima:** Aw, na classificação de Köppen.

**Descrito e coletado por:** Guilherme Resende Corrêa e Americano.

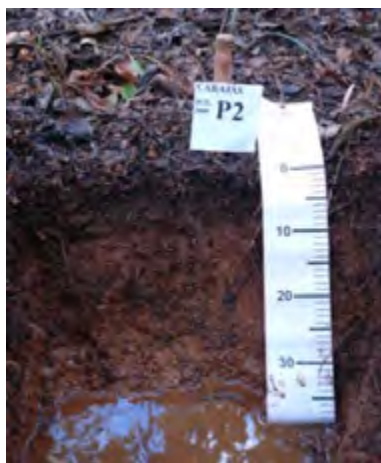
### Descrição morfológica

- H 0-9 cm; (10YR 3/2, úmido) e (10YR 4/3, seco); franco-argilosa; moderada pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e clara.
- BA 9-11 cm; (10YR 4/6, úmido) e (10YR 5/6, seco); franco-argilo-siltosa; fraca média blocos subangulares; macia, muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.
- Bi 11-38 cm; (10YR 5/6, úmido) e (10YR 6/6, seco); franco-argilo-siltosa; fraca média e grande blocos subangulares; macia, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição ondulada e abrupta (35-42 cm).
- F 38<sup>+</sup> cm; lajedo de canga.

**Raízes:** abundantes muito finas e finas, muitas medias AO; muitas finas e médias e abundantes finas em BA; poucas finas e médias em Bi.

### Observações:

- muitos poros muito pequenos e pequenos em AO; poucos muito pequenos e pequenos a pequenos em BA.
- a canga presente no horizonte F apresenta-se contínua e pouco alterada.
- o perfil encontra-se próximo a uma lagoa com influência direta do lençol freático.
- o nível do lençol freático encontra-se a 34 cm de profundidade.
- perfil aberto em toposequência FFc – LVw – LVAw – FFc – P2-06/2009.
- A serapilheira foi coletada para análise foliar (3 – 0 cm).
- o solo não possui atração magnética.
- foi coletada amostra (Bi) indeformada para confecção de lâminas para micromorfologia.
- pequena quantidade de cascalho ocorre em BA e Bi.
- a estrutura do horizonte Bi é comprometida pelo hidromorfismo sazonal, apresentando aparência de maciça.
- rara presença de atividade biológica no perfil. A oscilação do nível do lençol freático é grande ao longo do ano, embora haja muitos sinais de pequenas galerias biológicas.



Plintossolo Pétrico Litoplântico típico, aniônico, textura argilosa, fase escubre arbóreo-arbustivo higrófilo, relevo plano, substrato basalto.

Em segundo plano, vegetação arbóreo-arbustiva tipo escubre, em sistema mal drenado, que antecede a vegetação campestre em primeiro plano.

**Perfil P3P-06/2009** (5ª Topo-seqüência. Área com forte influência de processos hidromórficos composta por materiais provenientes da alteração de basaltos da Formação Parauapebas)

**Data:** 05/06/09

**Classificação:** Plintossolo Pétrico Concrecionário gleissólico, “organossólico”, textura argilosa, fase campo tropical arbóreo-arbustivo higrófilo com buritiranas, relevo plano, substrato basalto.

**Município e Estado:** Parauapebas – PA.

**Localização:** Floresta Nacional de Carajás, estrada principal da FLONA, próximo á nova guarita, na trilha do viveiro ao estacionamento da guarita, ao lado da principal lagoa. Coordenadas UTM: 22M 600755 e – 9332347.

**Situação e declividade:** Trincheira aberta em alto de platô, em área central, com forte influência do lençol freático (lagoa intermitente), levemente embaciada (posição de cimeira, divisor de águas, remanescente de uma superfície pediplanada), com aproximadamente 1 % de declive, sob vegetação primária.

**Altitude:** 664 m

**Litologia e formação geológica:** Basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão-Pará.

**Cronologia:** Arqueano Superior

**Material originário:** Produto formado da alteração da rocha supracitada.

**Pedregosidade:** Não pedregosa

**Rochosidade:** Não rochosa

**Relevo local:** Plano

**Relevo regional:** Ondulado a forte ondulado

**Erosão:** Não aparente.

**Drenagem:** Muito mal drenado

**Vegetação primária:** Campo arbóreo-arbustivo higrófilo com buritiranas.

**Uso atual:** Vegetação Primária

**Clima:** Aw, na classificação de Köppen.

**Descrito e coletado por:** Guilherme Resende Corrêa, Maysa da Mata Silveira e Americano.

## Descrição morfológica

H1 0-16 cm; maciça; transição clara e plana.

Hc 16-32 cm; (10YR 3/2, úmido); argila; maciça; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajoso.

### Observações:

- o perfil encontra-se abaixo de uma coluna d' água de 40 cm, impedindo a descrição morfológica dos horizontes.
- perfil aberto em topossequência FFc – LVw – LVAw – FFc – FFif – P5-09 – P4-09 – P3-09.
- A serapilheira foi coletada para análise foliar (8 – 0 cm).
- o solo não possui atração magnética.
- a área compreende um embaciamento pseudocárstico.
- o lençol freático apresenta acentuada variação de nível ao longo do ano.
- a vegetação local é composta por campo higrófilo com buritiranas e outras espécies graminosa/arbustivas. O entorno é composto por formação graminosa sobre canga, com mimosáceas mais distanciadas.



