

TRABALHO DE FORMATURA

“AVALIAÇÃO DO ENRIQUECIMENTO ALUMINOSO EM PERFIL
LATERÍTICO DESFERRUGINIZADO NA CHAPADA
SEDIMENTAR DO TRIÂNGULO MINEIRO E POTENCIAL
ECONÔMICO”

Orientadora:

Profa. Dra. Vania Silvia Rosolen

Discente:

Carla Vanessa de Sousa Coelho

Dezembro de 2014
Rio Claro – SP

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

Carla Vanessa de Sousa Coelho

AVALIAÇÃO DO ENRIQUECIMENTO ALUMINOSO EM PERFIL
LATERÍTICO DESFERRUGINIZADO NA CHAPADA
SEDIMENTAR DO TRIÂNGULO MINEIRO E POTENCIAL
ECONÔMICO

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

Rio Claro - SP
2014

Sumário

Resumo	5
Abstract.....	5
Agradecimentos	6
Dedicatória	7
1. Introdução.....	8
1.1 <i>Justificativas do Trabalho</i>	8
1.2 <i>Objetivos</i>	9
2. Localização e Aspectos Geográficos da área de Estudo	10
2.1 <i>Localização da Área</i>	10
2.2 <i>Aspectos Geográficos da Área de Estudo</i>	11
3. Materiais e Métodos	12
3.1 <i>Coleta de Amostras no Campo</i>	12
3.2 <i>Confecção de Lâminas e Descrição Petrográfica do Perfil</i>	12
3.3 <i>Análise Granulométrica</i>	12
3.4 <i>Análise Química Total e Função de Transporte Geoquímico</i>	12
3.5 <i>Composição Mineralógica por Difração de Raios X (DRX) e Espectroscopia Infravermelho com Transformada de Fourier (FTIR)</i>	13
3.6 <i>Análise Térmica Diferencial (ATD) e Gravimétrica (TG)</i>	13
3.7 <i>Remoção dos Óxidos de Ferro do Solo por CDB (Citrato-ditionito-bicarbonato de sódio) e Oxalato</i>	14
4. Geologia Regional.....	15
4.1 <i>Contexto Geológico Regional: Evolução do Conhecimento Geológico na Região do Triângulo Mineiro</i>	15
4.2 <i>A Bacia Bauru</i>	16
4.2.1 <i>Litoestratigrafia da Bacia Bauru</i>	18
4.3 <i>O Grupo Bauru</i>	19
4.3.1 <i>Formação Uberaba</i>	19
4.3.2 <i>Formação Adamantina</i>	20
4.3.3 <i>Formação Marília</i>	21
5. Resultados e Discussões	24
5.1 <i>Descrição e Análise Petrográfica</i>	24
5.2 <i>Perfil Textural, Geoquímico e Mineralógico</i>	31
5.2.1 <i>Composição granulométrica</i>	31
5.2.2 <i>Óxidos Totais e Função de Transporte Geoquímico</i>	35
5.2.3 <i>Caracterização Mineralógica por Difratomia de Raios X e Espectroscopia Infravermelho com Transformada de Fourier (FTIR)</i>	42
5.2.4 <i>Análise Térmica Diferencial e Termogravimétrica (ATD/ATG)</i>	46

5.3 <i>Formação Marília e sua Relação com a gênese das Argilas Aluminosas</i>	48
6. Aspectos Econômicos.....	51
6.1 <i>Argilas Refratárias</i>	51
6.2 <i>Calcário</i>	52
6.3 <i>Potencial Hidrogeológico</i>	52
7. Conclusões.....	53
8. Bibliografia.....	55

Resumo

No Triângulo Mineiro as chapadas sedimentares são formas residuais de antigas superfícies de erosão e apresentam uma cobertura composta por Latossolos (solos lateríticos) e Gleissolos (áreas com hidromorfia). Na área de estudo, situada entre os municípios de Uberaba e Uberlândia, as Argilas Aluminosas são exploradas como material refratário composto de caulinita e gibbsita, e estão associadas às depressões hidromórficas, sendo desferruginizadas e enriquecidas em alumínio. O presente trabalho consiste na caracterização do perfil de alteração destas argilas por meio de análises geoquímicas e mineralógicas, visando determinar a rocha a partir da qual foram originadas, bem como estimar o potencial de enriquecimento aluminoso dos solos hidromórficos, de modo a aprofundar o conhecimento acerca destes tipos de depósitos residuais.

Palavras-chave: Triângulo Mineiro; Latossolos; Gleissolos; Uberlândia; Argilas Aluminosas; Material Refratário; Caulinita; Gibbsita; Análises Geoquímicas e Mineralógicas.

Abstract

In the Triangulo Mineiro region, the sedimentary plateau represents the residual form of ancient erosion surfaces and present a cover composed of Oxisol (lateritic soils) and Gleysols (hydromorphic areas). In the study area, located between the cities of Uberaba and Uberlandia, the Aluminous Clays are exploited as a refractory material formed by kaolinite and gibbsite, and are associated to the hydromorphic depressions, where they are deferruginized and enriched with aluminum. This paper proposes the pedogenetic characterization of these clays alteration profile, by using geochemical and mineralogical analysis, in order to determine the rock from which they were originated, as well as estimate the potential aluminous enrichment of the hydromorphic soils, in order to further knowledge of these residual deposits.

Key-words: Triangulo Mineiro; Oxisol; Gleysols; Uberlandia; Al-rich Clays; Refractory; Kaolinite; Gibbsite; Geochemical and Mineralogical Analysis.

Agradecimentos

A jornada que levou a execução deste trabalho não teria sido a mesma sem o auxílio da minha orientadora Vania, que com muita dedicação e paciência me guiou pelo caminho, nem sempre fácil, levantando dúvidas e propondo idéias até o último ponto final deste trabalho. Agradeço por toda a sabedoria que me transmitiu ao longo de todo este processo, e também à equipe do NUPEGEL, da ESALQ por todo o auxílio técnico e conceitual nas etapas de análises químicas.

Agradeço, ainda, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, que financiou o projeto permitindo a viabilidade econômica para a realização dos campos e de análises químicas e mineralógicas feitas neste trabalho.

Não posso deixar de agradecer todas as pessoas que fizeram parte desta longa etapa que foi o curso de graduação em Geologia: família, amigos da faculdade e amigos de longa data, que apesar da distância se fazem presentes. Obrigada por todo o apoio e carinho que me dedicaram durante todos estes anos.

É preciso lembrar também de todas as pessoas que fazem com que a UNESP continue aqui: funcionários e professores, sem vocês nada seria possível. Agradeço também aos colegas e amigos de faculdade, do curso e da sala que fizeram essa experiência um pouco mais tranqüila. Em especial meus amigos para a vida Thami, Ska, Nhonho e Dfeitinho, que estiveram ao meu lado e me fizeram ver as coisas de uma forma mais relaxada, com risadas, brigas e muitas comemorações.

Na vida, como na Geologia, nem tudo é infinitamente estável, há momentos de estabilidade, momentos de grande atividade em que há desconstrução e momentos de recuperação no qual se pode reconstruir e aprimorar o que antes existia. Para isso, quero agradecer as pessoas que me ajudaram a passar por estes ciclos e me permitiram chegar até aqui: Mãe, Pai, minhas irmãs e irmão Dri, Ale, Rogério, e seus maridos e filho Felipe, Rafa, Thomas, Vó Maria; aos meus amigos Jota, Natty, Nat e Ro, obrigada por entenderem a ausência. Novamente aos amigos de república Thami e Ska, que embora estejam longe se fazem presentes. Obrigada a todos vocês!

Dedicatória

Dedico este trabalho ao G*A*D*U*

*"My faith is in the unknown,
In all that we do not understand by reason.
I believe that what is beyond our comprehension
is a simple fact in other dimensions,
and that in the realm of the unknown there is an infinite power for good."*

Charles Chaplin

Mãe, Pai os verdadeiros mestres da minha vida, sem vocês nada disso seria possível. Obrigada pelos ensinamentos, dedicação, carinho, amor e compreensão. Essa vitória não é só minha, é nossa!

*"Todo caminho da gente é resvaloso.
Mas também, cair não prejudica demais
A gente levanta, a gente sobe, a gente volta!...
O correr da vida embrulha tudo, a vida é assim:
Esquenta e esfria, aperta e daí afrouxa,
Sossega e depois desinquieta.
O que ela quer da gente é coragem.
Ser capaz de ficar alegre e mais alegre no meio da alegria,
E ainda mais alegre no meio da tristeza..."*

João Guimarães Rosa

Por fim, às minhas irmãs, por todo o apoio, broncas e risadas. Mesmo do outro lado do continente vocês se fazem presentes.

"Palavra puxa palavra, uma idéia traz outra, e assim se faz um livro, um governo, ou uma revolução."

Machado de Assis

1. Introdução

O Brasil comporta uma das maiores concentrações de caulim e bauxita do mundo cuja gênese está majoritariamente relacionada com os perfis lateríticos maduros (COSTA *et al.* 2009). No estado de Minas Gerais, as chapadas do Triângulo Mineiro concentram depósitos de argila aluminosa, algumas em fase de exploração descrita em estudos anteriores (SUGUIO *et al.*, 1976; ZAMBRANO, 1981 *apud* CORRÊA, 2006). Estas superfícies constituem-se em ambientes-chave para a compreensão de processos pedogenéticos atuais que resultam em mudanças das características físico-químicas e mineralógicas dos solos e das de perdas e enriquecimentos geoquímicos.

Na área estudada, situada no Triângulo Mineiro (porção Oeste do Estado), as superfícies das chapadas sedimentares são formas residuais de antigas superfícies de erosão e apresentam cobertura composta por solos lateríticos (Latosolos) e áreas com hidromorfia (Gleissolos). Nas depressões topográficas hidromórficas (campos de murundus) os solos são desferruginizados e concentram argilas aluminosas, compostas de caulinita e gibbsita, que em razão da elevada porcentagem de alumina, são exploradas como material refratário.

Duas empresas de mineração atuam na região, a IBAR (Indústria Brasileira de Artigos Refratários) e Magnesita. A gênese e a filiação das argilas aluminosas com o sedimento da Formação Marília que sustenta a chapada não são claras, assim como a possibilidade de enriquecimento aluminoso a partir da desferruginização de um antigo nível couraçado que existiu na área. Estas questões norteiam este trabalho.

1.1 Justificativas do Trabalho

As formações lateríticas têm importância metalogenética e são consideradas áreas potenciais para concentrações de reservas de Al, Ni, Co e Au entre outros (BRIMHALL *et al.*, 1991). Apesar do reconhecimento do valor econômico relacionado à existência de minerais industriais e metálicos, a exploração dos terrenos com rochas profundamente alteradas dificultam os estudos e a extração do material. A caracterização e o entendimento da gênese destes materiais são essenciais para aprofundar a compreensão da história geológica das paisagens tropicais e da exploração mineral.

Na área de desenvolvimento desta pesquisa, o intemperismo e a pedogênese tropicais resultaram em zonas com altas concentrações de argilas aluminosas caulínicas

e gibbsíticas que estão presentes nas depressões topográficas hidromórficas desenvolvidas na superfície da chapada sedimentar. São argilas desferruginizadas que possuem teor de enriquecimento de alumínio que variam entre aproximadamente 20 e 70% (IBAR, comunicação oral). Os motivos que explicam a diferença de enriquecimento não são claros e parecem estar relacionados com a posição que este material ocupa na paisagem hidromórfica, ou seja, os maiores enriquecimentos aluminosos são encontrados na porção montante da depressão topográfica hidromórfica e os menores enriquecimentos são encontrados na jusante, próximos ao entalhamento do eixo de drenagem quando, então, a matriz do solo torna-se mais arenosa.

Observações de campo sugerem que a caulinita e a gibbsita tenham sido formados a partir da alteração do arenito (Formação Marília) em um antigo ambiente laterítico e hoje, em razão da hidromorfia, esteja se desferruginizando e concentrando caulinita e gibbsita relativamente puras. Com o objetivo de compreender a gênese e evolução deste material e sua possível filiação com o arenito e o ambiente laterítico, esta pesquisa se justifica.

1.2 Objetivos

O trabalho “Avaliação do enriquecimento aluminoso em perfil laterítico desferruginizado na chapada sedimentar do Triângulo Mineiro e potencial econômico” tem como objetivos principais:

- Caracterizar a mineralogia primária e secundária de um perfil de alteração na área de extração de argila refratária, visando estabelecer a filiação do material aluminoso com a rocha sã;
- Elaborar o balanço geoquímico do perfil para caracterização dos ganhos e das perdas químicas entre a rocha, a alterita, a plintita e o horizonte aluminoso.
- Estimar o potencial de enriquecimento aluminoso dos solos hidromórficos.

2. Localização e Aspectos Geográficos da área de Estudo

2.1 Localização da Área

A área de estudos (Figura 2.1.1) está situada na chapada sedimentar do Triângulo Mineiro, entre os municípios de Uberaba e Uberlândia, estando inserida no contexto geológico da Bacia Bauru, uma bacia de caráter intracratônico que abrange o centro-oeste de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul, sudeste do Mato Grosso, sul de Goiás e oeste de Minas Gerais (BATEZELLI, 2003).

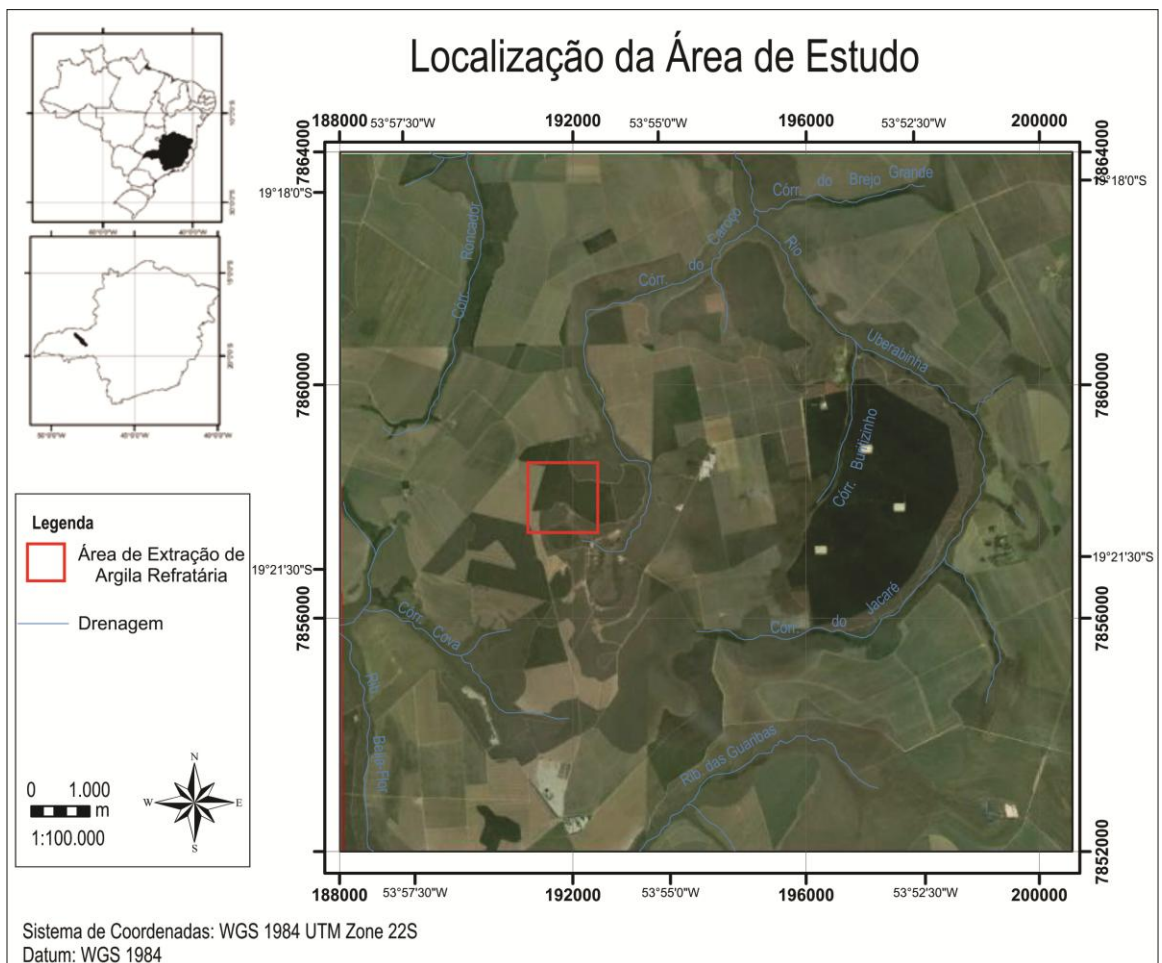


Figura 2.1.1- Imagem de satélite de parte da chapada e localização da área de estudo. (Fonte: Imagem Google Earth, 2014).

A área encontra-se há aproximadamente 40 km de Uberlândia e 35 km de Uberaba, na latitude $19^{\circ}20'20''$ sul e longitude $53^{\circ}56'14''$ oeste, sendo o acesso preferencial por ambas as cidades pela Rodovia Federal Radial BR-050, a sudoeste. A partir desta rodovia é possível entrar por uma das vias secundárias, geralmente estradas de terra, para ter acesso ao local. Outra via principal é a Rodovia MG-452, a nordeste, da qual também é possível acessar vias secundárias que levam até a área.

2.2 Aspectos Geográficos da Área de Estudo

A região entre os municípios de Uberaba e Uberlândia está situada no domínio dos Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná, estando inserida na subunidade do Planalto Meridional da Bacia do Paraná (AB'SABER, 1963). Possui relevo típico de chapada, sendo suavemente ondulado, com vegetação característica do cerrado.

No Triângulo Mineiro (porção Oeste do Estado de Minas Gerais), as chapadas sedimentares são formas residuais de antigas superfícies de erosão e apresentam uma cobertura composta por Latossolos (solos lateríticos) e Gleissolos (áreas com hidromorfia). As depressões topográficas hidromórficas com Gleissolos são os locais de ocorrência das argilas aluminosas (argilas refratárias).

O clima é controlado pelas massas de ar continental (Equatorial e Tropical) e Atlântica (Polar e Tropical). Os deslocamentos dessas massas de ar são responsáveis pela marcante alternância de estações úmidas e secas, e respondem pelas condições climáticas mais amenas e maior umidade relativa do ar. A temperatura média anual é de 23°C e a precipitação média é de 1464 mm/ano sendo os meses mais chuvosos dezembro e janeiro, representando cerca de 41% da precipitação anual média (QUEIROZ, 2012).

A região está situada no contexto geológico de bacia sedimentar continental interior, tendo como substrato rochoso os arenitos do Grupo Bauru. A apresentação detalhada da geologia regional está no Capítulo 4.

3. Materiais e Métodos

3.1 Coleta de Amostras no Campo

As amostras do arenito e da alterita foram coletadas na borda da chapada, local onde há o afloramento destes materiais. As amostras da argila aluminosa e da plintita foram coletadas na cava da mineração da empresa IBAR, nas profundidades de 0,77 m e 1,20 m, respectivamente.

3.2 Confeção de Lâminas e Descrição Petrográfica do Perfil

As amostras indeformadas do arenito, da alterita, plintita e argila aluminosa foram impregnadas com resina araldite. Os monólitos foram cortados e polidos no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM). A interpretação das lâminas foi feita em microscópio petrográfico Olympus BX40 binocular com luz transmitida (Laboratório de Microscopia do DPM). As fotos das lâminas foram obtidas em microscópio petrográfico Zeiss Axioskop 40, com a câmera fotográfica Canon de 5.0 megapixels e com o zoom de 4.0 vezes.

3.3 Análise Granulométrica

A extração e quantificação das frações argila, silte e areia para realização das análises mineralógicas e morfoscópicas foram realizadas por peneiramento em via úmida e por pipetagem no Laboratório de Geoquímica Ambiental – Lagea (DEPLAN). A dispersão das amostras foi feita por agitação mecânica (8 horas) seguida por dispersão química com hidróxido e pirofosfato de sódio.

A distribuição do tamanho das partículas foi feita com granulometria laser usando um equipamento Malvern do Laboratório de Cerâmica (DPM). Foram obtidas duas curvas: uma apenas da fração argila para avaliar com mais detalhe seu tamanho que se constitui em informação importante para estudo mineralógico e, outra curva com as frações areia e silte.

