



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DA
BAUXITA DERIVADA DO ANORTOSITO,
BARRO ALTO, GOIÁS**

Wagner Martins dos Santos

Dissertação de Mestrado

Brasília, DF
Mai 2011



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
Programa de Pós-Graduação em Geologia

MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DA BAUXITA DERIVADA DO ANORTOSITO, BARRO ALTO, GOIÁS

Wagner Martins dos Santos

Dissertação de Mestrado

Área de Concentração: Prospecção e Geologia Econômica

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Edi Mendes Guimarães (UnB)
Co-orientador: Prof^º. Dr^º. Claudinei Gouveia Oliveira (UnB)

Banca Examinadora
Prof^º. Dr^º. Raul Minas Kuyumjian (UnB)
Prof^º. Dr^º. Marcondes Lima da Costa (UFPA)
Suplente: Dr^ª. Sara Lais Rahal Lenharo (DPF)

Brasília, DF
Mai 2011

Dedicado ao meus Pais:
Waldemar e Elizabete
Que com coragem inalcançável deixaram as margens do rio Corrente em direção ao sonho
da nova capital.

AGRADECIMENTOS

Tenho grande satisfação em reconhecer e agradecer àqueles que contribuíram com a construção de mais um capítulo na minha vida.

MEU DEUS E MEU TUDO: Meu pai e minha mãe, por todo exemplo e demonstração de amor. A Lena e Maristela, por onde estiver, por onde for, somos um só, pelo nosso amor e união. E ao meu sobrinho Heitor por alegrar ainda mais nossa família.

Agradeço a Flávia Regina, “minha pequena”, que por compreensão e companheirismo é digna de todo carinho.

Agradeço a NATUREZA por criar poucas coisas tão valiosas quanto os bons amigos:

Agradeço imensamente o Prof^o Dr^o. Claudinei Gouveia Oliveira que me fez o convite para dissertar sobre a jazida de Bauxita de Barro Alto e permitiu, gentilmente, que este trabalho fosse orientado pela Prof^a Dr^a Edi Mendes Guimarães, com a qual eu tive a sorte de ser aceito como “aluno” orientando e que me ajudou a enxergar melhor a geologia, a escrita e pacientemente me guiou e durante todo meu trabalho, sou muito grato por toda a atenção.

Agradeço ao Geólogo Gustavo Guerra (EDEM Mineração), que permitiu a realização deste trabalho com todo o apoio logístico, de campo, da utilização de amostras, relatórios internos, muito obrigado por essa grande atitude. Agradeço a geóloga Julia Curto, os técnicos Juliano e Bolinha que me acompanharam em etapas de campo, sempre solícitos, muito obrigado. Agradeço ainda ao Consultor Tadeu Veiga pela atenção e disponibilidade.

Agradeço aos profs. Marcondes Costa e Raul Minas pelas correções e sugestões ao trabalho

Agradecimento aos amigos do LDRX (UnB), Ana Paula e Samuel e aos amigos Louis, Henrique, Paniago, Max e Clécio.

Agradeço ao pessoal do Lab. de Catálise (UnB) – Prof. Zeca, Silvia, Felipe, Julio.

Agradeço a geóloga Heloisa Helena A. B. da Silva - FURNAS - Laboratório de Mecânica das Rochas do Departamento de Apoio e Controle Técnico de Furnas e ao Técnico em Mineração Renato Batista de Oliveira, pelas análises de MEV.

Agradeço ao químico Myller, Fernando e Prof. Geraldo Boaventura – LAGEQ/IG, e a Denise Adriane Santos Sobrinho e Wisley, pessoas muito solícitas.

Agradeço à Francisca, Adalgisa e Marcelo – Lab. de Laminação/IG, sempre atenciosos.

Agradeço aos desconhecidos que fizeram a trilha sonora desta dissertação, e que me fazem companhia por todo tempo com suas gloriosas canções. Hail!!!!

A atuação do intemperismo sobre o anortosito do Complexo Máfico-Ultramáfico de Barro Alto, Goiás, gerou o primeiro depósito de bauxita economicamente viável na região centro-oeste do Brasil. Situada nos municípios de Barro Alto e Santa Rita do Novo Destino, a jazida possui teores médios acima de 50% de Al_2O_3 aproveitável e com reserva estimada em 100 Milhões de toneladas.

As condições litológicas, topográficas e de drenagem existentes na área da jazida foram extremamente favoráveis ao desenvolvimento do manto de alteração que capeia o anortosito. Trata-se de perfis de alteração altamente evoluídos, que constituem um corpo único de minério, onde foram individualizados, grosseiramente da base para o topo, cinco fácies de alteração:

1) Fácies Bauxita Porosa (FBP) considerada isalterítica, já que preserva estruturas e texturas derivadas do anortosito; 2) Fácies caulínica (FCP) formada pela caulinitização direta do anortosito; 3) Fácies Argilosa com blocos de Bauxita (FAB) constitui a porção argilosa, na qual o maior volume de caulinita é associada à gibbsita, exibindo feições de substituição da bauxita, indicativas de ressilicificação. 4) Fácies Bauxita Maciça (FBM), formada a partir da remobilização de alumínio em uma segunda fase de bauxitização, indicada pela textura microcristalina de gibbsita que preenche poros e fraturas que cortam a bauxita primária. 5) Fácies Bauxita Coluvionar (FBC) caracterizada por materiais desagregados das fácies bauxíticas pré-existentes e se depositaram sobre as diferentes fácies do manto intempérico.