Área de ocorrência do Plintossolo Pétrico Concrecionário gleissólico, “organossólico”, textura argilosa, fase campo tropical arbóreo-arbustivo higrófilo com buritiranas, relevo plano, substrato basalto.

**Perfil P4P-06/2009** (5ª Topo-seqüência. Área com influência de processos hidromórfico composta por materiais provenientes da alteração de basaltos da Formação Parauapebas)

**Data:** 11/06/09

**Classificação:** Plintossolo Pétrico Litoplíntico típico, textura argilosa, fase escubre campo tropical gramíneo-arbustivo, relevo plano, substrato basalto.

**Município e Estado:** Parauapebas – PA.

**Localização:** Floresta Nacional de Carajás, estrada principal da FLONA, próximo á nova guarita, na trilha do viveiro ao estacionamento da guarita. Área ao lado da lagoa da trilha. Coordenadas UTM: 22M 600754 e – 9332361 S.

**Situação e declividade:** Trincheira aberta em alto de platô, em área central com forte influência de camada litoplíntica tipo lajedo de canga, levemente embaciada (posição de

cimeira, divisor de águas, remanescente de uma superfície pediplanada), com aproximadamente 1 % de declive, sob vegetação primária.

**Altitude:** 665 m

**Litologia e formação geológica:** Basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão-Pará.

**Cronologia:** Arqueano Superior

**Material originário:** Produto formado da alteração da rocha supracitada.

**Pedregosidade:** Não pedregosa

**Rochosidade:** Não rochosa

**Relevo local:** Plano

**Relevo regional:** Ondulado a forte ondulado

**Erosão:** Não aparente.

**Drenagem:** Mal drenado

**Vegetação primária:** Campo tropical gramíneo-arbustivo.

**Uso atual:** Vegetação Primária

**Clima:** Aw, na classificação de Köppen.

**Descrito e coletado por:** Guilherme Resende Corrêa, Maysa da Mata Silveira e Americano.

### Descrição morfológica

O 0-7 cm; (10YR 3/1, úmido) e (10YR 4/2, seco); franco-argilosa; moderada muito pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição irregular e abrupta.

F 7<sup>+</sup> cm; lajedo de canga.

**Raízes:** abundantes muito finas e finas em O; e raras finas em F.

### Observações:

- poros comuns muito pequenos e pequenos em O.
- a canga presente no horizonte F apresenta-se contínua e pouco alterada.
- o perfil encontra-se próximo a uma lagoa com influência direta do lençol freático.
- perfil aberto em topossequência FFC – LVw – LVAw – FFC – FFC - FFIf.
- o solo não possui atração magnética.
- foi coletada amostra da canga de 7 – 15 cm de profundidade.
- não há serapilheira nesse solo.
- rara presença de atividade biológica no perfil.
- ocorrem afloramentos da canga em forma de lajedos próximo ao perfil.
- ocorrem mimosáceas esparsas no campo graminoso.
- nesse ambiente há grande estresse hídrico. A descrição do solo foi feita em período chuvoso.



Plintossolo Pétrico Litoplântico típico, textura argilosa, fase escurecida campo tropical gramíneo-arbustivo, relevo plano, substrato basalto.



Nas áreas onde a camada litoplântica encontra-se mais próxima da superfície, ocorrem campos gramíneos, como o observado em primeiro plano.

**Perfil P5P-06/2009** (5ª Topo-seqüência. Área com influência de processos hidromórfico composta por materiais provenientes da alteração de basaltos da Formação Parauapebas)

**Data:** 11/06/09

**Classificação:** Plintossolo Pétrico Litoplântico (ou Concrecionário) típico, textura média, fase campo tropical gramíneo-arbustivo com mimosáceas, relevo plano, substrato basalto.

**Município e Estado:** Parauapebas – PA.

**Localização:** Floresta Nacional de Carajás, estrada principal da FLONA, próximo à nova guarita, na trilha do viveiro ao estacionamento da guarita. Área ao lado da lagoa da trilha. Coordenadas UTM: 22M 600768 e – 9332390 S.

**Situação e declividade:** Trincheira aberta em alto de platô, em área central com forte influência de camada litoplântica tipo lajedo de canga, levemente embaciada (posição de cimeira, divisor de águas, remanescente de uma superfície pediplanada), com aproximadamente 1 % de declive, sob vegetação primária.