3.4 Análise Química Total e Função de Transporte Geoquímico

Foram quantificados os óxidos totais de silício (SiO_2), titânio (TiO_2), alumínio (Al_2O_3), ferro (Fe_2O_3), manganês (MnO), magnésio (MgO), cálcio (CaO), sódio (Na_2O),

potássio (K₂O) e fósforo (P₂O₅) em Espectrômetro de Fluorescência de Raios X do Laboratório de Geoquímica (DPM).

A função de transporte para estimar ganhos e perdas de elementos químicos no perfil em relação à rocha foi feita segundo o método de Chadwick et al. (1990). O elemento considerado como invariante no processo de alteração e pedogênese foi o Ti, por estar presente em minerais resistentes ao intemperismo químico.

3.5 Composição Mineralógica por Difração de Raios X (DRX) e Espectroscopia Infravermelho com Transformada de Fourier (FTIR)

A composição mineralógica da amostra total e da fração argila foi obtida por difratometria de raios X (DRX), que foi realizada no Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera (NUPEGEL) na Esalq. Foi utilizado um difratômetro Phillips PW 1730 operado com potencial de 40 kV, com uso de monocromador para a eliminação da radiação K β , e fonte de Cu (radiação K α , $\lambda=1,54186$ Å). A varredura foi realizada com passo de 0,02° (2 θ) e tempo de acumulação de 10 segundos por passo.

As análises ao FTIR foram realizadas na amostra bruta. As pastilhas, constituídas por mistura de aproximadamente 200 mg de KBr e 0,5 mg da amostra, foram submetidas à radiação na faixa do MIR (400 a 4600 cm⁻¹) em espectrofotômetros Shimadzu IR Prestige-2. Os resultados obtidos permitem a identificação da caulinita com alguma indicação da sua ordem estrutural e da gibbsita (ISHIDA, 2010). As caulinitas apresentam quatro bandas principais de absorção: 3620, 3696, 3669 e 3652 cm⁻¹ (BALAN *et al.*, 2008). Com relação ao grau de ordem estrutural, as bandas de absorção 3652 e 3669 cm⁻¹ estão relacionadas à desordem estrutural da caulinita (CASES *et al.*, 1982).

3.6 Análise Térmica Diferencial (ATD) e Gravimétrica (TG)

A identificação e semiquantificação da caulinita e da gibbsita foram realizadas na fração argila usando um analisador Shimadzu DTG-60H-Simultaneous DTA-TG, do NUPEGEL, operado em ciclo de aquecimento e resfriamento a partir da temperatura ambiente até 1 200 °C, com razão de aquecimento de 10°C min⁻¹ e uso de atmosfera de N₂. Como padrão de referência foi usado alumina calcinada e termicamente inerte.

Os picos endotérmicos da gibbsita e da caulinita estão em torno de 260 e 500°C, respectivamente (FABRIS *et al.*, 2009). A caulinita quando submetida a ciclo de

aquecimento sofre transformações térmicas que se iniciam com sua desidroxilação e terminam com a formação da mulita. Salienta-se que os valores da temperatura de nucleação da mulita ocorrem entre 970 e 980° C e estão relacionados ao ordenamento estrutural da caulinita, ou seja, em caulinitas com baixo grau de ordem estrutural este valor ocorre por volta de 975°C (ISHIDA, 2010).

3.7 Remoção dos Óxidos de Ferro do Solo por CDB (Citrato-ditionito-bicarbonato de sódio) e Oxalato

O protocolo CDB (MEHRA & JACKSON, 1960) permite estimar, através da redução do Fe(III) em Fe(II), as formas do ferro da solução, sejam elas cristalizadas, amorfas, complexadas ou adsorvidas (TROLARD *et al.*, 1993).

Uma alíquota com 1 g de solo (peneirado em malha de 50 μm) é seco em estufa a 60°C por 24 h. O solo seco é colocado em um tubo de centrífuga e levado ao banho-maria na temperatura de 80°C. Adiciona-se 40 ml de 0,3 M de uma solução com citrato de sódio e 5 ml de 1M de bicarbonato de sódio (NaHCO_3). Em seguida é adicionado 1g de ditionito de sódio ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$) e rapidamente agitado com bastão de vidro. A suspensão é mantida a 80°C por 10 min^{-1} e centrifugada. O sobrenadante é coletado em um frasco volumétrico de 100 ml. O resíduo é lavado e centrifugado duas vezes com 25 ml de uma solução saturada com NaCl. Esta solução é adicionada ao sobrenadante.

A quantificação do ferro amorfo foi feita por ataque com oxalato. Em um becker de 150 ml foram adicionados 1 g de solo (peneirado em malha de 50 μm) seco e 80 ml de uma solução contendo ácido oxálico ($\text{C}_2\text{O}_4\text{H}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e oxalato de amônia ($(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$). A mistura foi agitada por quatro horas na temperatura ambiente (20°C) e total ausência de luz. A amostra foi centrifugada para extração da solução para determinação do Fe amorfo.

O cálculo das concentrações do ferro Fe_{cdb} e Fe_{ox} foi feito em comprimento de ondas de 510 nm utilizando um Espectrofotômetro Hach DR-2000 que opera com comprimentos de onda entre 400 e 900 nm (LABIDRO, DPM).

4. Geologia Regional

4.1 Contexto Geológico Regional: Evolução do Conhecimento Geológico na Região do Triângulo Mineiro

O Grupo Bauru assenta-se sobre os basaltos o Grupo São Bento, do qual é separado por contatos de natureza discordante, geralmente com rochas basálticas da Formação Serra Geral (FERNANDES, 1992). O Grupo Bauru possui gradação lateral para o Grupo Caiuá e é constituído pelas formações Araçatuba, Adamantina, Uberaba e Marília.

Os primeiros trabalhos sobre a mineralogia e a litologia da região do Triângulo Mineiro foram realizados por Hussak (1891) e Porcheron (1903). A Formação Bauru foi introduzida na literatura por Gonzaga de Campos (1905), na qual foi chamada de "Grês Bauru" (SUGUIO, 1973). Mais tarde, em 1930, a Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo adotou o nome de "Formação Bauru" (BATEZELLI, 2003).

Em 1934, Barbosa em estudo sobre as águas subterrâneas na região de Uberaba, usou pela primeira vez o termo Formação Uberaba para denominar os arenitos esverdeados que recobrem os basaltos da Formação Serra Geral nesta localidade.

Posteriormente Hasui (1967) que apresentou o primeiro mapa geológico das rochas cretáceas do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, e estudou os arenitos da Formação Uberaba, caracterizou-os como rochas epiclásticas que apresentam conglomerado basal seguido por arenitos com cimentação carbonática e/ou matriz argilosa verde, associados a siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos (*apud* BATEZELLI, 2003).

Outras pesquisas foram introduzidas por autores como Suguio (1973), que estudou os calcários da região, constituindo a Fácies Ponte Alta julgando integrar o conjunto basal conglomerático da Formação Bauru.

A Fácies Ponte Alta introduzida por Suguio (1973) como parte da Formação Bauru, foi modificada por Barcelos *et al.* (1981) que propuseram modificações na litoestratigrafia da Formação Marília no Triângulo Mineiro, em duas litofácies: Ponte Alta (calcários) e Serra da Galga (arenitos imaturos e conglomerados sobrepostos). Em 1984, Barcelos apresentou a integração regional das unidades que se estendem no estado de São Paulo e no Triângulo Mineiro e propôs os membros Ponte Alta e Serra da Galga para a Formação Marília (FERNANDES, 1992).

Fernandes & Coimbra (2000) apresentaram um trabalho de revisão estratigráfica, em âmbito regional para a Bacia Bauru, onde redescreveram as características litoestratigráficas das unidades que compõe o Grupo Bauru, onde mantiveram as formações Uberaba e Marília, e sua subdivisão nos membros Echaporã, Serra da Galga e Ponte Alta, as quais serão descritas com maior detalhe durante a caracterização geológica da área de estudo.

4.2 A Bacia Bauru

A Bacia Bauru (Figura 4.2.1) formou-se no Neocretáceo, no centro-sul da Plataforma Sul-Americana, em evento de compensação isostática posterior ao acúmulo de quase 2.000 m de lavas basálticas, ocorrido no Cretáceo Inferior. Desenvolveu-se como bacia continental interior, pós-ruptura do continente gondwânico, acumulando uma seqüência sedimentar essencialmente arenosa, hoje com espessura máxima de cerca de 300 m e área de 370.000 km². A seqüência tem por substrato basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), dos quais é separada por não-conformidade, e limite superior erosivo, demarcado pela Superfície Sul-Americana ou sua posterior dissecação (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

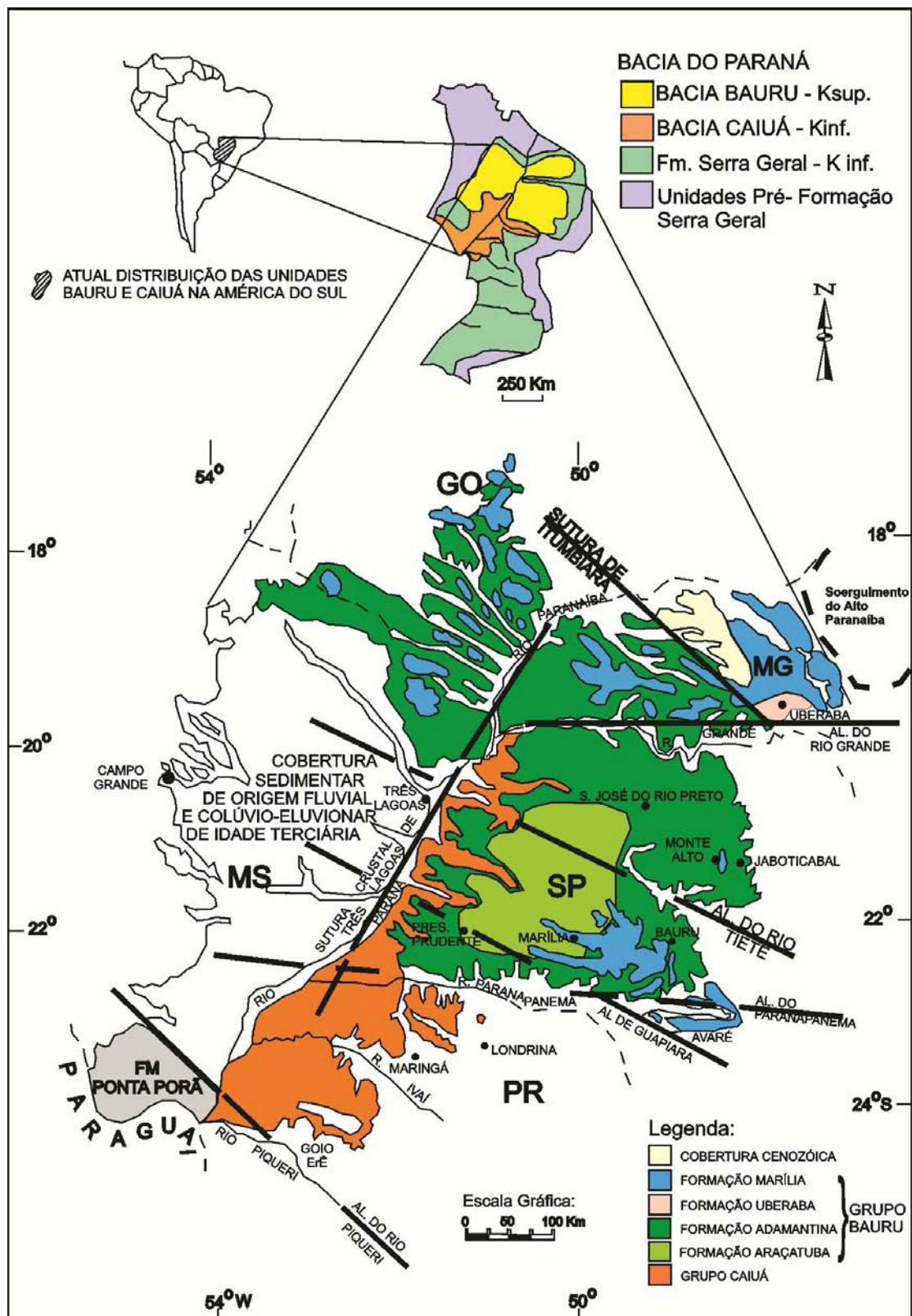


Figura 4.2.1- Mapa geológico apresentando as unidades que compõem o Grupo Bauru. Fonte: BATEZELLI, 2003.

O preenchimento da bacia se deu em clima semi-árido a árido, entre o Coniaciano e Maastrichtiano (Ks) (FERNANTES & COIMBRA, 2000). O conjunto litológico dessa bacia representa um intervalo deposicional continental, iniciado com um provável nível de base lacustre, colmatado gradualmente por um sistema aluvial, resultante do

soerguimento acentuado de suas bordas norte, nordeste e leste (BATEZELLI, *et al.* 2003).

Esta bacia possui forma aproximadamente elíptica, com eixo maior na direção nordeste (RICOMINI, 1997). Os limites atuais da Bacia Bauru são essencialmente erosivos e/ou tectônicos, desenhados pela Antéclise de Rondonópolis a noroeste, Soerguimento do Alto Paranaíba a nordeste, alinhamentos do Rio Mogi Guaçu, São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu a leste e do Paranapanema a sul e sudeste (RICOMINI, 2000). A oeste seu limite é encoberto dado à grande área dominada por depósitos de cobertura sedimentar aluvial de idade terciária (planície do Rio Paraná) (BATEZELLI, 2003).

4.2.1 Litoestratigrafia da Bacia Bauru

A seqüência suprabasáltica neocretácea é composta pelos grupos Bauru e Caiuá (Figura 4.2.1.1) (FERNANDES & COIMBRA, 2000). Seu contato basal é discordante (não-conformidade), sobretudo com basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento). A passagem lateral entre os grupos Caiuá e Bauru é gradual e interdigitada (FERNANDES, 2004).

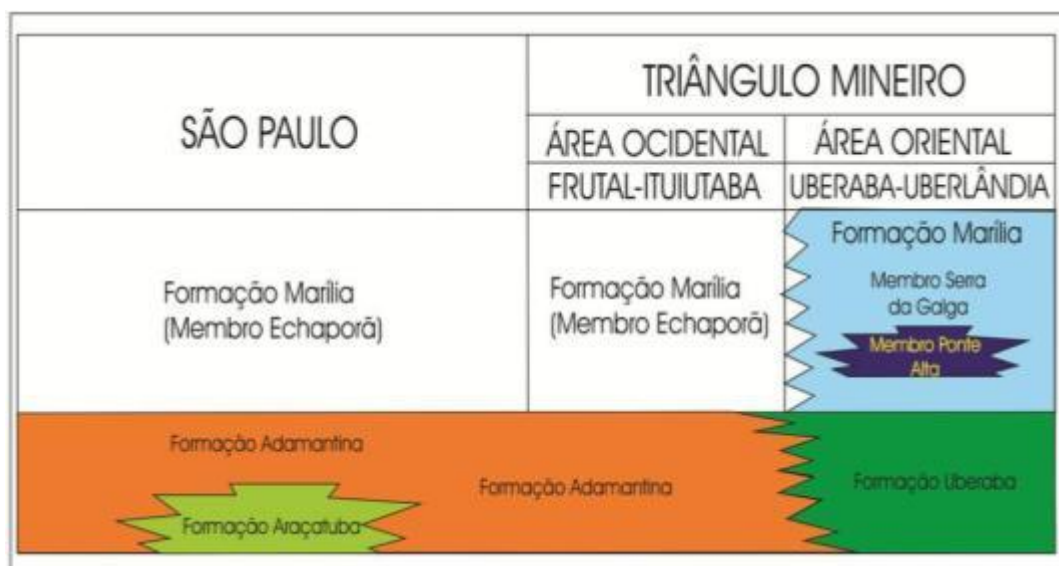


Figura 4.2.1.1- Carta litoestratigráfica da Bacia Bauru. Fonte: BATEZELLI, 2003.

O Grupo Caiuá ocorre nos Estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul, possuindo, assim, menor relevância para a compreensão da área de estudo, a qual compreende o Triângulo Mineiro. O grupo é composto pelas formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio.

O Grupo Bauru ocorre principalmente em São Paulo, no Triângulo Mineiro e norte do Paraná. Por ser o Grupo com maior expressão na área de estudo, sua litoestratigrafia será abordada com maior detalhe.

4.3 O Grupo Bauru

Há algumas discordâncias quanto à nomenclatura e divisão das formações que compõem o Grupo Bauru, de modo que neste trabalho será adotada a nomenclatura adotada por autores como Almeida *et al.* (1980), Ricomini (1997 e 2000), Batezelli (2003), Silva *et al.* (2005).

As rochas do Grupo Bauru estão sobre os basaltos da Formação Serra Geral e apresentam passagem lateral gradual para o Grupo Caiuá. O Grupo é constituído pelas formações Araçatuba, Adamantina, Uberaba e Marília (BATEZELLI *et al.* 2003).

Na região do Triângulo Mineiro afloram rochas das formações Uberaba, Adamantina e Marília, essa última dividida nos membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã (BATEZELLI, 2003).

4.3.1 Formação Uberaba

A Formação Uberaba, proposta por Hasui (1968), ocorre apenas na região do município de Uberaba, seu contato inferior corresponde a uma não-conformidade com basaltos da Formação Serra Geral, é encoberta pelo Membro Serra da Galga, que pertence à Formação Marília (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

A Formação Uberaba é constituída por arenitos muito finos a lamitos siltosos, arenitos finos subordinados, com matriz argilosa. Exibe cor cinza-esverdeado a verde-oliva típica (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

As estruturas sedimentares presentes são basicamente estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela, feições acanaladas e algumas estruturas deformacionais e de injeção de argila, na forma de estruturas em chama e dobras convolutas (BATEZELLI, 2003).

A unidade apresenta ainda, intercalações menos expressivas de argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados de matriz arenosa (FERNANDES & COIMBRA, 2000). As rochas são classificadas como litoarenitos a litoarenitos feldspáticos e

sublitoarenitos segundo a classificação de McBride (1963) (*apud* BATEZELLI *et al.* 2007).

Em termos texturais, os arenitos dessa formação apresentam seleção moderada, sendo freqüentes intraclastos de argila e de rocha basáltica com tamanhos submilimétricos a centimétricos. É comum também a presença de nódulos carbonáticos ou de níveis cimentados por carbonato de cálcio (BATEZELLI, 2003).

Essa unidade corresponde a depósitos de sistema fluvial entrelaçado, com predomínio de macroformas de acreção a jusante e formas de crescimento lateral restritas (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

4.3.2 Formação Adamantina

Esta formação é a de mais ampla distribuição aflorante dentre as formações do Grupo Bauru (ALMEIDA *et al.* 1980). A Formação Adamantina foi formalmente proposta por Soares *et al.* (1980) como um conjunto de fácies compostas por bancos de arenito portando estratificação cruzada, intercalados a bancos de lamitos siltitos e arenitos lamíticos (SILVA *et al.* 2005).

Segundo Batezelli (2003), no Triângulo Mineiro, a Formação Adamantina aflora na região centro-oeste. É constituída por arenitos finos a médios, avermelhados, com seleção moderada, estratificação cruzadas de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela e, subordinadamente marcas onduladas.

O contato inferior da Formação Adamantina é discordante com os basaltos da Formação Serra Geral, com contato abrupto e erosivo. Lateralmente apresenta interdigitado com a Formação Uberaba, seu contato superior é concordante interdigitado a abrupto com a Formação Marília (BATEZZELI, 2003; SILVA *et al.* 2005).

Segundo Tavares *et al.* (2012) o ambiente de sedimentação da Formação Adamantina foi um ambiente fluvial meandrante com porções anastomosadas no estado de São Paulo, tendo registros fósseis de restos de moluscos, conchostráceos, peixes, quelônios, crocodilimorfes, oogônios e restos vegetais petrificados.

4.3.3 Formação Marília

A Formação Marília foi designada por Almeida e Barbosa (1953) se referindo a arenitos grossos e conglomeráticos, cimentados por calcita, e correspondentes à parte superior do Grupo Bauru (TAVARES *et al.* 2012). As rochas apresentam teor de matriz variável e raras camadas descontínuas de lamitos vermelhos e calcários (SILVA *et al.* 2005).