**Altitude:** 665 m

**Litologia e formação geológica:** Basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão-Pará.

**Cronologia:** Arqueano Superior

**Material originário:** Produto formado da alteração da rocha supracitada.

**Pedregosidade:** Não pedregosa

**Rochosidade:** Não rochosa

**Relevo local:** Plano

**Relevo regional:** Ondulado a forte ondulado

**Erosão:** Não aparente.

**Drenagem:** Mal drenado

**Vegetação primária:** Campo tropical gramíneo-arbustivo com mimosáceas.

**Uso atual:** Vegetação Primária

**Clima:** Aw, na classificação de Köppen.

**Descrito e coletado por:** Guilherme Resende Corrêa, Maysa da Mata Silveira e Americano.

## Descrição morfológica

- AOc 0-28 cm; (10YR 2/1, úmido) e (10YR 3/2, seco); franco-argilo-arenosa cascalthenta; moderada muito pequena granular e fraca pequena grumosa; macia, muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição plana e gradual.
- AOc2 28-38 cm; (7,5YR 2,5/1, úmido) e (7,5YR 3/2, seco); franco-argilo-arenosa muito cascalthenta; moderada muito pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição irregular e abrupta (37-40 cm).
- F 38<sup>+</sup> cm; lajedo de canga.

**Raízes:** abundantes muito finas e finas em OAc e AOc2.

### Observações:

- muitos poros muito pequenos a médios em AOc, poros comuns muito pequenos a médios em AOc2.
- ocorrem pequenos (de 1 a 4 mm) fragmentos esféricos de canga pisolítica (30%) em AOc e 60 % em AOc2.
- a canga presente no horizonte F apresenta-se contínua e pouco alterada.
- o perfil encontra-se próximo a uma lagoa com influência direta do lençol freático.
- perfil aberto em topossequência FFc – LVw – LVAw – FFc – FFc – FFif - FFif.
- o solo não possui atração magnética.
- há muita pouca serapilheira nesse solo.
- média presença de atividade biológica no perfil (formigas).
- ocorrem afloramentos da canga em forma de lajedos próximo ao perfil.
- esse solo evoluiu a partir de antigos montículos de termiteiros onde atualmente crescem mimosáceas.
- nesse ambiente há grande estresse hídrico. A descrição do solo foi feita em período chuvoso.



Plintossolo Pétrico Litoplântico (ou Concrecionário) típico, textura média, fase campo tropical gramíneo-arbustivo com mimosáceas, relevo plano, substrato basalto.



Vegetação associada a antiga atividade de térmitas. Campo tropical gramíneo-arbustivo com mimosáceas.

**Perfil P6P-06/2009** (4ª Topo-seqüência. Área composta por materiais provenientes da alteração de basaltos da Formação Parauapebas, pertencentes ao Grupo Grão Pará)

**Data:** 13/06/09

**Classificação:** Cambissolo Háptico Tb Distrófico latossólico, álico, A moderado, profundo, textura argilosa, fase floresta tropical subperenifólia, relevo montanhoso.

**Município e Estado:** Parauapebas – PA.

**Localização:** Floresta Nacional de Carajás, próximo à segunda curva da estrada principal (sentido Aeroporto - Parauapebas) 1 km depois do início da descida da borda da Serra. Coordenadas UTM: 22M 613160 e – 9324681.

**Situação e declividade:** Trincheira aberta em borda de platô (borda erodida de platô em posição de cimeira, divisor de águas, remanescente de uma superfície pediplanada), com aproximadamente 70 % de declive, sob vegetação primária e próximo a uma drenagem muito encaixada.

**Altitude:** 503 m

**Litologia e formação geológica:** Basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão-Pará.

**Cronologia:** Arqueano Superior

**Material originário:** Produto formado da alteração da rocha supracitada.

**Pedregosidade:** Não pedregosa

**Rochosidade:** Não rochosa

**Relevo local:** Montanhoso

**Relevo regional:** Ondulado a forte ondulado

**Erosão:** Não aparente.

**Drenagem:** Bem drenado

**Vegetação primária:** Floresta Ombrófila Densa.

**Uso atual:** Vegetação Primária

**Clima:** Aw, na classificação de Köppen.

**Descrito e coletado por:** Guilherme Resende Corrêa, Maysa da Mata Silveira e Americano.

### Descrição morfológica

- A 0-12 cm; (2,5YR 4/6, úmido) e (2,5YR 5/8, seco); argilosa; moderada pequena e média blocos subangulares e fraca muito pequena granular; macia, friável, plástico e pegajoso; transição plana e gradual.
- BA 12-31 cm; (2,5YR 4/8, úmido) e (2,5YR 5/8, seco); argilosa; moderada pequena e média blocos subangulares e fraca muito pequena e pequena granular; macia, friável, plástico e pegajoso; transição plana e difusa.
- Bi1 31-71 cm; (2,5YR 4/6, úmido) e (2,5YR 5/8, seco); argilosa; moderada pequena e média blocos subangulares que se desfaz em moderada pequena granular; macia, friável, plástico e pegajoso; transição plana e gradual.
- Bi2 71-92 cm; (2,5YR 4/6, úmido) e (2,5YR 5/8, seco); argilosa; forte muito pequena granular; macia, muito friável, plástico e pegajoso; transição ondulada e clara (92-104 cm).
- C/B 92-140<sup>+</sup> cm; (2,5YR 4/6, úmido) e (2,5YR 5/8, seco); argilosa; moderada pequena granular; macia, friável, plástico e pegajoso.

**Raízes:** abundantes muito finas a muito grossas em A; abundantes muito finas a médias e, comuns grossas e muito grossas em BA; abundantes muitas finas e finas e, comuns médias e grossas em Bi1 e Bi2; comuns muito finas e finas e, poucas médias e grossas em C/B.

**Observações:**

- intensa atividade biológica em A, com muitas estruturas biogênicas. Muitos canais biogênicos em BA.
- presença de fragmentos muito alterados de basalto > 1 a 8 cm de Ø subarredondadas perfazendo 10 % (volume) em A e, em BA 15 %. Em Bi1, raros fragmentos de basalto alterado > 3 a 10 cm de Ø subarredondadas perfazendo 10 % em volume; em Bi2, > 3 a 10 cm de Ø subarredondadas perfazendo 25 % (volume).
- muitos poros muito pequenos a muito grandes em A; muitos poros muito pequenos a grande em BA; muitos poros muito pequenos e pequenos em Bi1, Bi2 e C/B.
- A serapilheira foi coletada para análise foliar (Horizonte O de 6 – 0 cm)
- o solo não possui atração magnética
- há material do Bi2 em meio ao saprolito no horizonte C/B.



Cambissolo Háplico Tb Floresta Ombrófila Densa em relevo montanhoso. São áreas instáveis do  
 Distrófico latossólico, álico, A ponto de vista geomorfológico. É um compartimento típico de borda dos  
 moderado, profundo, textura argilosa, fase floresta tropical grandes pratos basálticos.  
 subperenifólia, relevo montanhoso.

**Perfil P7P-06/2009** (5ª Topo-seqüência. Área com influência de processos hidromórfico composta por materiais provenientes da alteração de basaltos da Formação Parauapebas)

**Data:** 13/06/09

**Classificação:** Plintossolo Pétrico Litoplântico típico, organossólico, textura argilosa, fase campo tropical brejoso, relevo plano, substrato basalto.

**Município e Estado:** Parauapebas – PA.

**Localização:** Floresta Nacional de Carajás, estrada principal da FLONA, próximo á nova guarita, na trilha do viveiro ao estacionamento da guarita. Área ao lado da lagoa da trilha. Coordenadas UTM: 22M 600825 e – 9332389 S.

**Situação e declividade:** Trincheira aberta em alto de platô, em área central com forte influência de camada litoplúntica tipo lajedo de canga, levemente embaciada (posição de cimeira, divisor de águas, remanescente de uma superfície pediplanada), com aproximadamente 1 % de declive, sob vegetação primária.

**Altitude:** 665 m

**Litologia e formação geológica:** Basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão-Pará.

**Cronologia:** Arqueano Superior

**Material originário:** Produto formado da alteração da rocha supracitada.

**Pedregosidade:** Não pedregosa

**Rochosidade:** Não rochosa

**Relevo local:** Plano

**Relevo regional:** Ondulado a forte ondulado

**Erosão:** Não aparente.

**Drenagem:** Muito mal drenado.

**Vegetação primária:** Campo tropical brejoso.

**Uso atual:** Vegetação Primária

**Clima:** Aw, na classificação de Köppen.

**Descrito e coletado por:** Guilherme Resende Corrêa, Maysa da Mata Silveira e Americano.

### Descrição morfológica

H 0-13 cm; (10YR 5/3, úmido) e (10YR 5/4, seco); argilosa; maciça; macia, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição irregular e abrupta (12-14 cm).

F 13<sup>+</sup> cm; lajedo de canga.

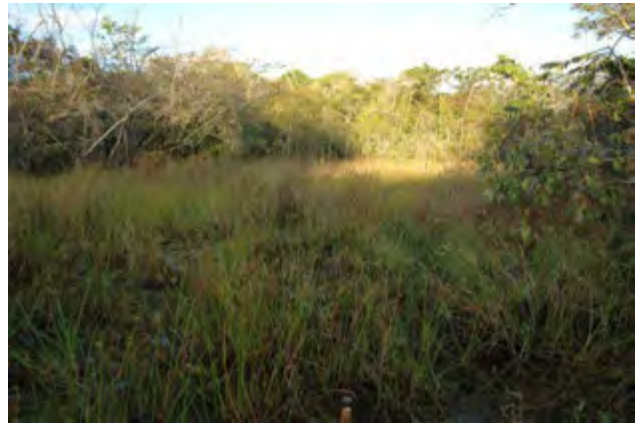
**Raízes:** poucas muito finas e finas em H.

#### Observações:

- lençol freático a 10 cm da superfície.
- a canga presente no horizonte F apresenta-se contínua e pouco alterada.
- o perfil encontra-se próximo a uma lagoa com influência direta do lençol freático.
- perfil aberto em topossequência FFc – LVw – LVAw – FFc – FFc - FFif.
- o solo não possui atração magnética.
- pouca presença de atividade biológica no perfil.
- nesse ambiente há grande estresse hídrico. A descrição do solo foi feita em período chuvoso.



Plintossolo Pétrico Litoplântico típico, organossólico, textura argilosa, fase campo tropical brejoso, relevo plano, substrato basalto.



Campo tropical brejoso.

### **Saprolito do basalto da Formação Parauapebas, Grupo Grão Pará.**

Realizou-se a coleta de saprolito de basalto próximo à Serra Sul, na estrada de acesso da mesma. A amostra foi retirada de um corte de estrada a uma profundidade de 7 m. Esta compreende (representa) o horizonte Cr da maioria dos solos originados dessa rocha na FLONA de Carajás. Sua textura é franco-argilo-siltosa, sua consistência quando seca é muito dura, quando úmida é muito firme, quando molhado é ligeiramente plástica e não pegajosa.