Segundo Gravina *et al.* (2008), os arenitos conglomeráticos são compostos por fragmentos de argilito, grânulos de basalto e de arenito recristalizado. O carbonato ocorre como concreções ou nódulos, cimento, fragmentos fósseis ou, ainda como preenchimento de microfaturas. A matriz é de areia fina composta por quartzo, magnetita, granada, fragmentos líticos e feldspato, com traços de mica, zircão e piroxênio.

Dias-Brito *et al.* (2001) atribuíram à idade da Formação Marília como sendo Neomaastrichtiana, a partir do seu conteúdo de ostracodes. O conteúdo fóssilífero da Formação Marília é representado por restos de ostracodeos, quelônios, peixes, crocodilídeos, saurópodes.

A formação foi subdividida por Barcelos (1984) em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã, sendo os dois primeiros aflorantes na parte leste do Triângulo Mineiro, enquanto o Membro Echaporã aflora na parte oeste.

4.3.3.1 Membro Ponte Alta

Ocorre somente no Triângulo Mineiro, formado por calcários. O Membro Ponte Alta caracteriza a porção basal da Formação Marília assentando-se de forma gradacional sobre a Formação Uberaba e constitui núcleos ou zonas tabulares interiores do Membro Serra da Galga, criados por cimentação posterior à deposição (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

O Membro Ponte Alta é formado por calcários impuros, agrupando três litotipos básicos, intensamente cimentados por carbonato de cálcio: 1) calcário arenoso - de aspecto maciço, 2) calcário conglomerático - de matriz arenosa (cascos de burro), e 3) calcário fino fragmentado (FERNANDES & COIMBRA, 2000). Predominam os calcários arenosos.

Ainda segundo Fernandes e Coimbra (2000), supõe-se que a cimentação carbonática seja posterior e a associação de litofácies que compõe o Membro Ponte Alta sugere deposição em sistema fluvial entrelaçado, com fluxos de alta energia e curta duração, de partes medianas a distais de leques aluviais marginais.

4.3.3.2 Membro Serra da Galga

O Membro Serra da Galga tem importância maior neste trabalho por ser o material considerado fonte que, após alteração e pedogênese policíclica, originaram as argilas aluminosas. Tal litologia pode ser considerado como a de sustentação as chapadas do Triângulo Mineiro (Figura 4.3.3.2.1) uma vez que o Membro Ponte Alta é menos expressivo em área.



Figura 4.3.3.2.1- Visão do perfil de uma das superfícies de chapada do Triângulo Mineiro.

Ocorre apenas na borda nordeste da Bacia Bauru, no Triângulo Mineiro e é formado por arenitos imaturos, grossos a finos, frequentemente conglomeráticos, de cores amarelas a avermelhadas e lamitos de cor marrom. Apresenta estratificação cruzada tabular e acanalada (FERNANDES, 2004). Tal membro apresenta a associação faunística mais representativa do Grupo Bauru, sendo similar àquela da Formação Adamantina (TAVARES *et al.* 2012).

Os clastos das litofácies conglomeráticas são mal selecionados, de dimensões e grau de arredondamento variado. São constituídos de quartzo, quartzito, calcedônia, nódulos carbonáticos remobilizados, arenitos, pelitos, fragmentos de basalto e outras

possíveis rochas ígneas alteradas, além de fragmentos de ossos. São sustentados por matriz arenosa, em geral com pouca lama (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

Segundo Ribeiro (2001), os arenitos podem estar parcialmente cimentados por CaCO_3 , eventualmente conter crostas de sílex de espessura centimétrica.

Segundo Fernandes & Coimbra (2000), o contexto deposicional do Membro Serra da Galga são leques aluviais medianos a distais com sistemas fluviais entrelaçados associados eventualmente a alternância de depósitos de pequenas dunas eólicas. Neste contexto, intercalam-se ainda depósitos de fluxos densos esporádicos.

Após a deposição das rochas deste membro, as condições climáticas de semi-aridez permaneceram, o que proporcionou a formação de crostas endurecidas (calcretes e palicretes). O processo de formação de calcretes proporcionou a dissolução, parcial a total, de grãos siliciclásticos do arcabouço, promovendo um posterior enriquecimento em SiO_2 nos fluidos percolantes (RIBEIRO, 2001).

O Membro Serra da Galga tem contato interdigitado, complexo e irregular com o Membro Ponte Alta. Essa unidade tem sua origem de leques aluviais, com sistemas fluviais entrelaçados.

4.3.3.3 Membro Echaporã

O Membro Echaporã ocorre na região oeste do Triângulo Mineiro, sendo composto por arenitos finos a grossos, com intercalações conglomeráticas, na forma de ciclos granodecrescentes, cimentados por carbonato de cálcio (TAVARES, 2012).

Segundo Fernandes & Coimbra (2000) há intercalações de lamitos e arenitos lamíticos, de cor marrom, sendo mais frequentes nas partes interiores da bacia. Os argilominerais mais comuns na unidade são illita e esmectita e a cimentação carbonática posterior chega a romper clastos, por crescimento expansivo (*displacive*).

O contexto deposicional do Membro Echaporã corresponde a partes distais (saías) de leques aluviais, acumuladas por fluxos em lençol. Contém intercalações de depósitos de pavimentos detríticos de deflação e calcretes pedogenéticos, formados em intervalos de exposição (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

5. Resultados e Discussões

5.1 Descrição e Análise Petrográfica

No campo foram coletadas amostras deformadas e indeformadas do Arenito, Alterita, Plintita e da Argila aluminosa. As amostras de plintita e argila aluminosa foram coletadas na área de exploração (Figura 5.1.1) de argilas refratárias da empresa IBAR.

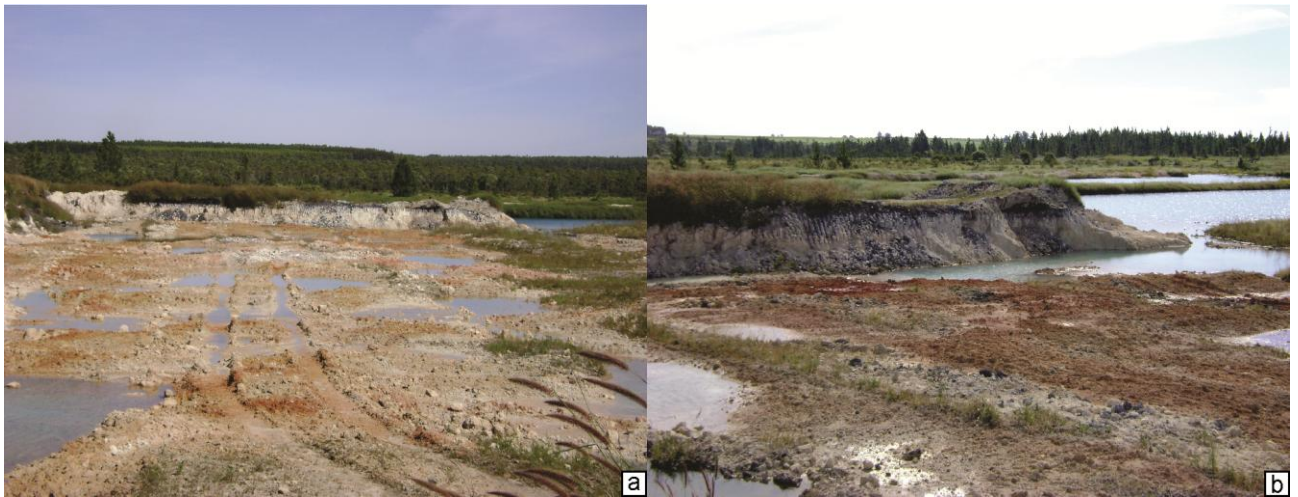


Figura 5.1.1- (a) Visão geral da área de exploração da IBAR; (b) Detalhe de uma das bancadas.

O Arenito (Figura 5.1.2) apresenta coloração vermelha pálida (10R 6/4), com algumas zonas com coloração amarela avermelhada e alguns volumes (cm) brancos, argilosos, não carbonáticos. É pouco compacto, com granulometria fina a média, comportando grãos subarredondados de quartzo cimentado com material argilo-ferruginoso vermelho a vermelho pálido.

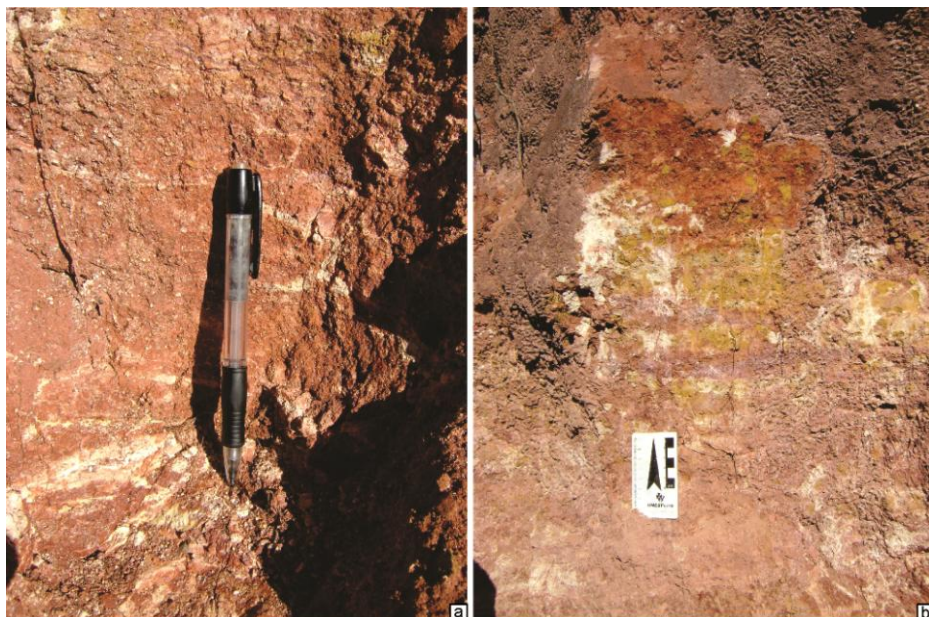


Figura 5.1.2 - (a) Afloramento do arenito de coloração avermelhada e granulometria média, com bandas mais claras de granulometria mais fina; (b) Afloramento de arenito, sendo possível identificar zonas diferenciadas de coloração amarelada e esbranquiçada.

A principal mudança das características morfológicas que envolve a passagem do Arenito para a formação do horizonte de alteração é o aspecto manchado, matriz mais fortemente argilosa e o aumento das zonas de coloração amarelada e vermelho pálido. Na Alterita (Figura 5.1.3) alternam volumes amarelo (2,5YR 7/6) e vermelho muito claro (7,5YR 7/4) ainda com presença de núcleos argilosos brancos. A análise textural de campo (tato) indicou tratar-se de um material muito friável que quando rompido individualiza partículas arenosas (quartzo) e silto-argiloso branco muito fino.



Figura 5.1.3 - Afloramento de alterita, de cor amarelada com caráter argiloso.



Figura 5.1.4- Afloramento da argila aluminosa comportando um volume de material plíntico, sendo possível identificar zonas avermelhadas manchadas resultante do processo de mobilização do ferro.

A Plintita se apresenta como volumes lenticulares na base da argila aluminosa (Figura 5.1.4) ou como uma camada contínua (Figura 5.1.5) apresentando uma rede de volumes vermelho muito escuro endurecidos (10R 2,5/2), relativamente menos abundantes do que os volumes friáveis vermelho escuro (2,5YR 4/8) e vermelho amarelado a amarelo avermelhado (5YR 5/6 e 5YR 6/8) e cinza claro (10YR 7/1, este nitidamente menos abundante) que, em grande parte, estão pontuados pelas cores vermelhas e amarelas.

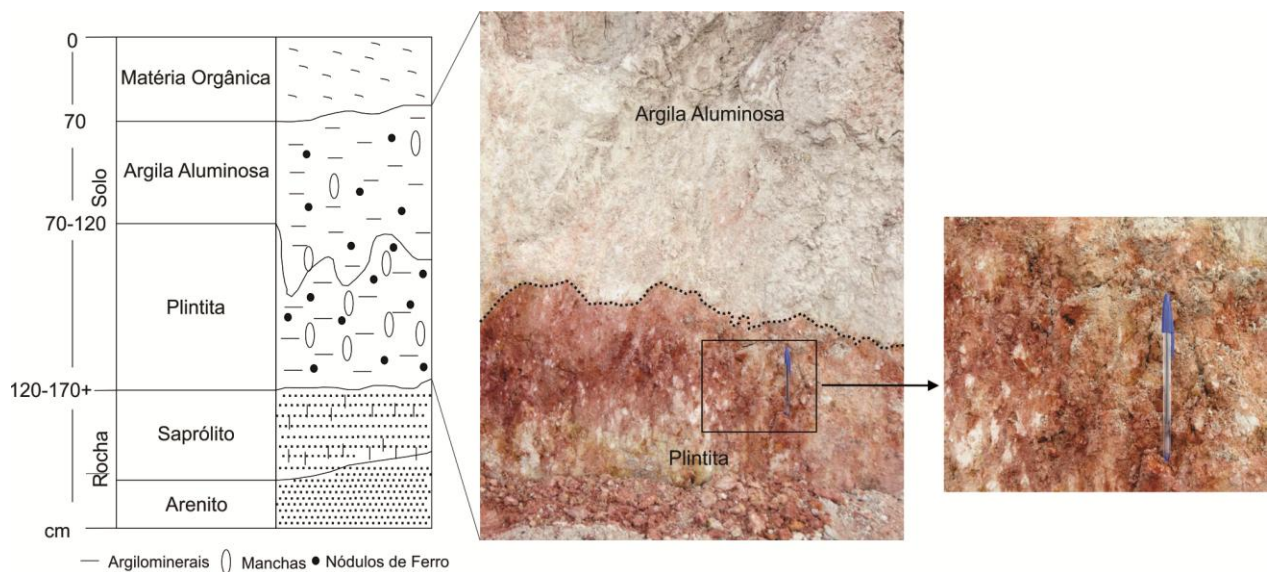


Figura 5.1.5 - Plintita apresentando uma rede de volumes vermelho escuro endurecidos, vermelhos e amarelos friáveis e cinza claro, menos abundante, concentrado na porção basal. Acima da plintita encontra-se uma camada de argila aluminosa.

A Argila Aluminosa (Figuras 5.1.4 e 5.1.6) é caracterizada como um material argiloso maciço que se rompe em microagregados (inferior a 0,5 mm), muito compacto e coeso quando seco, de cor cinza claro (2,5Y 7/2) com raros volumes (cm) alongados verticalmente de cor amarela (2,5 Y 7/8) e vermelha muito clara (7YR 7/3) indicando desferruginização. Sobre este material mineral, deposita-se uma espessa camada de matéria orgânica decomposta de cor preta.

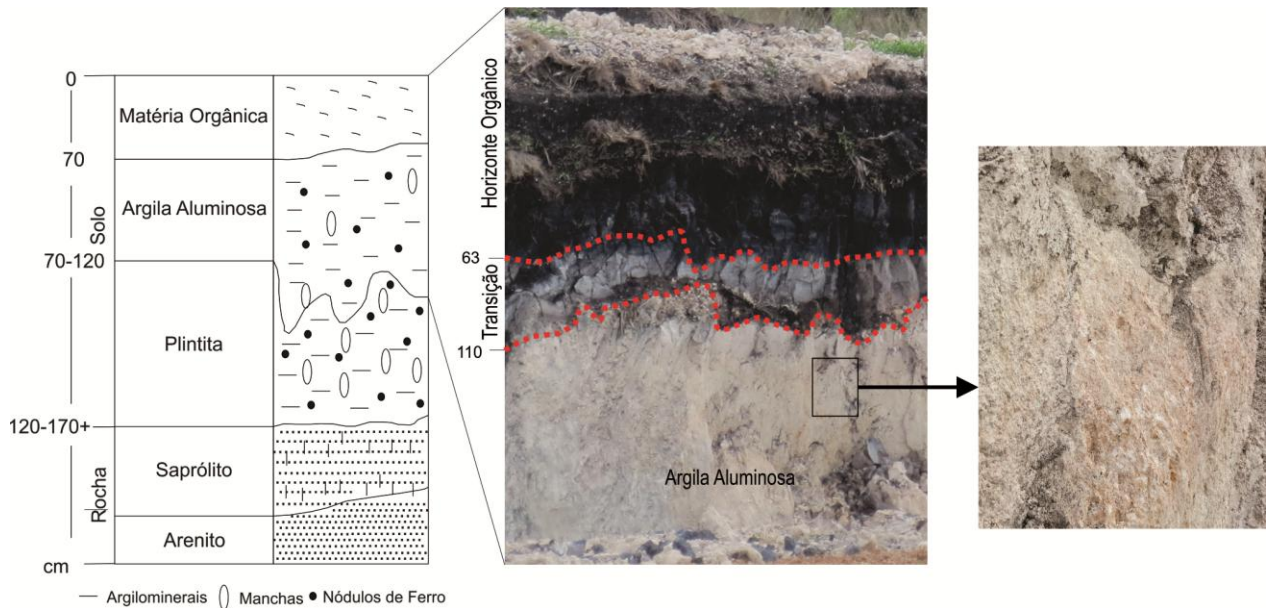


Figura 5.1.6- Visão da bancada da cava, mostrando o horizonte orgânico, a zona de transição e a argila aluminosa, de coloração esbranquiçada, já desferruginizada.

O estudo petrográfico forneceu informações sobre a assembléia mineralógica primária e secundária dos materiais estudados e as feições de alteração e pedogênese que ajudam a explicar a possível filiação entre eles e suas gêneses.

No Arenito foram identificadas duas matrizes distintas: (1) uma zona composta por grãos de quartzo com cimento argilo-ferruginoso e (2) outra zona composta por grãos de quartzo com cimento argiloso menos denso e de cor amarela clara. A presença de concentrações ferruginosas (Figura 5.1.7) é marcada pelas cores marrom-avermelhada mais ou menos escura (LN) e a presença de núcleos com forte concentração ferruginosa, constituindo nódulos. Estas concentrações estão em contato direto com o plasma de cor amarelo claro.

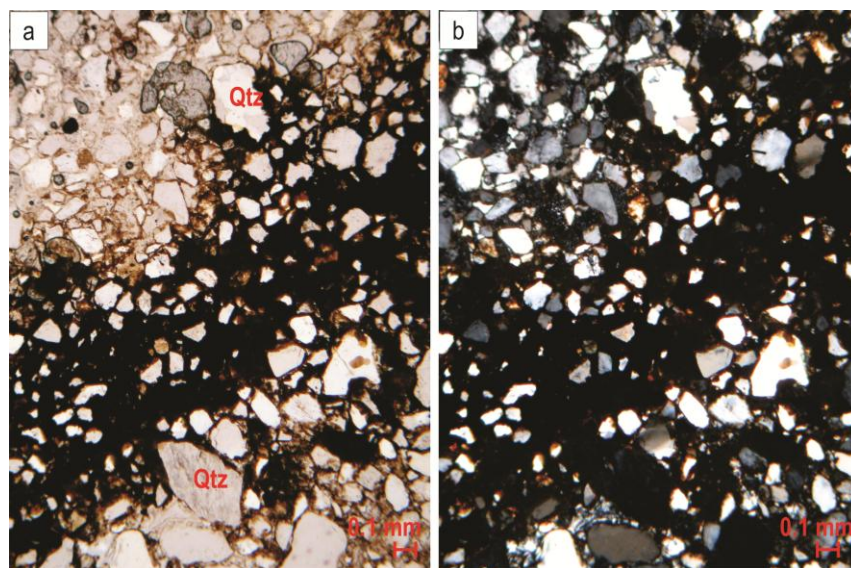


Figura 5.1.7 - Imagem da lâmina de arenito mostrando a concentração ferruginosa (cor marrom-avermelhada) envolvendo os grãos de quartzo de dimensões variadas (a) nicóis paralelos; (b) nicóis cruzados.

Em geral, o Arenito apresenta grãos de quartzo de tamanho variando entre 0,01 mm até cerca de 3 mm, que constituem a maior parte da rocha. Apresentam, de forma geral, formato subarredondado a subanguloso, com as bordas alteradas, marcadas por material de coloração avermelhada, similares ao dos núcleos ferruginosos. Foram encontrados também cerca de 2% de cristais de feldspato potássico (Figura 5.1.8), em geral, muito alterados, dificultando seu reconhecimento, além de cristais de micas.