Detalhe do saprolito bastante alterado de basalto, na descida próxima a Serra Sul.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB' SÁBER, A.N. Aspectos geomorfológicos de Carajas. In: **Desenvolvimento Econômico e Impacto Ambiental em Areas de Tropico Umido Brasileira. A Experiência da CVRD**, pp.201-232. Secretaria Especial do Meio Ambiente (SEMA), International Wildfowl Research Bureau (IWRB), Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), Rio de Janeiro, 1987.

AB' SÁBER, A.N. Geomorfologia da Região de Carajás. In: ALMEIDA, J.M.G.de (Org.). **Carajás – desafio político, ecologia e desenvolvimento**. Capítulo 5. Brasiliense, 1986. p.88-124.

ALIBERT C. & MCCULIOCH M.T. 1993. Rare earth element and neodymium isotopic compositions of the banded iron-formations and associated shales from Hamersley, Western Austrália. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 57: 187-204.

AMARAL, I. G. Considerações preliminares sobre alguns solos do Projeto Ferro Carajás. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, v. 2, p. 31-57, 1990.

ARAÚJO O.J.B. & MAIA R.G.N. **Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A**. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 1991. 136p.

ARAÚJO ET AL., 1988 O.J.B. ARAÚJO, R.G.N. MAIA, X.S.J. JOÃO AND J.B.S. COSTA, A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás, **Anais, Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, 7 SBG (1988)**, pp. 324–338.

ARAÚJO O.J.B. & MAIA R.G.N. 1991. **Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará**. Texto explicativo, Brasília, DNPM/CPRM. 164 p.

BARBOSA ET AL. 1966. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia"**. Rio de Janeiro, Monografia da Div. Geol. Min., 19: 1-94

BEISIEGEL V.R. Carajás iron-ore district. In: IS AP, **International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis**. Salvador, *Abstracts and Excursions*, 47-61. 1982.

BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI A.L.; DRUMMOND N.F.; RUFF A.W. & TREMAINE J.W. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, 3: 215-242, 1973.

BISDOM, E.B.A. & DUCLOUX, J. Submicroscopic studies of soils. **Developments in Soil Science**, vol. 12. Elsevier, Amsterdam, 1983. 356 p.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto Radam. Folha SA. 22 Belém**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1974.

CANTINOLLE, P., DIDIER, P., MEUNIER, J.D., PATRON, C. GUENDON, J.L., BOCQUIER, G. & NAHON, D., 1984. Kaolinites ferrifères et oxyhydroxydes de fer et d'alumine dans les bauxites des Canonettes, S.E. de la France, **Clay Miner.**, 19: 125--135.

CHEN, P. Y. **Table of key-lines in X-ray power diffraction patterns of minerals in clay and associated rocks**. Bloomington, Department of Natural Resources, 1977. 67p. (Geological survey occasional paper, 21)

CORDANI, U.G. & BRITO-NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. **Rev. Bras.Geoc.**, 12(1-3):78-88.

CORNU, S., LUCAS, Y., DESJARDINS, T. e NITSCHÉ, S., 1995. Rapidité de la vitesse d'altération des minéraux du sol en conditions ferrallitiques. Méthodes des minéraux-test, **C. R. Acad. Sci. Paris**, 321, série II a, p. 311-316.

CORRÊA, G. F. **Les microrelief “murundus” et leur environnement pédologique dans l’ouest du Minas Gerais, région du plateau central brésilien**. Thèse Doctorat, Université de Nancy I, Vandoeuvre-les-Nancy, 1989. 144 p. + Annexes (XII).

COSTA M.L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revistas Brasileiras de Geociências**, São Paulo, v. 21, n.2, p. 146-160. 1991.

COSTA, M.L.;CARMO, M.S.; BEHLING, H. Mineralogia e geoquímica de sedimentos lacustres com substrato laterítico na Amazônia brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, 34(4):479-488. 2005.

CPRM. **Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A** Estado do Pará. Brasília DNPM/CPRM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil). 1991. 136 p.

CURI, N. & FRANZMEIER, D.P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 48:341-346, 1984.

DALSTRA H., GUEDES S. 2004. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: a comparison of the Carajás, Hamersley, and other iron ores. **Economic Geology**, 99: 1793-1800.

DENNEN, W. H. & NORTON, H.A., 1977. Geology and geochemistry of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin, **Econ. Geol.**, 72, p. 52-59.

DIDIER P., D. PERRET, Y. TARDY & D. NAHON, Equilibres entre kaolinites ferrifères, goethites alumineuses et hematites alumineuses dans les systèmes cuirassés, rôle de l'activité de l'eau et de la taille des pores. **Sciences Géologiques. Bulletin**, 38 (1985), pp. 383–397.

DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, p. 11-54.

DYMEK R.F. & KLEIN, C. 1988. Chemistry, Petrology and origin of banded iron formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. **Precambrian Research**, 39: 247-302.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro, Embrapa Produção de Informação, Embrapa Solos, 2006. 380 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2.ed. Rio de Janeiro, Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997.

ESWARAN, H. & STOOPS, G., 1979. Surface texture of quartz in tropical soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 43: 420--424.

FABRIS, J.D.; VIANA, J.H.M. ; SCHAEFER, C.E.G.R. ; STUCKI, J.W. & WYPYCH, F. Métodos Físicos de Análises em Mineralogia do Solo. In: MELO, V. de F. & ALLEONI, L.R. (Org.). **Química e Mineralofgia do Solo**, Parte 1, Conceitos Básicos. Viçosa: SBCS, 2009, v. 1, p. 611-695.

FALESI, I.C. O ambiente edáfico. In: **Carajas - Desafio Político, Ecologia e Desenvolvimento**, J.M.G.Almeida (ed.), pp. Editora Brasiliense, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Brasília, DF, 1986.

FALESI, I.C. Solos na área de influencia, de Carajás. In: **Desenvolvimento Econômico e Impacto Ambiental em Áreas de Tropic-Umido Brasileira. A Experiencia da CVRD**, p.7-34. Secretaria Especial do Meio Ambiente (SEMA), International Wildfowl Research Bureau (IWRB), Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), Rio de Janeiro, 1987.

FERNANDES, A. **Conexões florísticas do Brasil**. Fortaleza, Banco do Nordeste, 2003. 135p.

FITZPATRICK, E. A. **Soil microscopy and micromorphology**. New York, John Wiley & Sons. 1993. 304p.

Grabert, 1971 H. Grabert, Die pra-andine Drainage des Amazonas-Stromsystem. **Münster Forschungen Geologie und Paleontologie**, 20/21 (1971), pp. 51–61.

GIBBS, A.K. & WIRTH, K.R. Geologic setting of the Serra dos Carajás iron deposits, Brazil, *in* Chauvel, J.J., Yuqi, C. & El Shazly, E.M., eds., **Ancient banded iron formations** (regional presentations): Athens, Theophrastus, 1990. p. 83–102.

HASUI Y, HARALY N. L. E., SCHOBENHAUS C.. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SBG, **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 1, Manaus, Anais, 1:129-141. 1984.

HASUI Y. & HARALY N. L. E. Integração de informações geofísicas e geológicas na definição de estruturas crustais brasileiras. **Revista Brasileira de Geofísica**, 4:248-249. 1985.

HIRATA et al. Geologia da Província Mineral de Carajás. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 1., Belém, 1982. **Anais**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia: 1982, v.1, p. 100-110.

HORBE A.M.C. & COSTA M.L. 2005. Lateritic crusts and related soils in eastern Brazilian Amazonia. *Geoderma*, 126:225-239.

JACKSON, M.L.; LIM, C.H. & ZELAZNY, L.W. Oxides, hydroxides, and aluminosilicates. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis. Parte 1: Physical and mineralogical methods*. Madison, **American Society of Agronomy**, 1986. p.101-150.

KABATA-PENDIAS A. & H. PENDIAS, **Trace Elements in Soils and Plants** (3rd ed.), CRC Press, Boca Raton, FL (2001).

KABATA-PENDIAS, A., DUDKA, S., CHIPECKA, A. & GAWINSOWSKA, T. **Biogeochemistry of Trace Metals**, ed. Adriano D. C. Lewis Publishers, Boca Raton, Chapter 3. 1992.

KER, J.C. **Mineralogia, sorção e desorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil**. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1995. 181p. (Tese de Doutorado).

KING L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Rev.Bras. Geoc.**, **18**:147-265

KOBILSEK, B. & LUCAS, Y., 1958. Étude morphologique et pétrographique d'une formation bauxitique d'Amazonie (secteur de Juriti, Etat du Para, Brésil), **Sci. Géol. Bull.**, **41**, **7**, p. 71-54.

KUO, S. Phosphorus. In: SPARKS, D. L. et al. (ed.). *Methods of soil analysis. Part 3, Chemical methods*. **Soil Science Society of American**, 1996. p.869-919.

LANGMUIR, D. & HERMAN, J.S. The mobility of Th in natural waters at low temperatures, **Geochim. Cosmochim. Acta** **44**, 11753-1766, 1980.

LINDENMAYER Z.G., LAUX J.H. & VIEIRO A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra**, 125-145.

LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H. & TEIXEIRA, J.B.T. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás, Pará. **Rev. Bras. Geociências** **30** (1). 2001.

LINDSAY, W. L. **Soil Sci. Soc. Of America**, Madison, Chapter 2. 1991.

LUCAS Y., NAHON D., CORNU S., & EYROLLE F. (1996) Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial. **C. R. Acad. Sci. Paris** **322**, 1–16.

LUCAS, Y., CHAUVEL, A. e AMBROSI, J.P., 1986. Processes of aluminium and iron accumulation in Latosols developed on quartz rich sediments from Central Amazonia (Manaus, Brazil), In: **Geochimistry and mineral formation in the earth surface**, RODRIGUEZ-CLEMENTE, R. e TARDY, Y., éd., CSIC, Madrid et CNRS, Paris, p. 259-299.

LUCAS, Y., LUIZÃO, F. J., CHAUVEL, A., ROUILLER, J. e NAHON, D., 1993. The relation between biological activity of the rainforest and mineral composition of the soils, **Science**, **260**, p. 521-523.