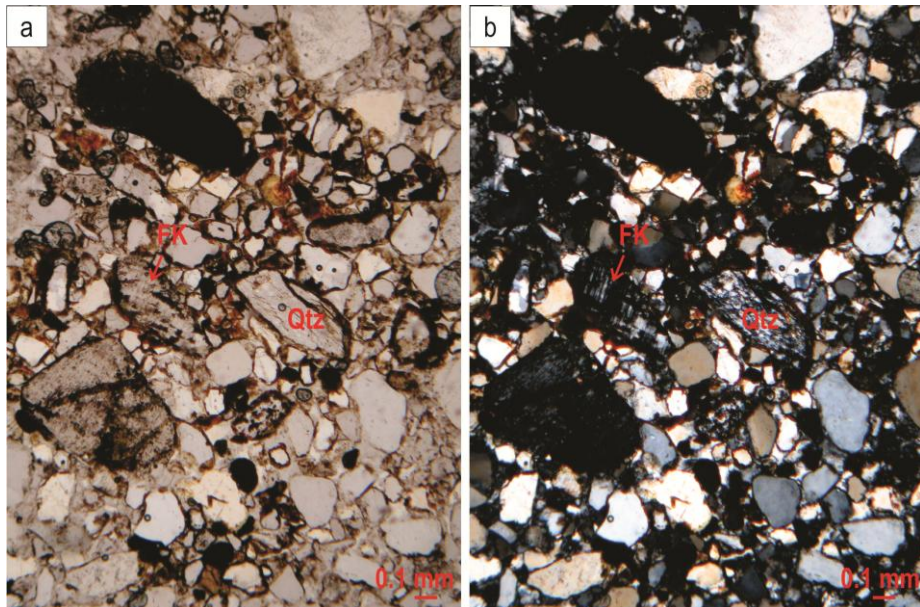


Figura 5.1.8 - Imagem da lâmina de Arenito mostrando cristal de Feldspato Potássico alterado e grãos de Quartzo com bordas de corrosão (a) nicóis paralelos; (b) nicóis cruzados.

Os cristais de feldspato, muito susceptível à alteração química, são considerados como as prováveis fontes para a formação da caulinita, argilomineral secundário dominante nos horizontes subjacentes da mesma forma que, de acordo com as análises químicas mineralógicas, também predomina no Arenito. Os grãos de quartzo com bordas alteradas indicam um ambiente de alta solubilização, onde o mineral pode ser desestabilizado e assim diluído.

Núcleos ferruginosos opacos hematíticos (de até 2 mm) encontram-se no interior das zonas plásmicas de coloração avermelhada indicando estreita associação caulinita - óxidos de ferro característicos nos meios de alteração tropical. Eles estão presentes em cerca de 1% da lâmina. Neste nível do perfil, a gênese dos nódulos ferruginosos refere-se a uma forte acumulação secundária de caulinita nos macrovazios de rochas quartzosas e consecutiva acumulação de óxidos de ferro, paragênese formada da alteração dos minerais primários em meio tropical úmido (TARDY, 1993). Estes nódulos podem ser preservados e se individualizam nos horizontes de alteração do arenito e do solo sob a forma de nódulos litoreliquiais.

Na Alterita foram identificados grãos de quartzo similares ao encontrados no arenito (Figura 5.1.9), com até 3 mm, sendo perceptível o aumento das feições de corrosão das bordas dos grãos. Tais feições corrosivas, sob a luz natural, mostram que o mesmo material ferruginoso do arenito impregna as fraturas e recobre os grãos, podendo ser considerado um indicativo de remobilização ferruginosa.

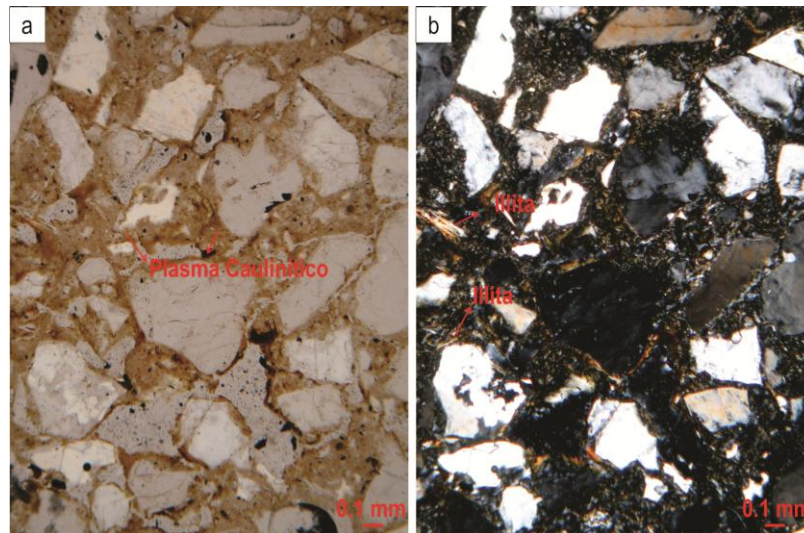


Figura 5.1.9 - Grãos de quartzo e destaque para o plasma caulinitico de cor amarelada da Plintita (a) nicóis paralelos; (b) nicóis cruzados.

O plasma caulinitico (Figura 5.1.9), apresenta coloração amarelada. A distribuição das manchas é irregular, podendo indicar zonas de circulação preferencial da água. Entre os núcleos avermelhados, é possível encontrar minerais apresentando alta birrefringência, possivelmente illita provindas da alteração da muscovita identificada no Arenito. Pela baixa concentração, não foram encontrados reflexos característicos nos difratogramas de raios X neste horizonte, sendo encontrado apenas no Arenito.

A similaridade entre os cristais de quartzo, do feldspato alterado, a presença da caulinita como argilomineral dominante e os minerais micáceos encontrados nas lâminas de Arenito e da Alterita, bem como os dados geoquímicos e mineralógicos, sustenta a gênese da Alterita como produto da alteração química do Arenito.

A Plintita possui menor teor de quartzo, quando comparada ao Arenito e à Alterita, contudo, os grãos de quartzo encontrados (5%) apresentam formato irregular, sendo marcantes as reentrâncias de dissolução, bem como o intenso fraturamento dos cristais. Sob a luz natural, o plasma apresenta coloração amarela clara, gradando para o centro da lâmina para uma coloração marrom-avermelhada nodular hematítica (Figura 5.1.10). Ocorrem núcleos e bordas amarelas no interior do plasma hematítico. Apresenta microestruturas que estão associadas ao elevado teor de alumínio e ferro ou, ainda,

localmente, produzidas pela atividade biológica. Neste caso, é comum aparecer como preenchimento de canais (Figura 5.1.10).

A Plintita corresponde ao horizonte manchado comum nos perfis lateríticos. São formados por zonas que exibem concentrações caulínicas e hematíticas, lito e/ou pedoreliquiais. A gradação do material de cores mais fortes para tons mais claros indicam remobilização e desferruginização em ambiente óxido-redutor controlado pelo nível freático. Apresenta ainda vazios, por vezes preenchidos por material opaco hematítico, com dimensões inferiores a 1 mm.

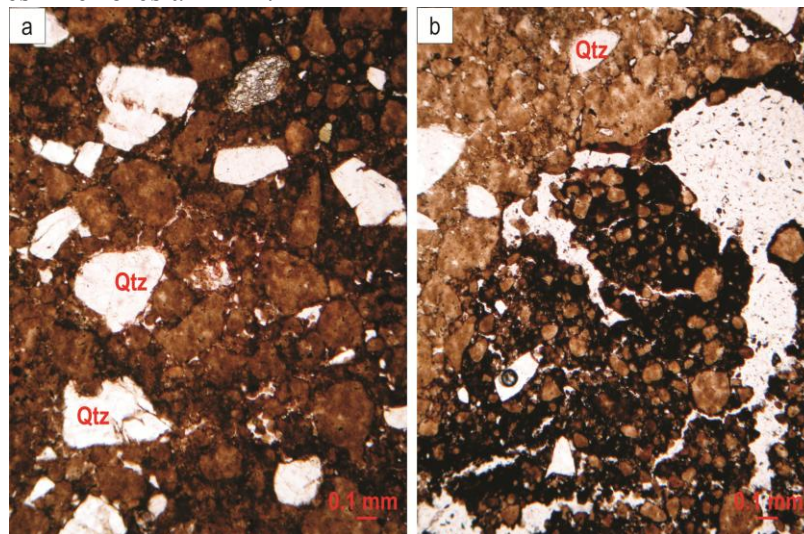


Figura 5.1.10- (a) Quartzo com bordas de corrosão aparentes e algumas microfaturas; (b) Gradação da tonalidade marrom-avermelhada para o bege, indicativo do processo de desferruginização.

Na Argila Aluminosa, localmente, a cor do plasma é similar ao da Plintita, ligeiramente mais claro, sendo caracterizada localmente pela coloração marrom-avermelhada clara e com pontos de coloração mais escura, os quais indicam áreas com concentração ferruginosa. A porosidade tubular característica de origem orgânica, por vezes preenchida microagregados plásmicos (Figura 5.1.11).

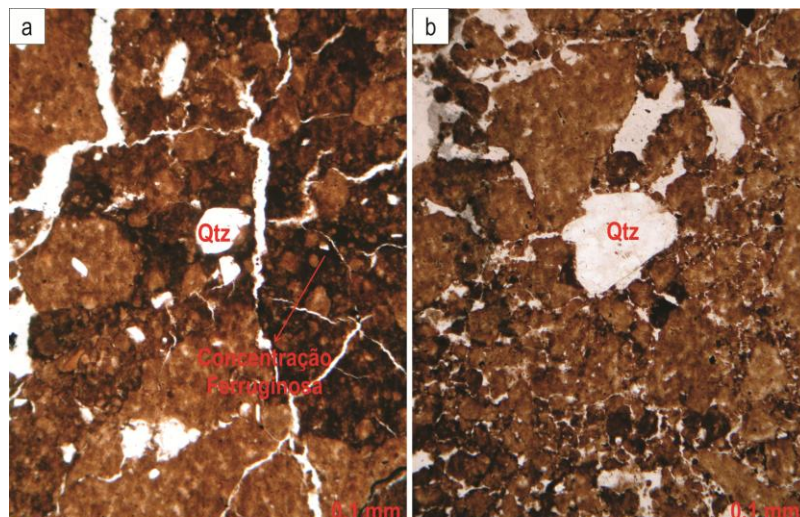


Figura 5.1.11 - (a) Porosidade tubular e concentrações ferruginosas; (b) gradação de cor indicando concentrações ferruginosas.

As feições similares à Plintita correspondem às áreas de concentração do ferro observadas no campo. São nódulos ferruginosos reliquiais, individualizados pela desferruginização, evidenciada pelas bordas difusas, amareladas e descoloridas. Os grãos de quartzo (dimensões inferiores a 1 mm) aparecem em menor quantidade do que na lâmina anterior.

5.2 Perfil Textural, Geoquímico e Mineralógico

5.2.1 Composição granulométrica

Os horizontes de Plintita e Argila Aluminosa possuem elevado teor de argila, ambos com 69%. Na Alterita e no Arenito, os valores diminuem para 30 e 7%, respectivamente.

A distribuição do tamanho das partículas foi obtida das frações silte + areia (da amostra bruta e pulverizada em almofariz de ágata) e da argila (obtida por dispersão e pipetagem). A moagem das amostras foi feita devido à presença de microagregados difíceis de serem dispersos quimicamente. As duas curvas estão apresentadas nos gráficos indicando que quando se efetua a pulverização (tomando o cuidado para não quebrar grãos de quartzo) há um deslocamento das curvas em direção às partículas de menor tamanho.

No Arenito há apenas uma população de partículas englobando silte grosso e areia (entre 40 e 500 μm) (Gráfico 5.2.1.1a).

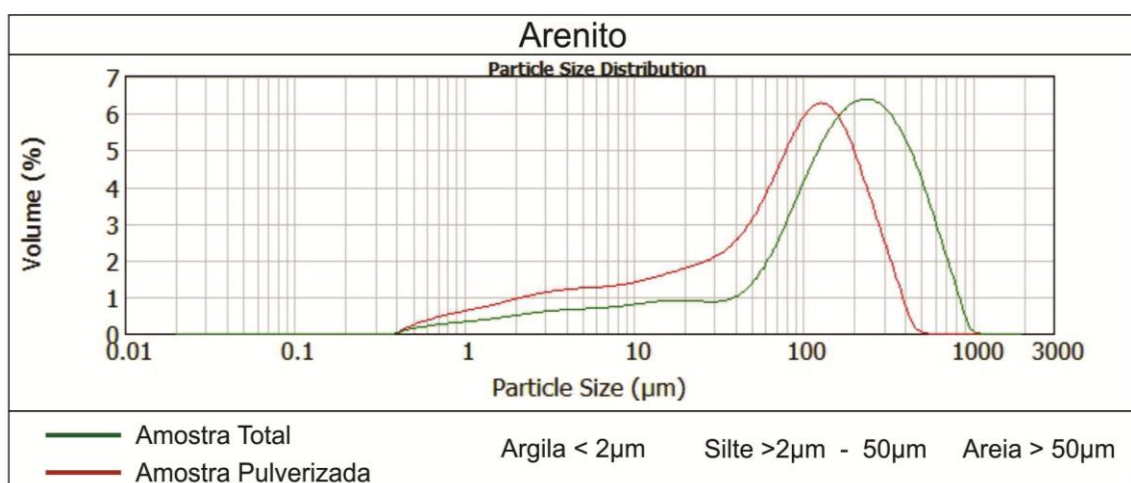


Gráfico 5.2.1.1a - Resultado da granulometria a laser para o Arenito.

Na Alterita é possível identificar duas populações de partículas, entre 2 e 600 μm , com um limite a 70 μm (Gráfico 5.2.1.2a), indicando aumento da fração silte em relação à areia, indicando diminuição do tamanho dos grãos devido à alteração.

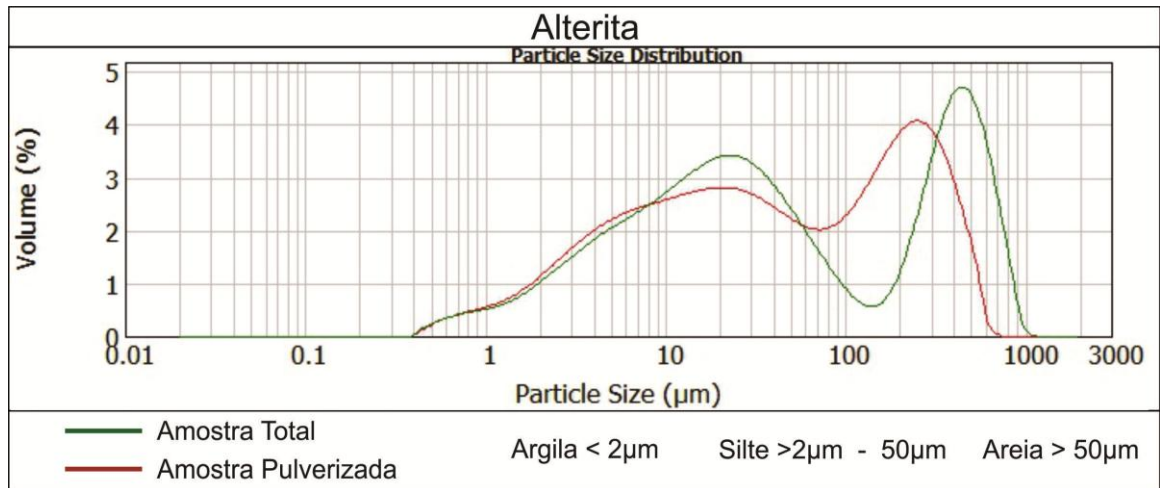


Gráfico 5.2.1.2a - Resultado da granulometria a laser para a Alterita.

Com a amostra de Plintita, assim como na alterita, destaca-se a diferença entre os resultados obtidos da amostra não pulverizada com a pulverizada (Gráfico 5.2.1.3a). O padrão bimodal de distribuição das partículas permanece, havendo o predomínio da fração silte 46% e aparecendo uma leve curva indicativa da fração argila (9,61%). Diminui nitidamente as partículas referentes à areia refletindo aumento da alteração mineral.

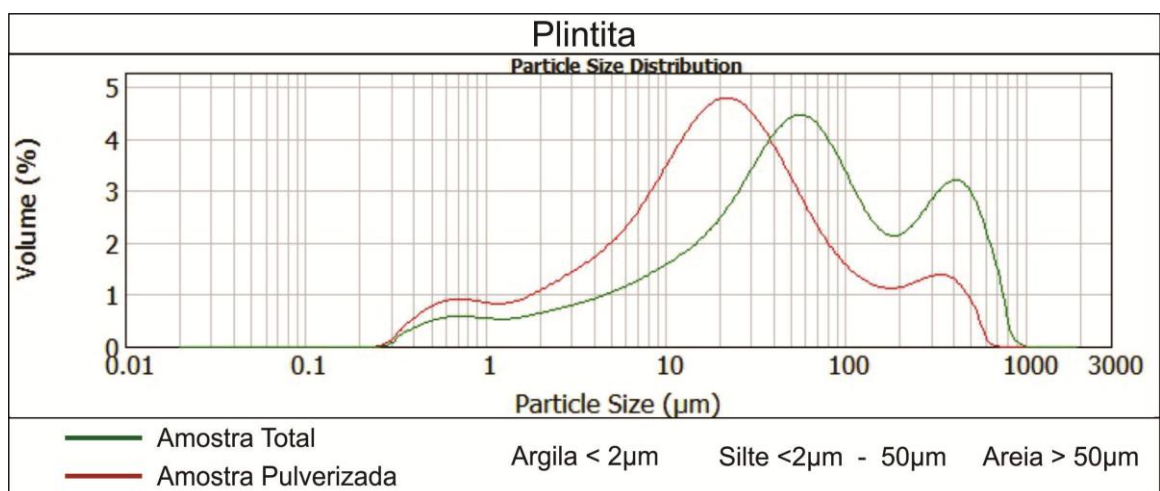


Gráfico 5.2.1.3a - Resultado da granulometria a laser para a Plintita.

Por fim, na Argila Aluminosa também ocorre duas populações de partículas, uma mais expressiva entre 2 e 100 μm e outra entre 200 e 600 μm (Gráfico 4.5.4a).

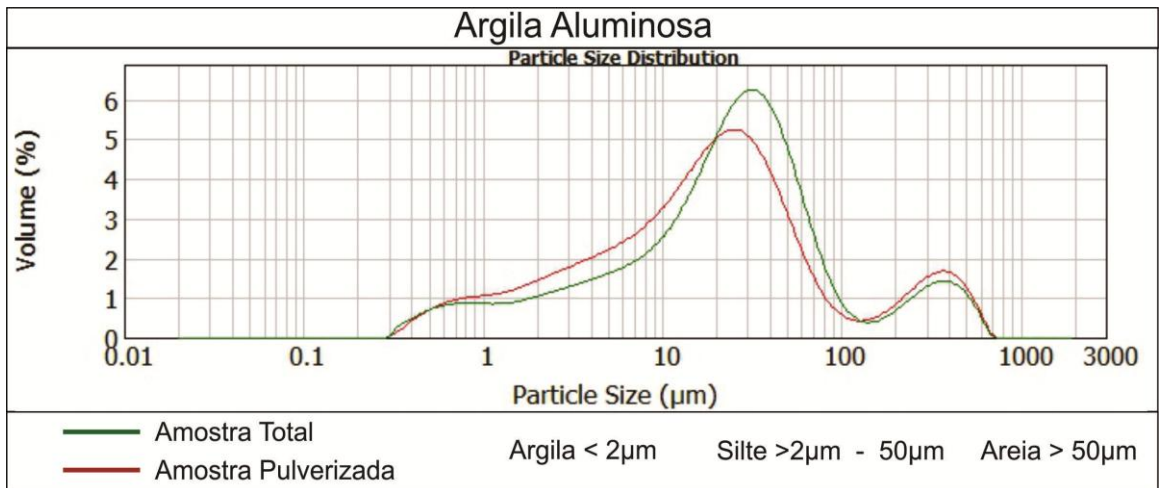


Gráfico 5.2.1.4a - Resultado da granulometria a laser para a Argila Aluminosa.

O aumento expressivo do teor de argila quando se compara o Arenito com os horizontes pedológicos assim como a diminuição do tamanho de partículas da base para o topo do perfil analisado indica limites de tamanho similares da fração areia em todos os horizontes concomitante ao aumento da fração silte.

O tamanho das argilas nos horizontes estudados (Gráficos Gráfico 5.2.1.1b, Gráfico 5.2.1.2b, Gráfico 5.2.1.3b e Gráfico 5.2.1.4b) são inferiores a 2µm. No Arenito, Plintita e na Argila Aluminosa as curvas são bimodais, entre 0,1 e 0,4 e de 0,4 a 2 µm. A presença de microagregados de ferro e alumínio pode interferir na dispersão das partículas e, portanto, no seu espectro de distribuição de tamanho. Na Alterita, uma única população está presente, entre 0,2 e 3 µm.

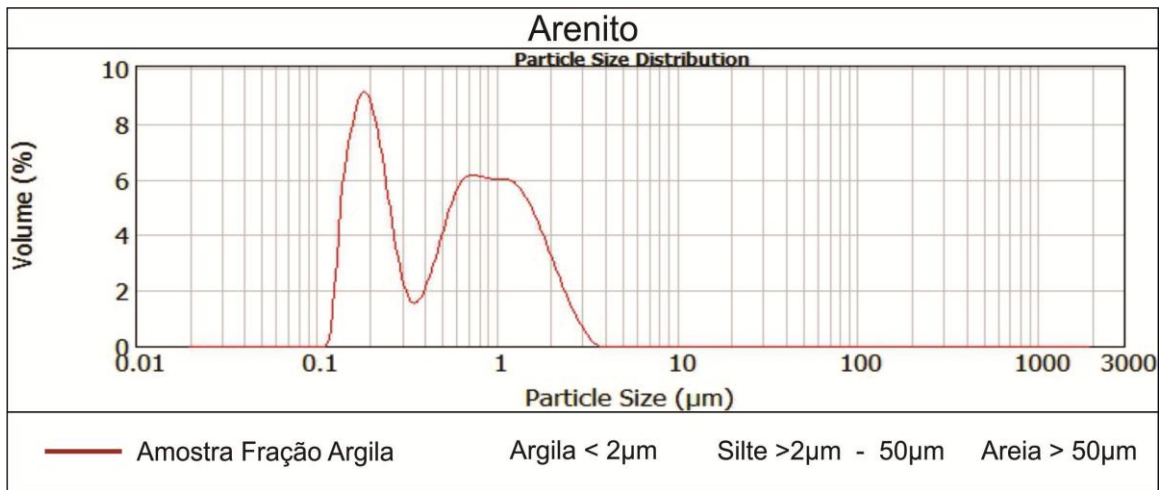


Gráfico 5.2.1.1b - Resultado da granulometria a laser para o Arenito, com amostra na fração argila.

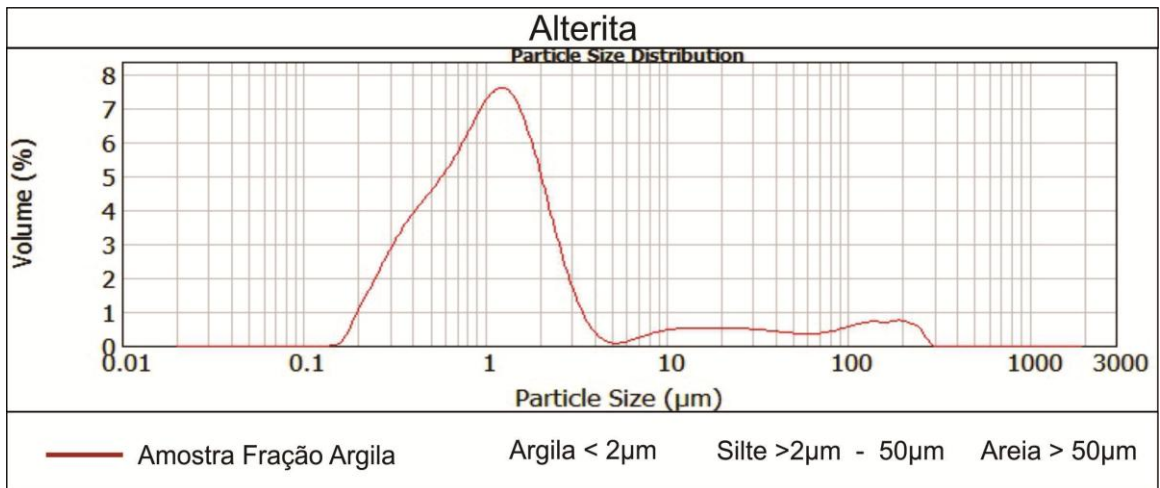


Gráfico 5.2.1.2b - Resultado da granulometria a laser para a Alterita, com amostra na fração argila.

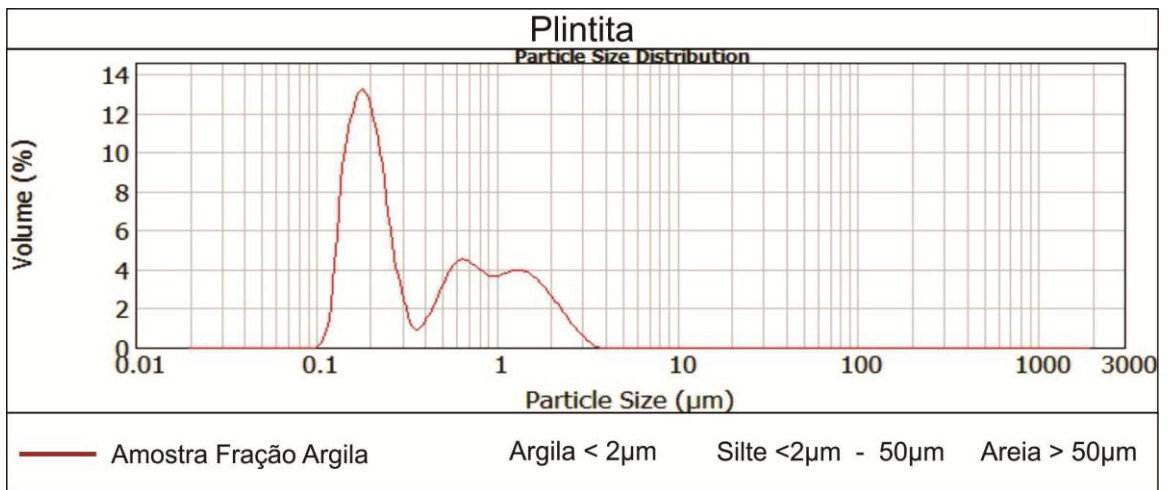


Gráfico 5.2.1.3b - Resultado da granulometria a laser para a Plintita, com amostra na fração argila.

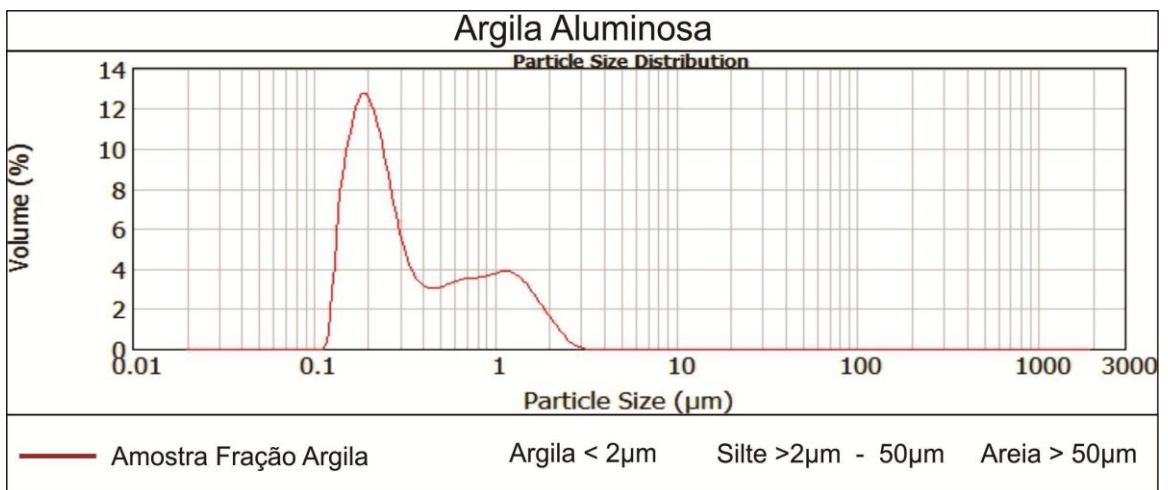


Gráfico 5.2.1.4b - Resultado da granulometria a laser para a Argila Aluminosa, com amostra na fração argila.

Considerando apenas a fração argila, os resultados obtidos no perfil indicam presença de cristais de caulinita muito pequenos, geralmente próximos a 0,5 µm. Cristais

desta magnitude agrupados em microagregados próximos a 1 μ m foram descritos como a fase mais representativa dos depósitos de caulim do rio Jari no Pará (MONTES *et al.*, 2002).

A diminuição do tamanho das caulinitas em um perfil laterítico pode indicar desordem estrutural em decorrência da diminuição da estabilização pela presença de gibbsita (MONTES *et al.*, 2002). Os resultados obtidos no FTIR não indicam desordem estrutural das caulinitas analisadas, o que exige um maior refinamento analítico.

5.2.2 Óxidos Totais e Função de Transporte Geoquímico

A alta concentração de alumínio em base calcinada nos horizontes pedogenéticos de Plintita e Argila Aluminosa (Tabela 5.2.2.1.) caracteriza a riqueza química e econômica do material, uma vez que elevados teores de Al₂O₃ tendem a aumentar a refratariedade da argila (CETEM, 2005). O material estudado também atende às exigências de baixos teores de ferro (< 4%) e álcalis (CETEM, 2005).

Os óxidos totais e a função de transferência geoquímica de Chadwick *et al.* (1990) foram usados para avaliar as perdas e os ganhos relativos de elementos químicos no perfil tendo como base o arenito (material parental).

No perfil, são expressivas apenas as variações dos teores dos óxidos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ uma vez que os cátions básicos (MgO, CaO, Na₂O, K₂O) foram eliminados do meio, típico de ambientes com alteração laterítica (Tabela 4.5.2.1). O intemperismo químico e a lixiviação de bases e sílica durante longos períodos de tempo geológico resultam em material rico em caulinita, óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio (KRONBERG & MELFI, 1987).

Tabela 5.2.2.1: Óxidos totais e de Al₂O₃ em base calcinada expressas em porcentagem.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO+MgO +CaO+ Na ₂ O+K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	Al ₂ O ₃ em base calcinada
%									
Argila Aluminosa	21,64	4,18	49,05	0,75	0,01	0,05	24,2	100	64,6
Plintita	23,71	3,5	47,64	2,66	0,01	0,05	22,3	100	61,2
Alterita	80,41	0,33	12,7	1,45	0,01	0,03	4,89	100,02	13,3
Arenito	92,5	0,46	3,59	1,22	0,05	0,03	1,64	100	3,6

Do Arenito para a Argila Aluminosa ocorre acentuada perda de SiO_2 (de 92,5 para 21,64%), acompanhado pelo enriquecimento em Al_2O_3 (de 3,59 a 49,05%) (Tabela 5.2.2.1 e Gráfico 5.2.2.1).

No Arenito grande parte do silício está associado ao quartzo enquanto que na Plintita e Argila Aluminosa está associado com as camadas tetraédricas da caulinita, uma vez que há diminuição expressiva dos grãos de quartzo nestes horizontes. Os valores de silício e de alumínio são similares entre a Plintita e a Argila Aluminosa e ambos diferem da Alterita e do Arenito.

O conjunto dos dados mostra enriquecimento progressivo de alumínio da base para o topo do perfil (3,59, 12,7, 47,69 e 49,05%). Em relação ao Fe_2O_3 , quando se compara com a rocha sã (1,22%), há enriquecimento contínuo na alterita (1,45%) e na Plintita, sendo que este horizonte se caracteriza pelo maior teor de Fe_2O_3 (2,66 %) enquanto a Argila Aluminosa se caracteriza pelo menor teor (0,75%) (Tabela 5.2.2.1 e Gráfico 5.2.2.2).

Em um perfil laterítico, a Alterita é um horizonte de perda geoquímica exceto em relação à redistribuição do ferro e alumínio e pela pedoplasmação caulínica (TARDY, 1993). A Plintita é um horizonte pedológico que evolui em detrimento da Alterita e é composto por caulinita secundária e por domínios que representam perdas e acúmulo de ferro (hematita e goethita) (TARDY, 1993).

A neoformação caulínica precede ao acúmulo do ferro (TARDY, 1993) estando, portanto, menos concentrado na Alterita do que na Plintita. Por sua vez, a Plintita é um horizonte que se desenvolve na base de horizontes bem drenados situados nas posições elevadas do relevo ou em posições topograficamente deprimidas e submetidas a ciclos de redução, transferência e oxidação dos compostos ferruginosos pela oscilação do nível freático (VEPRASKAS, 1992). Apesar da diferença de concentração, ambos apresentam composição laterítica com feições de óxido-redução.

Do ponto de vista morfológico e petrográfico pode-se destacar que em um horizonte plíntico desenvolvido no topo da Alterita, perde-se completamente a estrutura da rocha e a redistribuição do ferro gera manchas de cores cinza e amarela indicando perdas geoquímicas e por vezes particuladas que se associam com volumes nodulares vermelhos escuros indicando núcleos de concentração. Estas manchas possuem, portanto, um significado genético e mineralógico.

Os nódulos com núcleos vermelho-escuros são concentrações hematíticas iniciais formados por precipitação nas microporosidades; as manchas amarelas são caulínicas e

goethíticas orientadas pela porosidade e os volumes cinza desferruginizados são formados por caulinita e quartzo, caracterizando domínios de eluviação (NAHON, 1986).

A maior proporção de hematita nos horizontes analisados foi encontrada no Arenito e na Plintita, se mostrando coerente com a gênese e propriedades apresentadas. A presença da hematita como óxido predominante foi obtida utilizando o índice de avermelhamento da matriz do solo (RR) proposto por Torrent e Barrón (1993) (Tabela 5.2.2.2).

Tabela 5.2.2.2: Índice de avermelhamento (RR) dos horizontes do perfil

Amostra	Cor Munsell	RR
Argila aluminosa	5Y 8/1	0
Plintita	10R 6/4	6,7
Alterita	10YR 8/3	0
Arenito	10R 7/3	4,3

Nos solos tropicais há relação positiva entre a cor vermelha do solo e a presença da hematita. Este mineral determina o avermelhamento do solo em condições de boa drenagem ou quando cimentados em crostas e nódulos (TORRENT & BARRÓN, 1984, NAHON, 1986).

A goethita pode ser reconhecida pela cor amarela do plasma e está presente na Alterita (ver os difratogramas de raios X, item 5.2.3). Sua presença no nível de alteração está relacionada com a maior atividade da água (TARDY, 1993). A evolução da Alterita em Plintita ocorre pela liberação do ferro de acordo com desenvolvimento do solo. Por outro lado, na Plintita, a mudança de cor do vermelho para o amarelo indica dissolução da hematita e formação da goethita em ambientes mais hidratados e redutores.

A remoção do ferro por CDB mostrou que uma quantidade considerável do ferro analisado está na forma de óxido/hidróxido cristalizado (Fe_2O_3 e FeOOH), associado com a matriz caulínica ou cimentando e/ou recobrando grãos de quartzo, destacando o Arenito e a Plintita (Tabela 5.2.2.3). O restante do ferro não removido (relação $\text{Fe}_{\text{total}}/\text{Fe}_{\text{CDB}}$) pode estar fixado nas estruturas dos minerais estáveis primários ou na caulinita, por exemplo (MONTES *et al.*, 2002). É esperada a substituição de parte do Al pelo Fe nos sítios octaédricos da caulinita quando a formação dos cristais ocorre em um meio de alteração que libera ferro em solução.

O teor de ferro amorfo Fe_{ox} removido com oxalato é muito pequeno quando comparado com o Fe_{total} e o Fe_{cdb} (Tabela 5.2.2.3).

Tabela 5.2.2.3: Concentração de ferro nos horizontes do perfil obtidos por CDB e relação ao teor de Fe₂O₃ determinados por FRX .

Horizontes	Concentração de Fe _{cdb} (mg/L)	% em relação ao Fe ₂ O ₃ total	Concentração de Fe _{ox} (mg/L)
Argila aluminosa	3,5	4,6	0,37
Plintita	106,25	39,8	1,13
Alterita	47	32,4	2,68
Arenito	55	41,8	0,81

Com base nos resultados químicos e da sua posição na paisagem, o horizonte de Argila Aluminosa origina-se da desferruginização do horizonte plíntico em razão da hidromorfia e fluxo hídrico lateral que foram efetivos em provocar a desferruginização da matriz mantendo a textura argilosa e constituição aluminosa. Em ambiente saturado como o da área de estudo, o ferro dissolvido (Fe²⁺) é altamente susceptível de ser exportado com a solução do solo (FRITSCH *et al.*, 2007) resultando em um horizonte caulinitico com baixo ferro e elevado teor em Al₂O₃. Este horizonte é quimicamente similar à Plintita, exceto pelo menor teor de ferro (Tabela 5.2.2.1 e Gráficos 5.2.2.1, 5.2.2.2, 5.2.2.3).

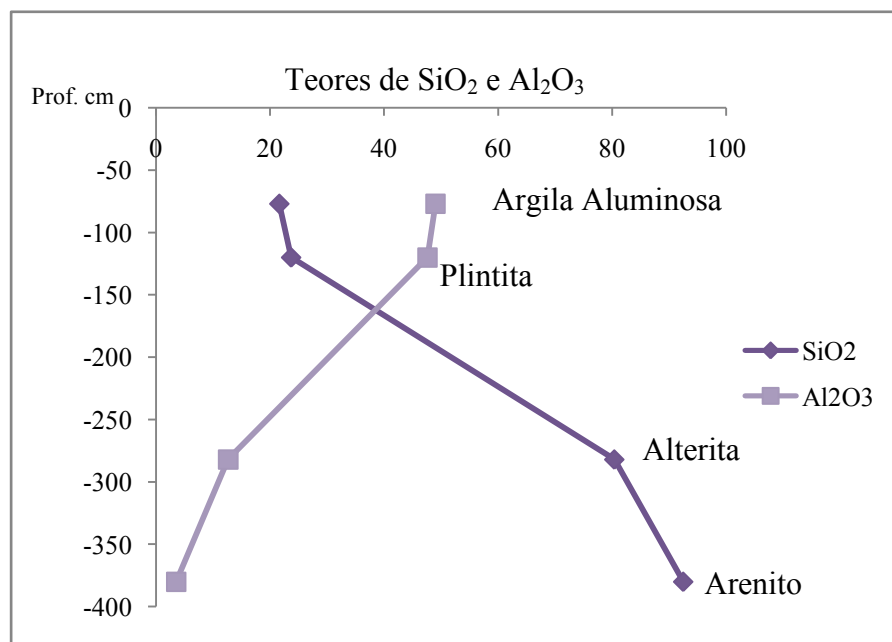


Gráfico 5.2.2.1: Teores de SiO₂ comparados com os teores de Al₂O₃ em cada horizonte do perfil, no eixo Y estão representadas as profundidades em centímetros.

Os resultados obtidos sugerem duas fases, uma mais antiga ferruginosa e outra mais recente apresentando desferruginização e concentração aluminosa.