MACAMBIRA J., GUEDES S. & MATIAS P.H. 1999. Bif carbonático na Formação Carajás: alteração hidrotermal ou uma nova fácies? In: SBG, Simpósio da Geologia da

Amazônia, 6, Manaus, **Boletim de Resumos Expandidos**, 1: 563-565.

MACAMBIRA, J.B. **O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará**. 2003. 217f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Estadual de Campinas, SP, 2003.

MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T.E. & LINDENMAYER, D. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. **Precambrian Research**, 49:329-354. 1991.

MALLA, P.B. & KOMARNENI, S. Synthesis of highly microporous and hydrophilic aluminophilic montmorillonite: Water-Sorption properties. **Clays Clay Miner.**, 38:363-372, 1990.

MANIKYAMBA C., BALARAM V. & NAQVI S.M. 1993. Geochemical signatures of polygenetic origin of a banded iron formation (banded iron-formation) of the Archean Sandur greenstone belt (schist belt) Karnataka nucleus, Índia. **Precambrian Research**, 61:137-164.

MATHIEU D., BERNAT M., & NAHON D. (1995) Short-lived U and Th isotope distribution in a laterite derived from granite (Pitinga river basin, Amazonia, Brazil): Application to assessment of weathering rate. **Earth Planet. Sci. Lett.** **136**, 703–714.

MAURIN, J., GILBERT, F., ROBERT, M. & CHURLAUD, C. L'erosion chimique et l'erosion mécanique à long terme du substrat granitique (Vendée, France). **C.R. Geoscience** 337 (2005) 841- 848.

MAURITY, C.W. & KOTSCHOUBEY, B. Evolução das feições pseudocársticas na cobertura intempérica do platô N-1 – Serra dos Carajás – PA. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4., Workshop sobre a Província Mineral de Carajás, Belém, 1994. **Anais**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. p.353-355.

MAURITY, C.W. & KOTSCHOUBEY, B. **Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 – Serra dos Carajás – PA**. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra, 7:331-362. 1995.

MEIRELES E.M.; HIRATA W.K.; AMARAL A.F.; MEDEIROS FILHO C.A. & GATO W.C. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Rio de Janeiro, **Anais**, 5:2163-2174. 1984.

MELO, V. F. **Potássio e magnésio em minerais de solo e relação entre propriedades da caulinita com formas não trocáveis destes nutrientes**. 1998. 205f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 1998.

MULLER, D., BOCQUIER, G., NAHON, D. & PAQUET, H., 1981. Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. Cah. O.R.S.T.O.M., **Sér. Pédol.**, 18: 87-109.

MUNSELL. **Soil color charts**. Baltimore: Munsell Color Company, 1994. 28p.

NAHON D., A.J. MELFI & C.N. CONTE, Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sud, C. R. **Acad. Sci.** Paris, série II 308 (1989) 755–760.

NAHON, D. & BOCQUIER, G., 1983. Petrology of elements transferred in weathering and soil systems. **Mdm. Sci. Géol.**, Strasbourg, 72:111--121.

NAHON, D., 1976. Cuirasses ferrugineuses et encroutements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence. **Mém. Sci. Géol.**, Strasbourg, 44, 232 pp.

NAHON, D., JANOT, C., KARPOFF, A.M., PAQUET, H. & TARDY, Y., 1977. Mineralogy, petro-graphy and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the western part of Nigeria. **Geoderma**, 19: 263--278.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Climatologia da Região Centro-Oeste. Pp.393-421. IBGE: Rio de Janeiro, RJ, 1989.

NOGUEIRA A.; TRUCKENBRODT W. & PINHEIRO R. Formação Aguas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra, 7: 177–197, 1995.

NORRISH, K. & TAYLOR, M. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. **J. Soil Sci.**, v.12, p.294-306, 1961.

NORRISH, K. & TAYLOR, R.M., 1961. The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. **J. Soil Sci.**, 12: 294--306.

NORTE - I. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi** (Botânica) 59: 1-13, 1983.

PARFITT, R.L. Parfitt, Anion adsorption by soils and soil materials, **Advances in Agronomy** 30, 1978. p. 1–50.

PEREIRA, M. M. Caracterização do clima da microregião de Marabá e identificação das áreas adaptadas ao cultivo de feijão caupi e castanha sobre o ponto de vista climatológico, UFP. 30p. 1991.

PIDGEON R.T.; MACAMBIRA M.J.B. & LAFON J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. **Chem. Geol.**, 166:159-171.

PORTO, M.L. & SILVA, M.F.F. 1989. Tipos de vegetação metalófila em áreas da Serra de Carajás e de Minas Gerais. **Acta Botanica Brasilica** 3:13-21.

RADAMBRASIL, **Levantamento de recursos naturais**, Ministério das Minas e Energia, Rio de Janeiro, 1978.

RESENDE M., **Mineralogy, chemistry, morphology, and geo- morphology of some soils of the Central Plateau of Brazil**, Ph.D. Thesis, Purdue University, 1976.