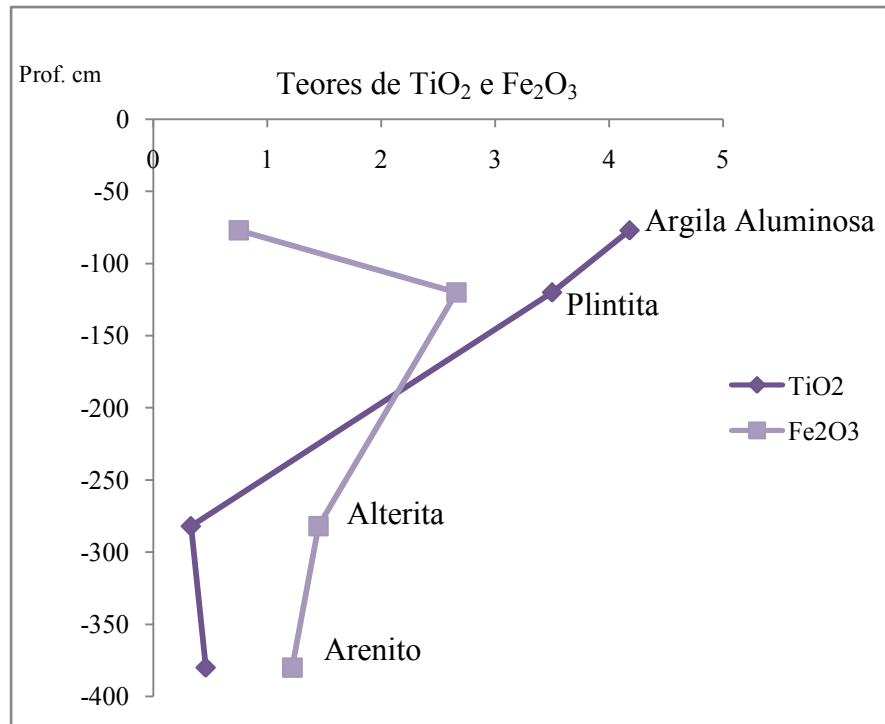


Gráfico 5.2.2.2: Teores de TiO_2 comparados com os teores de Fe_2O_3 em cada horizonte do perfil, no eixo Y.

Outra particularidade do perfil estudado é a diminuição da quantidade dos grãos de quartzo nos níveis de Plintita e Argila Aluminosa em relação à Alterita e ao Arenito, sugerindo a dissolução deste mineral. De acordo com Tardy (1993), em um perfil de alteração laterítica, dois níveis se caracterizam pela dissolução do quartzo (1) o nível da Alterita em decorrência da presença de soluções mais básicas e (2) e os níveis superiores pela renovação das soluções com baixa sílica. A renovação das soluções percolantes pobres em sílica acidifica o meio e pode dissolver o quartzo (MELFI, 1997).

Em couraças formadas a partir de rochas ricas em quartzo são encontradas concentrações elevadas de caulinita e hematita acompanhada do quase desaparecimento do quartzo, indicando que nestas situações o quartzo protege a caulinita e a caulinita permite o enriquecimento em hematita (BOEGLIN, 1990). A hipótese da dissolução do quartzo não é conclusiva e exige refinamento analítico.

A observação dos grãos minerais primários na lupa indica natureza e morfologia similares ao longo do perfil de alteração. Revela, ainda, indícios de que os grãos de quartzo sofrem processo de dissolução desde o Arenito até a Argila Aluminosa.

No Arenito, os grãos de quartzo são translúcidos ou foscos (Figura 5.2.2.1), com aspecto arredondado e marcas de dissolução por toda a superfície. Em alguns grãos é possível verificar uma coloração avermelhada, provavelmente por impregnação dos óxidos de ferro. Além dos cristais bem formados de quartzo translúcidos, arredondados e com frações bastante corroídas e agregados de grãos cimentados com sílica.

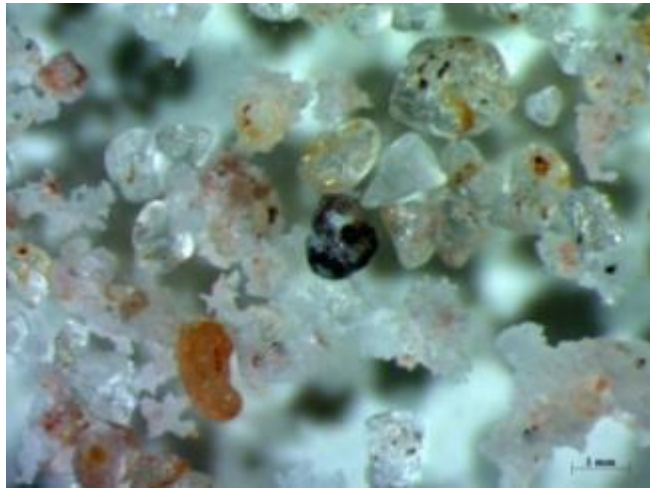


Figura 5.2.2.1: Grãos de quartzo com formato arredondado e marcas de dissolução, além de presença de óxido de ferro. Imagem da fração areia grossa.

Na Alterita é possível encontrar os mesmos grãos de quartzo translúcidos e os óxidos (Figura 5.2.2.2) presentes no arenito. Há ainda grãos de quartzo com coloração esbranquiçada e formato arredondado, os quais são compostos por microcristais de quartzo aglutinados.

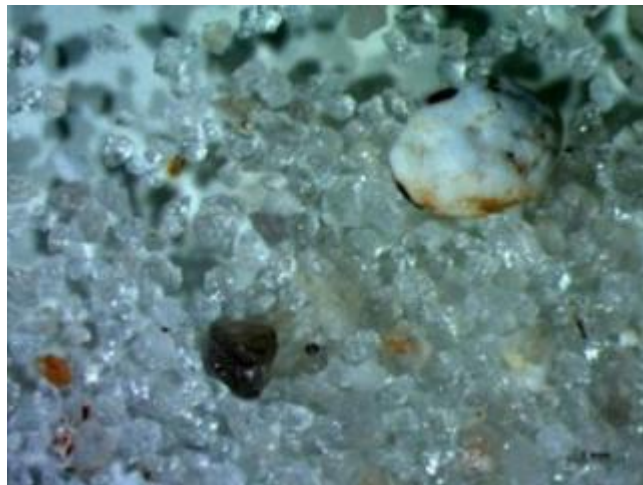


Figura 5.2.2.2: Cristais de quartzo com marcas de dissolução, além de presença de óxido de ferro. Grãos de quartzo com coloração esbranquiçada contendo pintas de óxidos. Imagem da fração areia grossa.

Na Plintita os cristais de quartzo apresentam coloração avermelhada (Figura 5.2.2.3) devido à solubilização dos óxidos de ferro neste horizonte do perfil, verifica-se ainda a presença dos grãos de quartzo esbranquiçados em maior quantidade.



Figura 5.2.2.3: Cristais de quartzo com marcas de dissolução, apresentando uma cobertura de cor avermelhada provavelmente devido à dissolução dos óxidos. Imagem da fração areia grossa.

Na Argila Aluminosa, verifica-se a existência de cristais de quartzo e óxidos similares aos encontrados nos outros horizontes do perfil (Figura 5.2.2.4), contudo a quantidade de grãos com óxido de ferro é inferior à da encontrada no arenito, na alterita e na plintita e a cobertura avermelhada sobre os cristais de quartzo desaparece totalmente, deixando-os translúcidos ou esbranquiçados.

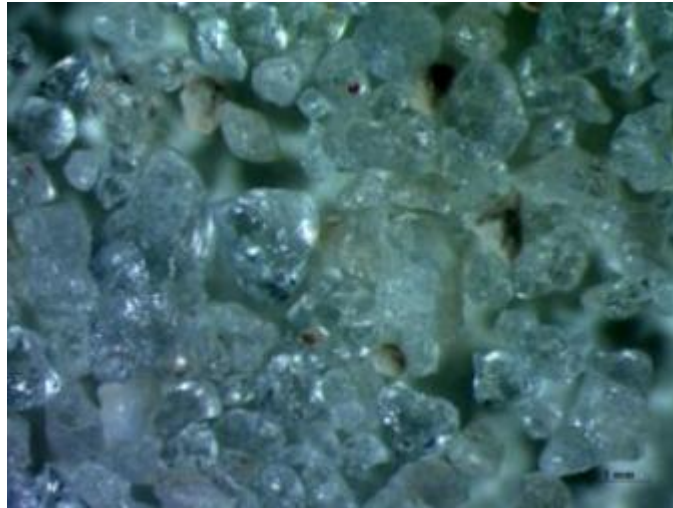


Figura 5.2.2.4: Cristais de quartzo com marcas de dissolução, o quartzo com coloração esbranquiçada permanece. Imagem da fração areia grossa.

A mobilidade geoquímica dos elementos Si, Fe e Al em relação em relação ao arenito estão apresentados nos gráficos 5.2.2.3. A mobilidade do Ti (assim como do Th e Zr) é baixa nos perfis lateríticos por estar incorporado nos minerais secundários estáveis ou em pequenas partículas de minerais primários, principalmente no anatásio (FRITSCH *et al.*, 2007).

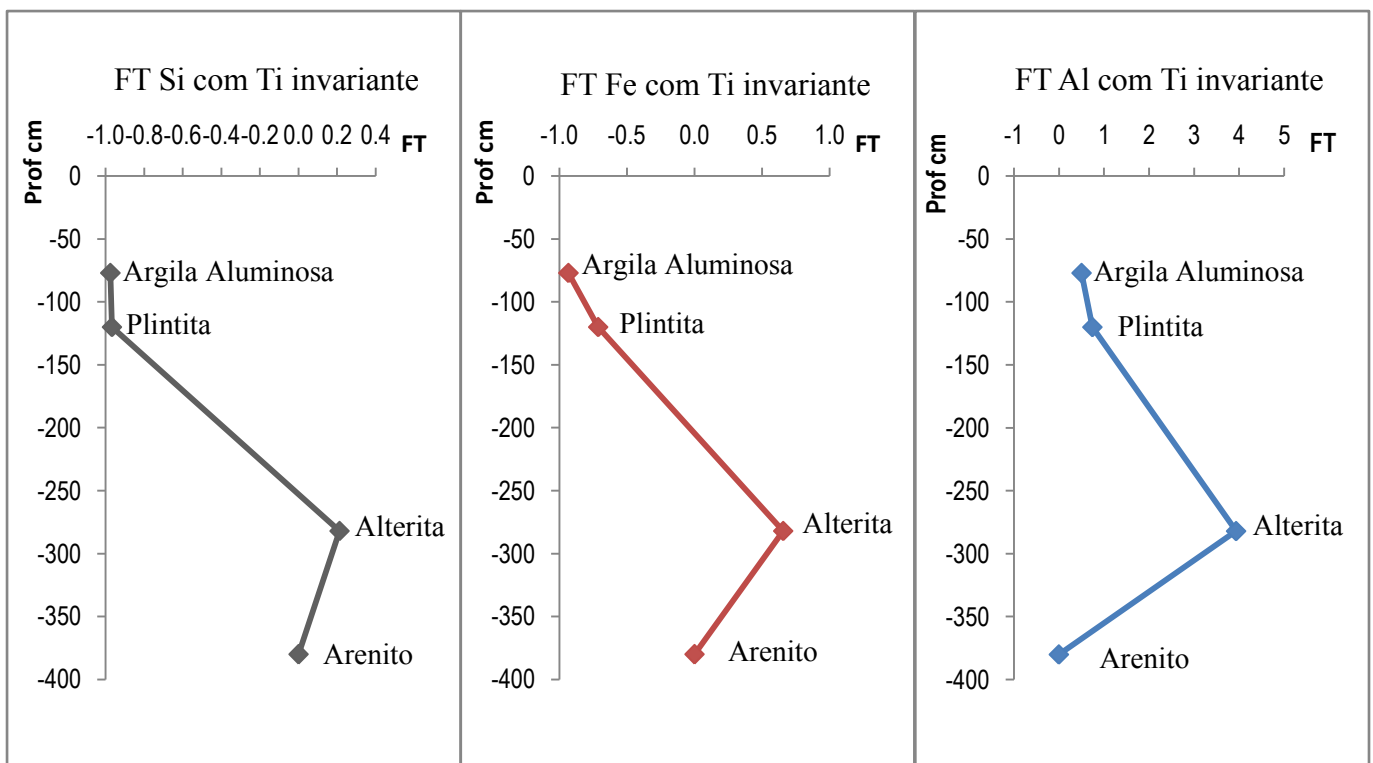
É preciso considerar, entretanto, que a bioturbação pode provocar deslocamento do mineral e alterar sua distribuição no perfil. A distribuição geoquímica dos elementos analisados no perfil não indica esta dinâmica, mas sim o enriquecimento relativo de Ti na plintita e na argila aluminosa.

Na Alterita ocorrem ganhos absolutos de Si, Al e Fe. A relação entre Ti e Si (Gráfico 5.2.2.3) indica perdas deste elemento na Plintita e, em igual proporção, na Argila Aluminosa. Em relação ao Fe, há perda progressiva relativa ao enriquecimento do Ti na Plintita e na Argila Aluminosa e, finalmente, em relação ao Al, observa-se ganhos positivos na Alterita, Plintita e na Argila Aluminosa (Gráfico 5.2.2.3).

Em um perfil laterítico típico (bem drenado), existe uma correlação positiva no comportamento geoquímico do Al, Fe e Ti, sendo considerados residuais e imóveis (BURAK *et al.*, 2010). O Fe e o Al também apresentam comportamento similar ao formar minerais secundários como hematita, goethita e gibbsita.

O comportamento dos elementos no perfil estudado é um indicativo do ambiente de formação, onde em um ambiente com pH baixo, o Si se torna móvel e é assim lixiviado do perfil. O mesmo ocorre com o Fe, que é solubilizado e lixiviado do perfil, processo determinado pela hidromorfia. De forma geral, a evolução geoquímica do perfil tende à aluminização.

Foi utilizado o método proposto por Chadwick, *et al.* 1990, no qual as mudanças pedogenéticas podem ser expressas pela razão da concentração química de um elemento por sua concentração no material parental. Essa razão recebe o nome de fator de enriquecimento C_j , w/C_j , onde w corresponde ao elemento no horizonte e p ao elemento na rocha parental e é expressa pela equação $FT = C_{j,w}/C_{j,p}/C_{Ti,w}/C_{Ti,p} - 1$



Gráficos 5.2.2.3: Gráficos de função de transporte considerando o Ti como elemento invariante.

5.2.3 Caracterização Mineralógica por Difractometria de Raios X e Espectroscopia Infravermelho com Transformada de Fourier (FTIR)

A composição mineralógica da amostra bruta (Gráfico 5.2.3.1) indica que o Arenito é composto majoritariamente por quartzo (picos nas posições 3,34 e 4,25 Å). Ocorre também caulinita (7,14 e 3,56 Å), goethita (2,45 Å) e hematita (1,81 Å). Na alterita a composição mineralógica é similar exceto pela presença do anatásio (2,38 Å). Na Plintita e na Argila Aluminosa destaca-se a presença da gibbsita (picos em 4,84, 4,37,

4,33 Å). Nota-se que a principal associação mineralógica no Arenito e na Alterita é o quartzo predominante (intensidade relativa do pico a 100%) com caulinita enquanto que na Plintita e na Argila Aluminosa predomina a gibbsita (intensidade relativa do pico a 100%) com caulinita e quartzo.

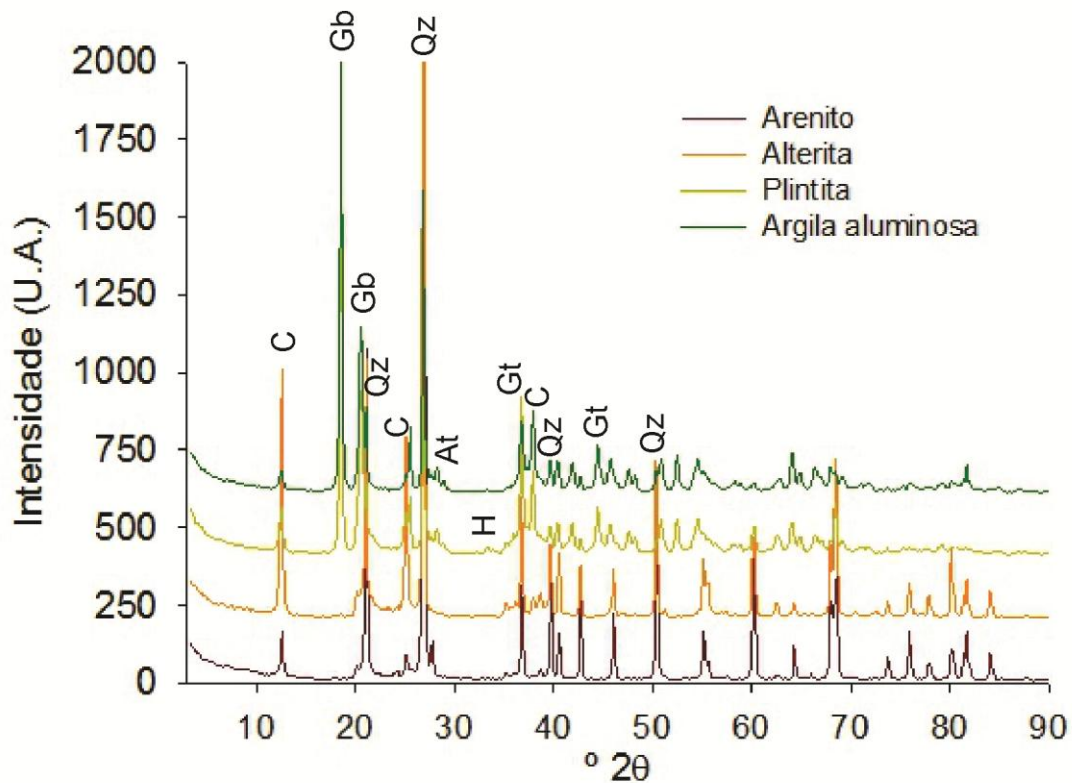


Gráfico 5.2.3.1: Difratogramas de raios X da amostra bruta. Legenda: C - caulinita; Gb - gibbsita; Qz - Quartzo; H - hematita; Gt - goethita; At - anatásio.

Considerando apenas a fração argila (extraída por pipetagem) (Gráfico 5.2.3.2), no Arenito aparece pico de mineral micáceo (muscovita/illita na posição de 10Å) que desaparece nos horizontes subjacentes, indicando alteração e formação da caulinita (picos em 7,17 e 3,57 Å) que passa a ser o argilomineral predominante.

Picos de gibbsita (4,85, 4,37 e 2,17 Å) aparecem discretamente no Arenito e torna-se determinante na Plintita e Argila Aluminosa indicando aumento da intensidade da alteração laterítica. O quartzo (3,34 Å) também aparece como componente mineral da fração argila em todos os horizontes indicando intenso fracionamento ou reprecipitação da sílica. Picos principais da goethita (4,18 Å) ocorrem no Arenito e na Alterita indicando meios mais hidratados, enquanto picos da hematita (2,69 Å) ocorrem na Plintita, coerente com a elevada concentração ferruginosa nodular. Os óxidos de ferro predominantes são a hematita e goethita e o hidróxido de alumínio, a gibbsita.

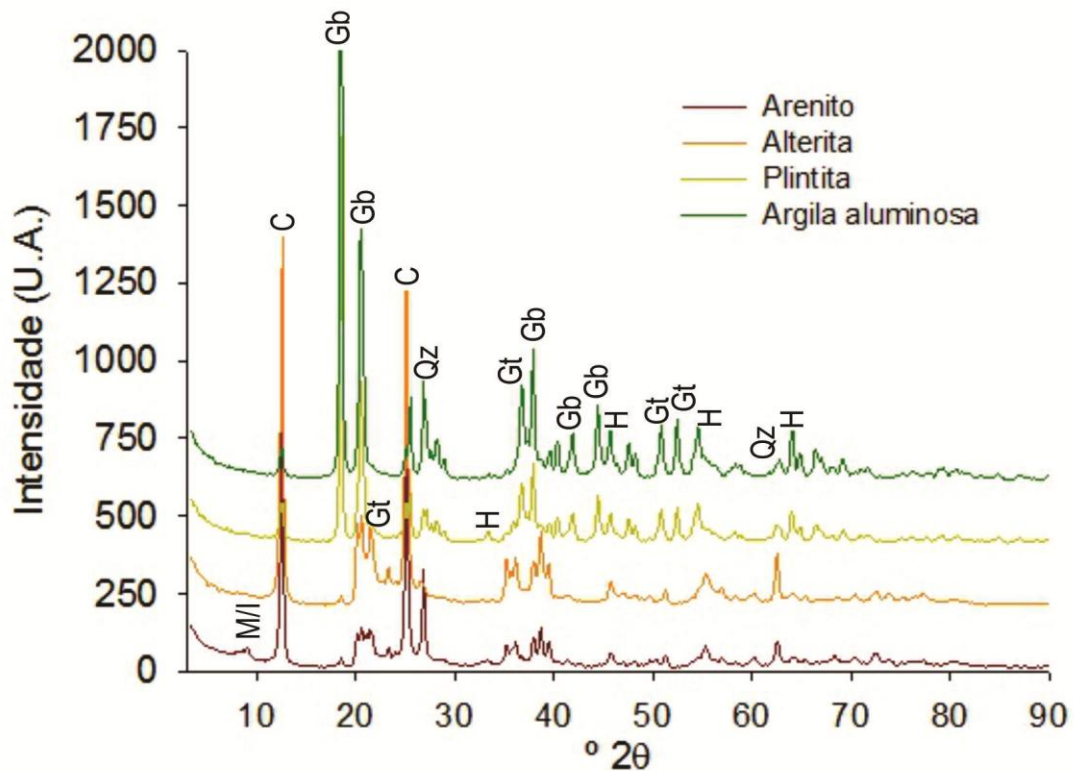


Gráfico 5.2.3.2: Difratogramas de raios X da fração argila. Legenda: M/I - mineral micáceo; C - caulinita; Gb - gibbsita; Qz - Quartzo; H - hematita; Gt - goethita; Mh - maghemita.

A composição mineralógica obtida não reflete descontinuidade mineralógica entre a rocha e os horizontes de alteração e pedogênese, indicando estreita similaridade e possível filiação.

Do ponto de vista mineralógico, o Arenito se revela uma rocha de natureza não exclusivamente quartzosa, mas feldspática (observado em microscopia óptica), micácea e caulínica associada com oxihidróxidos de ferro e alumínio, cujos produtos de alteração resultam majoritariamente em argilominerais secundários caulíníticos com forte presença de gibbsita.

Os minerais hidratados de alumínio se formam e estabilizam nos níveis superiores dos perfis de alteração após intensa dessilicificação ou ligados aos minerais ferruginosos (Al-hematita e Al-goethita) nos níveis lateríticos endurecidos ou nodulares (TROLARD,

et al.,1993, MELFI, 1997). A desferruginização enriquece a matriz da argila aluminosa em caulinita e gibbsita, adequando seu uso como material refratário.

Os espectros obtidos por infravermelho (FTIR) (Gráfico 5.2.3.3) apresentam bandas de absorção da caulinita no Arenito e na Alterita e de caulinita e gibbsita na Plintita e Argila Aluminosa. Com relação às propriedades cristalográficas (ordem estrutural) das caulinitas, as bandas de absorção 3696 e 3620 cm^{-1} obtidas representam bom ordenamento estrutural da caulinita (CASES *et al.*, 1982). A desordem estrutural deste argilomineral é representada pelas bandas em 3652 e 3669 cm^{-1} (BALAN *et al.*, 2008), que não estão presentes no perfil estudado. O grau de ordem estrutural está relacionado com as propriedades morfológicas e químicas das caulinitas uma vez que a maior dimensão dos cristais e os hábitos melhor definidos estão relacionados à melhora do grau de ordem estrutural (MELO *et al.*, 2001, BEAUVAIS e BERTRAUX, 2002, ISHIDA, 2010).

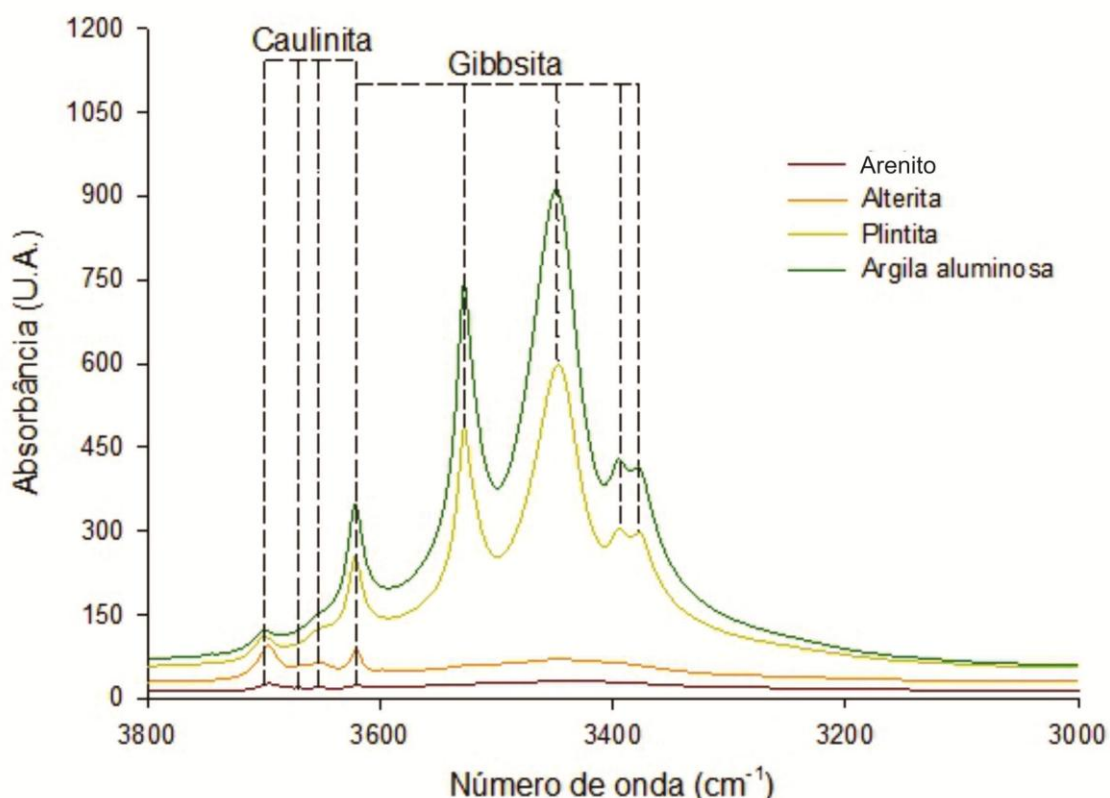


Gráfico 5.2.3.3: Caracterização mineralógica por FTIR, indicando os picos de caulinita e gibbsita para as amostras de Argila, Plintita, Alterita e Arenito.

As quatro bandas de absorção da gibbsita (3527 , 3460 , 3395 e 3378 cm^{-1}) (BUENO, 2006) foram encontradas na plintita e na argila aluminosa comprovando, novamente, a similaridade mineralógica entre os horizontes do perfil.

5.2.4 Análise Térmica Diferencial e Termogravimétrica (ATD/ATG)

Os resultados de ATD da fração argila indicam a presença do argilomineral caulinita e da gibbsita em todos os horizontes (Gráficos 5.2.4.1, 5.2.4.2, 5.2.4.3 e 5.2.4.4 e Tabela 5.2.4.1). No Arenito a caulinita corresponde a 72,28% enquanto a gibbsita corresponde a 3,75%. Na Argila Aluminosa a caulinita corresponde a apenas 28,29% e a gibbsita 71,43%. Concentração expressiva de gibbsita também foi encontrada na Plintita (62,24%). Os resultados indicam que a alteração e a pedogênese resultam no aumento expressivo da caulinita e, principalmente, no enriquecimento de gibbsita.

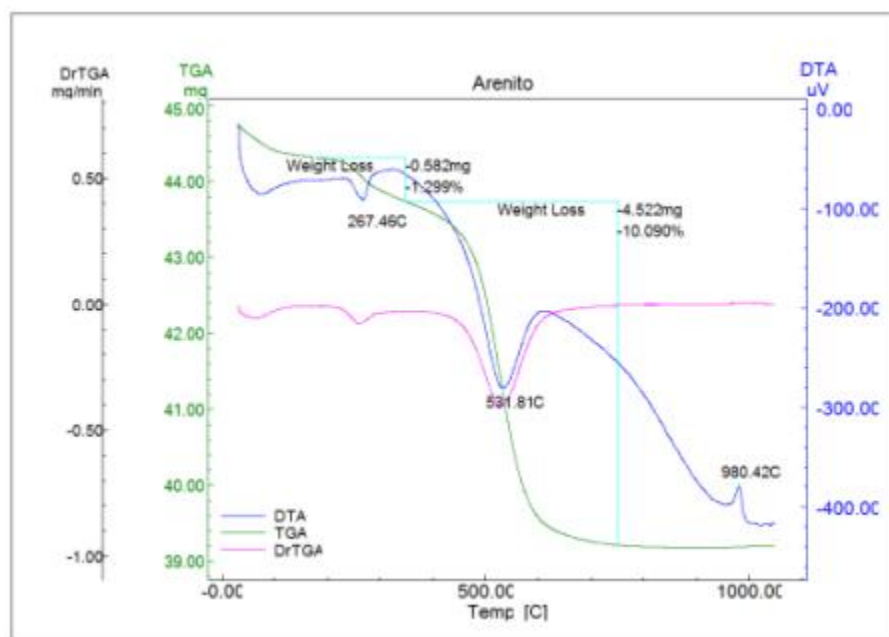


Gráfico 5.2.4.1: Resultados das análises de ATD para o Arenito.

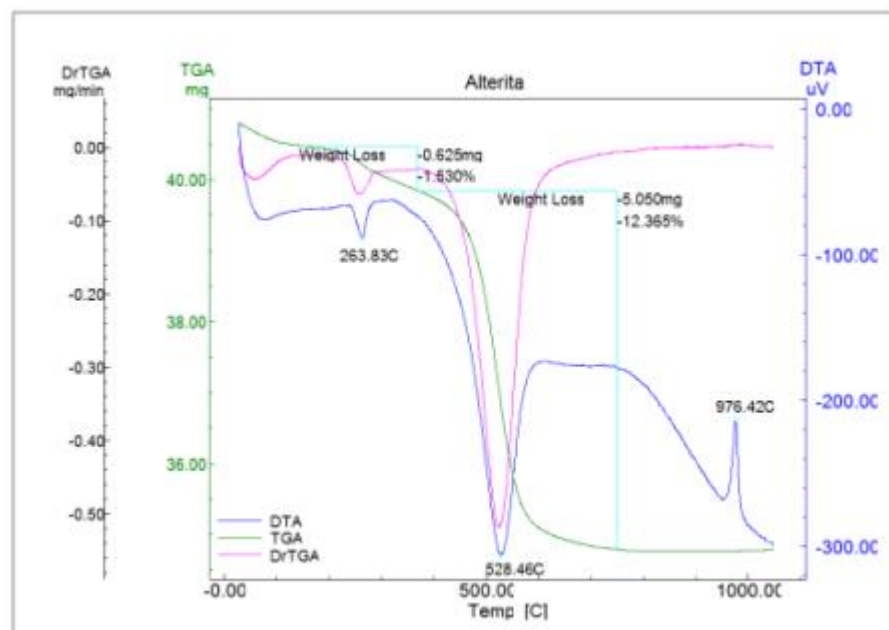


Gráfico 5.2.4.2: Resultados das análises de ATD para a Alterita.

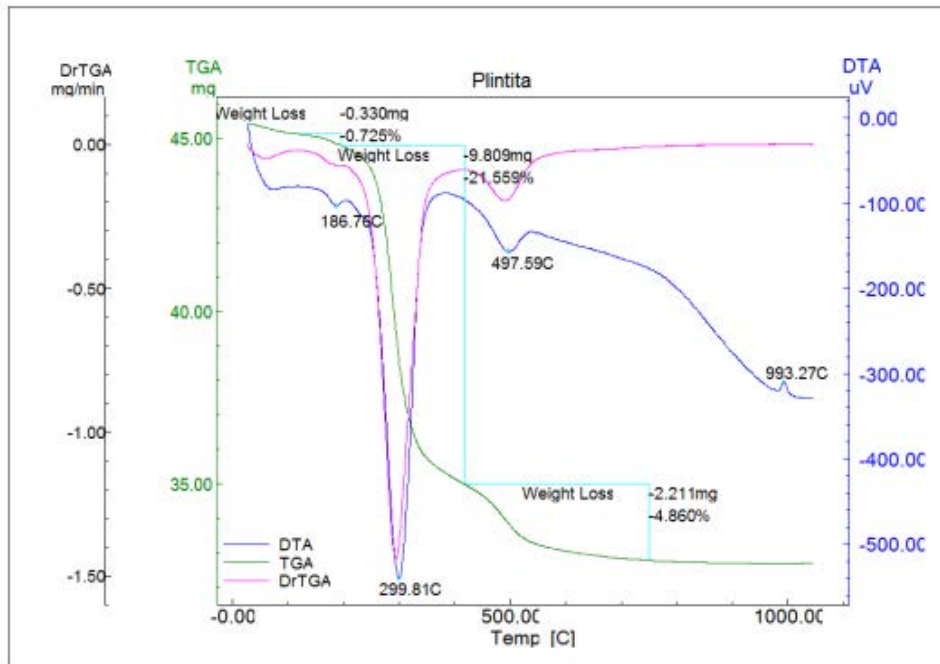


Gráfico 5.2.4.3: Resultados das análises de ATD para a Plintita.

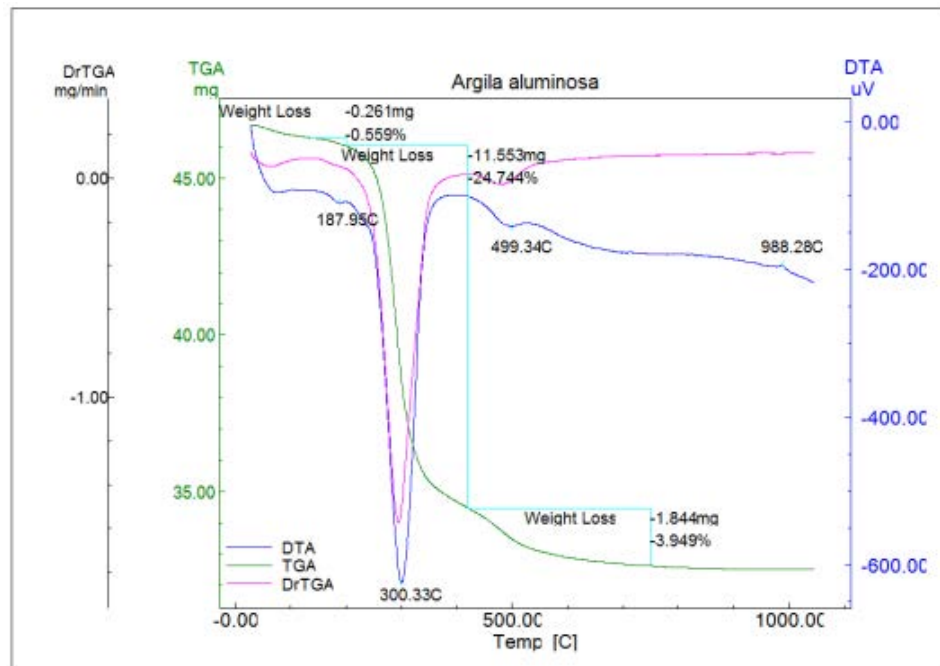


Gráfico 5.2.4.4: Resultados das análises de ATD para a Argila Aluminosa.

Tabela 4.5.4.1: Concentrações de caulinita e gibbsita nos horizontes do perfil.

Amostra	Gibbsita		Caulinita		Mulita
	%	T (°C)	%	T (°C)	T (°C)
Argila aluminosa	71,43	300,33	28,29	499,34	988,28
Plintita	62,24	299,81	34,81	497,59	993,27
Alterita	4,42	263,83	88,57	528,46	976,42
Arenito	3,75	267,46	72,28	531,81	980,42

5.3 Formação Marília e sua Relação com a gênese das Argilas Aluminosas

O Membro Serra da Galga, Membro aflorante da Formação Marília depositado entre aproximadamente 86 e 74 M.a., sustenta os relevos tabulares do Triângulo Mineiro (SUGUIO, 1973) corresponde ao embasamento geológico da área de estudo e correspondem ao material de origem das Argilas Aluminosas encontradas na área de estudo. Esta afirmação é sustentada pelo estudo do afloramento no campo e dos resultados químicos e mineralógicos obtidos neste trabalho.

A petrografia do Arenito revela duas matrizes distintas: (1) uma zona composta por grãos de quartzo com cimento argilo-ferruginoso e (2) outra, composta por grãos de quartzo com cimento argiloso menos denso e de cor amarela clara, comparativamente menos densa.

No campo, volumes caulíníticos brancos distribuem-se irregularmente no Arenito. Ribeiro (2001) atribui esta caulinita a um produto autigênico, formada em uma fase diagenética local predominando, de um modo geral, onde palicretes, calcrites e silcrites estão ausentes, preenchendo os poros secundários e substituindo grãos detríticos de feldspatos e ripas de muscovita.

A alteração mineralógica primária forma um sistema de porosidade fina que é preenchido completamente por argila (microsistemas plásmicos), ampliado progressivamente concomitante ao avanço do intemperismo e a pedogênese. No Arenito, além da presença dos grãos de quartzo com bordas alteradas e fissuras preenchidas por oxidróxidos de ferro, foram encontrados cristais de feldspato potássico muito alterados. Em meio tropical úmido, a via de alteração normal de alteração por dissolução dos grãos de feldspato é a neoformação caulínítica e, em casos extremos, a formação de gibbsita (MELFI *et al.*, 1999).

Na Alterita ampliam-se as zonas caulíníticas desenvolvidas *in situ* (processo de alteroplasmação), sem qualquer orientação, próprias de material neoformado associado, localmente, com zonas que apresentam argilominerais micáceos (illita orientada paralelamente) (não identificados por raios X devido à baixa concentração) além do quartzo. Comparando ao Arenito, apresenta zonas amarelas claras devido à remobilização do ferro no horizonte.

Na Alterita os nódulos hematíticos localizados próximo ao plasma de coloração avermelhada (plasma ferruginoso) se prolongam e se concentram mais fortemente na Plintita que corresponde às fácies ferruginosa mais endurecida formada por caulinita e

hematita com córtex de alteração amarelo e zonas desferruginizadas cinza claras refletindo a oscilação do nível freático.

As acumulações ferruginosas endurecidas argilomorfas podem se formar a partir de embasamento arenoso desde que a evolução geoquímica condicione à alteração do mineral (NAHON, 1986). Isto significa que em meios abertos, os microssistemas de alteração se abrem e as soluções tornam-se progressivamente mais diluídas e ácidas, destruindo igualmente feldspatos e micas que formam, nos estágios mais intensos ou finais da evolução, minerais aluminosos como a caulinita e gibbsita (NAHON, 1986, TARDY, 1993).

A dissolução a partir de soluções ácidas (dissolução incongruente responsável pela lixiviação de cátions básicos e sílica do regolito) e os ambientes com elevadas temperatura e umidade aceleram a dissolução do quartzo e a formação precoce dos minerais aluminosos secundários (caulinita e gibbsita), condições que levam a argilização e desenvolvimento da litomargem caulinitica e bauxitização (TARDY, 1993).

Estes processos explicam a formação de horizontes argilosos e aluminosos a partir da alterita rica em quartzo. Em um perfil de alteração laterítica a dissolução do quartzo é fator fundamental.

Quanto aos nódulos hematíticos, eles podem se dissolver quando os parâmetros hidrostáticos que regem as relações ferro-argila são modificados (TARDY, 1993). A dissociação entre o ferro e a argila corresponde aos domínios amarelos distribuídos próximos aos vazios ou então impregnando suavemente a matriz cinza clara argilosa caulinitica.

Em meio aeróbico, o intemperismo produz óxidos de ferro de baixa mobilidade e solubilidade, especialmente hematita e goethita. Ao contrário, em ambiente redutor, a remobilização do Fe^{2+} resulta na distribuição heterogênea dos óxidos de ferro e na formação de horizontes manchados (Plintita) (SCHWERTMANN, 1985).

A drenagem interna do perfil e a diluição das soluções nos horizontes superiores do perfil são intensificadas pela pedogênese. A bioturbação e a presença de cristais de gibbsita na matriz argilosa da Plintita e a Argila Aluminosa formam uma estrutura granular fina com o desenvolvimento de uma rede de porosidade que permite o fluxo rápido da água, acentuando as transferências químicas.