RESENDE N.P. & BARBOSA A.L.M. **Relatório de Pesquisa de Minério de Ferro, Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás, Estado do Pará.** Belém, AMZA, 1, 248p. (Relatório Final). 1972.

RESENDE, M., CURI, N., REZENDE, S. B. & CORRÊA, G. F. **Pedologia: base para distinção de ambientes.** 4.ed. Viçosa: NEPUT, 2005.

RUIZ, H.A. Dispersão física do solo para análise granulométrica por agitação lenta. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO**, 30., 2005, Recife - PE. CD-ROM. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005a.

RUIZ, H.A. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (silte + argila). **R. Bras. Ci. Solo**, v.29, p.297-300, 2005b.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo.** 5.ed. Viçosa: SBCS, 2005. 92p.

SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. N. B.; MENDONÇA, B. A. F. de; RIBEIRO, A. S.S.; FERREIRA JÚNIOR, W.; NUNES, J.; CORRÊA, G. R. **GEODIVERSIDADE DOS AMBIENTES DE CANGA NA REGIÃO DE CARAJÁS – PA.** Viçosa, 2007. 71 p. (Relatório Técnico)

SCHWERTMANN U., The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals, *Adv, Soil Sci.* 1, 171-200, 1985.

SCHWERTMANN AND R.M. TAYLOR, Iron oxides, **Minerals In Soil Environments**, (2nd ed.), Soil Sci. Soc. Amer (1989), pp. 379–438 Chap. 8

SCHWERTMANN U., Transformation of hematite to goethite in soils, **Nature** 232, 624-625, 1971.

SILVA, M. F. F.; SECCO R. S.; Lobo, M. G. A. Aspectos Ecológicos da Vegetação Rupestre da Serra dos Carajás (PA). **Acta Amazônica**, 26(1/2): 17-44, 1996.

SILVA, M.M.F. DA, MENEZES, N.L.DE, CAVALCANTE, P.B. & JOLY, C.A. Estudos botânicos: histórico, atualidade e perspectivas. In: **Carajas: desafio político, ecologia e desenvolvimento**, pp.184-207. Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Editora Brasiliense, Brasília, D.F, 1986.

SOIL SURVEY STAFF. **Keys of Soil Taxonomy**, eighth ed. USDA, 1998.

SWIFT, R. S. Organic Matter characterization. In: SPARKS, D. L. et al. (eds.). *Methods of Soils Analysis. Part 3, Chemical Methods.* Madison, **Soil Science Society of American**, 1996. p.1011-1069.

TARDY, Y. & NAHON, D. (1985) Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite, and Fe-kaolinite in bauxites and ferricretes: An approach to the mechanism of concretion formation: **Amer. J. Sci.** 285, 865-903.

TARDY, M. Astrocyte et Homeostasie. **Médecine Science**, v.8, n.7, p.799-804, 1991

TAYLOR R.M. & SCHWERTMANN U., Maghemite in soils and its origins, **Clay Miner.** 10, 289-310, 1974.

TEIXEIRA J.B.T. & EGGLER D.H. 1994. Petrology, geochemistry and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. **Acta Geológica Leopoldensia**, 40:71-114.

TEIXEIRA, J.B.G., 1994, **Geochemistry, petrology, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Para, Brazil**: Unpublished Ph.D. thesis, University Park, Pennsylvania, Pennsylvania State University, 175 p.

THÉVENIAUT AND FREYSSINET, 1999 H Théveniaut and P Freyssinet, Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of the Mont Baduel profile (French Guiana). **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.**, 148 (1999), pp. 209–231.

TOLBERT G.E., TREMAINE J.W., MELCHER G.C. & GOMES C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. *Economia Geology*, 66: 985-994.

TOLBERT G.E., TREMAINE J.W., MELCHER G.C., GOMES C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. **Economia Geology**, 66: 985-994.

USDA. **Soil Survey Laboratory Methods Manual**. Lincoln, Nebraska: National Soil Survey Center, 1996.

VANZOUNI, P. & BRANDÃO, C.R.F. 1986. Diretrizes gerais para um levantamento faunístico. In: Carajás - Desafio Político, Ecologia e Desenvolvimento. CNPq, Ed. Brasiliense. Brasília.

Vasconcelos, M.J.V., Abdelnoor, R.V., Almeida, A.M.R., Mendes, M.L., Barros, E.G. and Moreira, M.A. (1994). Estudo da variabilidade genética de cinco isolados de nematóide do cisto, **Heterodera glycines** Ichinohe. *Fitopatol. Bras.* 19 (Suppl.) : 324 (Resumo).

VASCONCELOS P.M. 1996. Paleoclimas e evolução geomorfológica da região de Carajás: evidência geoquímica e geocronológica. In: SBG/NO, **Simp. Geol. Amaz.**, 5. Belém, *Anais*, 26-30.

VELOSO, H.P., RANGEL FILHO, A.L.R. & LIMA, J.C.A. Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal. **IBGE**, Rio de Janeiro, 1991.

YEOMANS, J.C. & BREMNER, J.M.. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Commun. Soil. Sci. Plant Anal.**, v.19, p.1467-1476, 1988.

ZUCCHETTI, M. 2007. **Rochas máficas do Supergrupo Grão Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 e N5, Carajás, PA**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade Federal de Minas Gerais, pp.