A superfície plana da chapada constitui-se em outro importante fator, direcionando verticalmente o fluxo das soluções. Consideram-se ainda as mudanças paleoclimáticas que atuaram decisivamente para a formação deste material. Após a

formação dos arenitos do Membro Serra da Galga, as condições climáticas de semi-aridez permaneceram e tal ambiente proporcionou a formação de crostas endurecidas de calcretes e palicretes.

O processo de formação de calcretes proporcionou a dissolução, parcial a total, de grãos siliciclásticos do arcabouço, promovendo um posterior enriquecimento em SiO_2 nos fluidos percolantes (RIBEIRO, 2001). Um novo ciclo climático úmido foi necessário para a formação das lateritas, ampliou as perdas geoquímicas de cátions básicos e sílica e o enriquecimento em elementos residuais de ferro e alumínio.

As superfícies geologicamente antigas e tectonicamente estáveis das regiões tropicais quentes e úmidas, sustentadas por rochas do embasamento pré-cambriano ou de origem sedimentar, após intenso intemperismo iniciado provavelmente no início do Mesozóico, apresentam regolitos de composição geoquímica e mineralógica relativamente monótonos formados por caulinita, óxidos e hidróxidos de Fe e Al e quartzo residual (MELFI, 1997). A composição mineralógica e geoquímica dos horizontes estudados é coerente com os processos de evolução apresentados.

A filiação entre os horizontes pode ser reafirmada com as feições dos grãos de quartzo, uma vez que os grãos apresentam os mesmos aspectos morfológicos desde o arenito até as argilas aluminosas.

Finalmente, a desferruginização resulta no horizonte aluminoso, extraído como argila refratária, uma vez que a depressão topográfica está ligada ao eixo de drenagem. O fluxo lateral da solução do solo é um mecanismo eficiente de lixiviação geoquímica e de formação de um horizonte branco desferruginizado (PETERSCHIMITT *et al.*, 1996, ROSOLEN *et al.*, 2002) e se caracteriza como um ataque que transforma as paisagens antigas (BOULET, 1974). A possível presença de um antigo nível de couraça e sua destruição por desequilíbrios biogeoquímicos não pode ser comprovada, ainda, neste trabalho.

6. Aspectos Econômicos

Como citado anteriormente, a área de estudo tem importância econômica. Explora-se calcário tanto para uso como corretivo de solo quanto para o uso na indústria de cimento, além da exploração de argila vermelha e argila para uso em artigos refratários.

Com base em dados obtidos no site do DNPM (2011) pode-se observar intensa exploração mineral na região. Em geral, os minerais explorados são não metálicos, tendo destaque areias e argilas, calcário e dolomito, além de água mineral.

6.1 Argilas Refratárias

As argilas da área de estudo são utilizadas na indústria de materiais refratários, devido ao alto teor de gibbsita e caulinita encontrado neste material. Existem duas empresas que as exploram: IBAR e Magnesita.

Este material é utilizado nas indústrias siderúrgicas, do cimento, do vidro e petroquímica. Os refratários estão divididos quimicamente em 5 categorias distintas: silicosos, sílico-aluminosos, aluminosos, básicos e especiais. A argila encontrada e extraída da área de estudo insere-se na categoria "aluminosos", devido ao elevado teor de alumínio presente.

A região que compreende a área de estudo encontra-se totalmente requerida pelas empresas IBAR e Magnesita, em sua maioria para concessão de lava e requerimento e manifesto de mina para a exploração de argilas refratárias. Em geral as áreas requeridas possuem mais que 500 ha, havendo também alguns requerimentos ao norte da área para a exploração de turfa, pela empresa Congonhas Minério S.A., para uso como insumo agrícola. Estas informações foram obtidas pelo SIGMINE, disponibilizado pelo DNPM.

Um dos maiores problemas ambientais indicados para a extração destes recursos é o fato de as áreas de exploração, geralmente, estarem localizadas próximas ou sobre nascentes de rios, aumentando a necessidade de fiscalização e controle ambiental.

6.2 Calcário

O calcário presente na área de estudo é constituído basicamente por depósitos descontínuos com forma lenticular restritos ao Membro Ponte Alta da Formação Marília (BATEZZELI, 2003)

O calcário da região é utilizado tanto na indústria para construção civil, na produção de cimento, quanto para o uso como corretivo de solo. Todas as rochas carbonáticas compostas predominantemente por carbonato de cálcio e/ou carbonato de cálcio e magnésio (calcários, dolomitos, mármore, etc.), independente da relação CaO/MgO, são fontes para a obtenção de corretivos de acidez dos solos, portanto, as reservas brasileiras de calcário agrícola podem ser consideradas como as mesmas reservas brasileiras de calcário, independentemente de sua aplicação (DNPM 2011)

O calcário é o principal produto utilizado para corrigir a acidez dos solos no país. A qualidade do calcário agrícola é medida por um índice conhecido como Poder Relativo de Neutralização Total (PRNT).

6.3 Potencial Hidrogeológico

A região do Triângulo Mineiro está situada na área de ocorrência do aquífero Bauru-Caiuá, pertencente à bacia sedimentar do Paraná. Tal aquífero é do tipo poroso, podendo estar livre ou semiconfinado (CPRM, 2012).

As águas subterrâneas, para o aquífero Bauru-Caiuá em toda sua extensão no Triângulo Mineiro, exibem pH básico com valores entre 7 e 10. São, de modo geral, águas de boa qualidade para consumo humano, industrial e agrícola. Por ser um aquífero livre, há maior vulnerabilidade à contaminação por atividades agrícolas e industriais. Os principais usos para as águas deste sistema são para a agropecuária e abastecimento público (CPRM, 2012).

7. Conclusões

A área de estudo está inserida no contexto geológico da Bacia Bauru. Neste estudo, deduziu-se que os arenitos da Formação Marília representam a litologia a partir da qual foram formadas as argilas aluminosas da região, embora tal hipótese ainda necessite de maiores caracterizações mineralógicas e químicas para que se possa determinar com maior grau de segurança a filiação geológica das argilas.

A coleta de amostras representou uma das principais etapas para que o estudo pudesse ser realizado de forma eficaz, uma vez que foram base para todas as análises químicas, mineralógicas e até mesmo as hipóteses e conclusões que foram obtidas ao longo do estudo.

A amostragem permitiu ainda a caracterização e descrição primária dos perfis pedológicos estudados, sendo possível determinar os diferentes horizontes encontrados, através de aspectos visuais e táteis.

Com a análise das lâminas petrográficas foram obtidos resultados quanto a mineralogia primária e secundária das amostras, constatando-se a presença da mesma assembléia mineralógica ao longo de todo o perfil, possibilitando identificar grãos com aspecto subarredondado a subanguloso, com as bordas alteradas marcadas pela presença de material com coloração avermelhada desde o Arenito até a Argila Aluminosa, com a diminuição da concentração de cristais de quartzo para o topo.

As análises granulométricas, embora tenha havido discordância entre os resultados obtidos por pipetagem e os obtidos por granulometria a laser, sustentam a necessidade de aprimoramento dos estudos das argilas aluminosas. A observação dos grãos minerais primários na lupa sugeriu que os grãos de quartzo passaram por um intenso processo de dissolução ao longo do perfil.

Os óxidos totais permitiram caracterizar a riqueza química do material, uma vez que quanto maiores os teores de Al_2O_3 , maior tende a ser a refratariedade da argila. A função de transporte, associada à análise de óxidos totais, foram usados para avaliar as perdas e os ganhos relativos de elementos químicos, permitindo a conclusão de que no arenito o SiO_2 está associado ao quartzo, enquanto na plintita e argila está associada às camadas tetraédricas da caulinita.

Ainda com as análises químicas de óxidos, foi possível concluir que o comportamento dos elementos no perfil estudado é um indicativo do ambiente de

formação, onde com situações de pH baixo, o Si se torna móvel e é assim lixiviado do perfil, o mesmo ocorre com o Fe, que é solubilizado e lixiviado do perfil. De forma geral, a evolução geoquímica tende à aluminização.

Com a caracterização mineralógica feita por difratometria de raios X, verificou-se que o Arenito é composto majoritariamente por quartzo, com ocorrência de caulinita, goethita, hematita. A mesma mineralogia é encontrada na Alterita, exceto pela presença de anatásio. Já na plintita e na Argila Aluminosa ocorre gibbsita, caulinita e quartzo.

Os espectros obtidos por infravermelho (FTIR) apresentaram bandas de absorção da caulinita no Arenito e na Alterita, e de caulinita e gibbsita na Plintita e na Argila Aluminosa, representando um bom ordenamento estrutural da caulinita.

A Análise Térmica Diferencial e Termogravimétrica (ATD/ATG) constataram a presença de caulinita e gibbsita em todos os horizontes, ocorrendo uma variação expressiva no teor de caulinita do Arenito para a Alterita, onde é maior o teor de gibbsita.

Neste trabalho, atribuiu-se ao Membro Serra da Galga a origem das Argilas Aluminosas encontradas na área de estudo. Tal afirmação é sustentada pelo estudo do afloramento no campo e dos resultados químicos e mineralógicos obtidos, contudo deve ser ressaltada a necessidade da continuidade da pesquisa com mais análises químicas e mineralógicas para que esta hipótese seja, de fato, confirmada.

8. Bibliografia

AB'SÁBER, Aziz Nacib. **Contribuição à geomorfologia da área dos cerrados**. Universidade de São Paulo, 1963.

ALMEIDA, M. D., STEIN, D.P., MELO, M. S., BISTRICHI, C. A., PONÇANO, W. L., HASUI, ALMEIDA, F. D. Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças dos Estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. p. 2799-2812.

BALAN, E., REFERSON, K., BLANCHARD, M., DELATTRE, S., LAZZIERI, M., INGRIN, J., MAURI, F., WRIGHT, K., WINKLER, B. Theoretical infrared absorption coefficient of OH groups in minerals *American Mineralogist*, Vol. 93, p. 950–953, 2008

BARCELOS, J. H.; LANDIM, P.M.B.; SUGUIO, K. Análise Estratigráfica das Sequências Cretácicas do Triângulo Mineiro (MG) e suas correlações com as do Estado de São Paulo. In *Simpósio Regional de Geologia, III, Curitiba*. 1981. *Atas...* Curitiba, SBG, v. 2, p. 90-102.

BARCELOS, J. H. **Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do estado de São Paulo**. Rio Claro, 1984. 191 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP.

BATEZELLI, Alessandro. **Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes**. 2003. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, 08.05. 2003.

BATEZELLI, A., SAAD, A. R., de JESÚS PERINOTTO, J. A., FULFARO, V. J., & ETCHEBEHERE, M. L. D. C. Análise Estratigráfica aplicada à Formação Araçatuba (Grupo Bauru-Ks) no centro-oeste do Estado de São Paulo. *Geociências*, 22(1), 5-32, 2003.

BATEZELLI, A.; GOMES, N. S.; DE JESUS PERINOTTO, J. A. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). *Brazilian Journal of Geology*, v. 35, n. 3, p. 311-322, 2007.

BOULET, René. Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta: équilibres dynamiques et bioclimats. *These Sci*, 1974.

BURAK, D. L., FONTES, M. P., SANTOS, N. T., MONTEIRO, L. V. S., MARTINS, E. D. S., & BECQUER, T. Geochemistry and spatial distribution of heavy metals in Oxisols in a mineralized region of the Brazilian Central Plateau. *Geoderma*, v. 160, n. 2, p. 131-142, 2010.

BUENO, G.T. Appauvrissement et podzolisation des latérites du bassin du Rio Negro et genèse des Podzols dans le haut bassin amazonien. Thèse de doctorat: Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP)/Universidade Estadual Paulista –Júlio de Mesquita Filho” (UNESP). 2006. 193 p.

CASES, J. M.; LIETARD, O.; YVON, J.; DELON, J. F. Étude des propriétés cristallographiques, morphologiques, superficielles des kaolinites désordonnées. *Bulletin Minéralogie, S.I.*, v. 105, p. 439-455, 1982.

CETEM. Centro de Tecnologia Mineral/Ministério da Ciência e Tecnologia. Bauxita. Comunicação Técnica elaborada para Edição do Livro Rochas & Minerais Industriais: Usos e Especificações. Rio de Janeiro, 2005, 279 a 304 pp.

CHADWICK, Oliver A.; BRIMHALL, George H.; HENDRICKS, David M. From a black to a gray box—a mass balance interpretation of pedogenesis. **Geomorphology**, v. 3, n. 3, p. 369-390, 1990.

CORRÊA, W. L. P. Contribuição à gênese e caracterização tecnológica das argilas da região de Uberaba, Minas Gerais. 2006. 143 f. Tese (Doutorado) - Departamento de Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

CORRÊA, G. F. **Les microreliefs “murundus” et leur environnement pédologique dans l’ouest du Minas Gerais, région du plateau central brésilien**. Vandoeuvre-les-Nancy, Université de Nancy I, 1989. 144p. PhD Thesis. Tese de Doutorado.

CORREA, W. L. P.. **Contribuição à gênese e caracterização tecnológica das argilas da região de Uberaba, Minas Gerais**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, 2006, 143 f.

COSTA, M.; SOUSA, D. J. L., ANGÉLICA, R. S. The contribution of lateritization processes to the formation of the kaolin deposits from eastern Amazon. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 27, n. 2, p. 219-234, 2009.

COSTA, M. L.; MORAES, E. L. Mineralogy, geochemistry and genesis of kaolins from the Amazon region. **Mineralium Deposita**, 1998, 33.3: 283-297.

DIAS-BRITO, D., MUSACCHIO, E. A., CASTRO, J. C., MARANHÃO, M. S. A. S., SUÁREZ, J. M. & RODRIGUES, R. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil-concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. **Revue de Paléobiologie**, v. 20, n. 1, p. 245-304, 2001.

DNPM-Departamento Nacional de Produção Mineral. **Sumário Mineral**, 2011.

FABRIS, J.D., VIANA, J.H.M., SCHAEFER, C.E.G.R., WYPYCH, F., STUCKI, J.W. Métodos físicos de análises em mineralogia do solo. In: Melo, V.F., Alleoni, L.R.F. (Eds). **Química e Mineralogia dos Solos, Parte I**. SBCS, Viçosa, 612-695p., 2009.

FERNANDES, L. A. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1: 1.000. 000. **Boletim Paranaense de Geociências**, 2004, 55.

FERNANDES, L. A., COIMBRA, A. M. Revisão Estratigráfica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo) – **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30 n.o 4, p. 717-728, 2000.

FERNANDES, Luiz Alberto. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. 1992. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

FRITSCH, E.; HERBILLON, A.J.; NASCIMENTO, N. R. GRIMALDI, M.; MELFI, A.J.. From Plinthic Acrisols to Plintosols and Gleysols: iron and groundwater dynamics in the tertiary sediments of the upper Amazon basin. **European Journal of Soil Science**, 2007, vol. 58: 989-1006.

GRAVINA, E. G. KAFINO, C. V., BROD, J. A., BOAVENTURA, G. R., SANTOS, R. V., GUIMARÃES, E. M., & JOST, H. Proveniência de arenitos das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do Garimpo do Bandeira: implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do triângulo mineiro. **Brazilian Journal of Geology**, v. 32, n. 4, p. 545-558, 2008

HUSSAK, E. Notícia dos Minerais das Areias Diamantíferas da Bagagem de Água Suja. Typ. Da Cia Ed. Fluminense, Rio de Janeiro, p. 21-25, 1891.

ISHIDA, D. A. Caracterização e gênese de solos e de depósito de caulim associado, São Gabriel da Cachoeira - AM. 2010. 192 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2010.

KRONBERG, B. I.; MELFI, A. J. The geochemical evolution of lateritic terranes. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 1987, 64: 25-32.

MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: *Clays & Clay Mineral Conference*, 7., London, 1960. Proceedings.London, vol.7,pp.317-327, 1960.

MELFI, A.J.; TRESCASES, J.J.; OLIVEIRA, S.M.B. 1979. Les "latérites" nickélifères du Brésil. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, XI, 1, 15-42.

MELFI, A.J. Brazilianbauxitedeposits: a review In: Carvalho, A.; Boulangé, B.; Melfi, A.J.; Lucas, Y (Ed.), *Brazilianbauxites*. São Paulo-Paris, USP-FAPESP-ORSTOM, 1997, pp. 03-22.

MELO, V.F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C.E.G.R.; NOVAIS, R.F.; FONTES, M.P.F. Chemical and Mineralogical Properties of Kaolinite-Rich Brazilian Soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 65, n. 4, p. 1324-1333, 2001.

MONTES, C.R., MELFI, A.J., CARVALHO, A., VIEIRA-COELHO, A.C., FORMOSO, M.L.L. 2002. Genesis, mineralogy and geochemistry of kaolin deposits of the Jari River, Amapá State, Brazil. *Clays and Clay Minerals*, v. 50, n. 4, 494-503.

NAHON, D. 1986. Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In: *Rates of chemical weathering of rocks and minerals*, Coleman, S.M., Dethier, D.P. (Eds). Academic Press Inc., 169-191.

NIEKERK, H.S. VAN; BEUKES, N.J.; GUTZMER, J. Pos-gondwanapedogenic ferromanganese deposits, ancient soil profiles, African land surfaces and paleoclimatic change on the Highveld of South Africa. *Journal of African Earth Science*, 1999, vol. 29, n° 4, pp. 761-781.

PETERSCHIMITT, E.; FRITSCH, E.; RAJOT, J. L.; HERBILLON, A. J. Yellowing, bleaching and ferritisation processes in soil mantle of the Western Ghâts, South India. *Geoderma*, 1996, vol. 74, n° 235-253.

QUEIROZ, A. T. Análise e avaliação da demanda e da disponibilidade hídrica nos alto e médio curso do Rio Uberabinha e o abastecimento público em Uberlândia (MG). 137 f. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geografia, UFU/Uberlândia, 2012.

RIBEIRO, Daniele Tonidandel Pereira. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na região de Uberaba, Minas Gerais. **Brazilian Journal of Geology**, v. 31, n. 1, p. 7-12, 2001.

RICCOMINI, Cláudio. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 2, p. 153-162, 1997.

ROSOLEN, V.; LAMOTTE, M.; BOULET, R.; TRICHET, J.; ROUER, O.; MELFI, A.J. Genesis of a mottled horizon by Fe-depletion within a laterite cover in the Amazon Basin. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences, Série Geoscience*, 2002, vol. 334, pp. 187-195.

SCHWERTMANN, U. The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. **Adv. Soil Sci.**1, p. 171-200. 1985.

SILVA, F. P. E.; KIANG, C. H.; CAETANO-CHANG, M. R.. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 77-88, 2005.

SUGUIO, K. **Formação Bauru. Calcários e sedimentos detríticos associados. São Paulo, Universidade de São Paulo, 1973. 236p.** Tese de Doutorado. Tese de Livre Docência.

SUGUIO, K.; BARCELLOS, J. S.; MONIZ, A. C. Caracterização sedimentológica e mineralógica de formações superficiais argilo-arenosas peculiares dos planaltos do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 29, Ouro Preto, Anais. SBG, 1976, pp. 241-247.

TARDY, Y. *Pétrologie des laterites et des sols tropicaux.* Masson, Paris, 1993, 459p.

TAVARES, Roberto *et al.* Levantamento da Geologia da Bacia Bauru (Cretáceo Superior) na Região Pontal do Triângulo Mineiro, Minas Gerais. **Horizonte Científico**, v. 6, n. 1, 2012.

TORRENT, J; BARRON, V. Use of the Kubelka—Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. **Journal of Soil Science**, v. 37, n. 4, p. 499-510, 1986. TORRENT, J. & BARRÓN, V. (1986). Use of the Kubelka—Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. *Journal of Soil Science*, 37(4), 499-510.

TORRENT, J. & BARRÓN, V. Laboratory measurement of soil color: theory and practice. In: Bigham, J.M. & Ciolkosz, E.J., eds. *Soil color.* Madison, Soil Science Society of America, 1993. p.21-33.

TROLARD, F., SOULIER, A., CURMI, P. Les forms solides du fer en milieu hydromorphe acide: une approche compartimentale par dissolution selective. *C.R.Sci. Paris*, 316, série II, p. 1463-1468, 1993.

VEPRASKAS, M.J. 1992. Redoximorphic features for identifying aqui conditions. Technical Bulletin 301, North Carolina State University, Raleigh, NY.

ZAMBRANO, A. R. Minérios refratários—um estudo preliminar. **Grupo Votorantin, Cerâmica de Guarulhos SA**, 1981.