O minério se formou a partir de um processo de bauxitização intensa e diretamente desenvolvida sobre a rocha-mãe, na qual a paragênese primária do anortosito, composta predominantemente por labradorita, e subordinadamente por piroxênio, granada, escapolita, além de traços de minerais opacos (ilmenita, magnetita e espinélio) foi bruscamente substituída por minerais neoformados, marcadamente por gibbsita e caulinita, além de goethita, hematita, lepidocrocita, boehmita, diásporo e anátasio. Notáveis cristais centimétricos de coríndon, de origem supergênica, ocorrem envoltos por halo ferruginoso.

Quimicamente, o perfil é caracterizado, em relação ao anortosito, por uma concentração de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , perda intensa de SiO_2 nas fácies bauxíticas e moderada no caso das fácies argilosas e perda muito expressiva dos álcalis, desde os estágios iniciais da alteração, em ambos os materiais, bauxítico e argilosos. Tratamentos estatísticos efetuado com os dados de análises químicas, correlação Pearson, análise de *clusters* e cálculos isovolumétricos colocam em evidência o relacionamento entre as espécies químicas, identificando quatro grupos: elementos que apresentam afinidade com alumínio e se concentram nas fácies mais gibbsíticas (Ga , H_2O^+); elementos que possuem comportamento geoquímico similar ao silício e se concentram nas fácies mais argilosas (Rb , ETR, Ca , Sr); elementos com comportamento similar ao do ferro (TiO_2 , Cr , Zr , Hf , Co , P , Mg , Mn , Ni e ETRs pesados) e elementos com comportamento independente (Ba , Be , Mo , Sn , Na , K).

A existência de cinco fácies de alteração, por vezes bem individualizadas, apresentando cada uma composição, textura e estruturas próprias, as relações de contato entre as diferentes fácies de alteração, bem como as relações entre os diferentes materiais constituintes em cada fácies sugerem gênese complexa e polifásica para o manto de alteração.

ABSTRACT

The role of weathering of the mafic-anorthosite Complex of Ultramafic Barro Alto, Goiás, has generated the first economically viable bauxite deposit in central-west Brazil. Located in the municipalities of Barro Alto and Santa Rita do Novo Destino, the reservoir has Al₂O₃ average levels above 50% and usable reserves estimated at 100 million tonnes.

The lithological context, topography and drainage in the reservoir area were extremely favorable to the development of bauxitic profiles. These are highly evolved profiles, which constitutes a single ore body, represented by the alteration mantle that overlaps a significant topographic elevation, called Serra da Torre, among 900 and 1500 meters in altitude, where were isolated into five facies:

1) Porous Bauxite Facies (FBP) considered isalteritic, since it preserves structures and textures derived from the anorthosite and 2) Massive Bauxite Facies (FBM), formed from aluminum remobilization in a second bauxitization phase, recognized by the microcrystalline gibbsite texture that fills the pores and fractures cutting the primary bauxite. 3) Colluvial Bauxite Facies (FBC) is characterized by the disaggregated materials from the saprolite reworked and deposited on the different facies of the weathering mantle, leading to bauxitic- lateritic formation representing the most mature stage of the profile. 4) Shaly with Bauxite Blocks Facies (FAB) is the clay portion, on which the greatest kaolinite volume is associated with gibbsite, showing bauxite substitution features, indicating resilicification. 5) Shaly Facies (FAP) formed by the anorthosite direct kaolinitization;

The ore was formed by a intense bauxitization process directly developed on parent rock, in which the primary anorthosite paragenesis, composed mostly of labradorite and subordinated by pyroxene, garnet, scapolite, and traces of opaque minerals (ilmenite, magnetite and spinel) was abruptly replaced by newly formed minerals, especially by kaolinite and gibbsite, as well as goethite, hematite, lepidocrocite, boehmite, diasporite and anatase. Remarkable corundum centimetric crystals, of supergene origin, occur surrounded by a ferruginous halo.

Chemically, the profile is characterized as related to the anorthosite, with a residual concentration of Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , with a severe loss of SiO_2 in the bauxite facies and a moderate SiO_2 loss in the clayey and a very significant alkali loss in both materials, bauxitic and clayey, from the early stages of alteration. Statistical processing performed with data from chemical analysis, Pearson correlation, Clusters analysis and isovolumetric calculations provide evidence of the relationship among chemical species, by identifying four groups: Elements that are similar to aluminum and concentrated on gibbsite facies (Ga, H_2O^+) Elements that are similar to silicon and are concentrated in the clay facies (Rb, REE, Ca, Sr) elements with similar behavior to iron (TiO_2 , Cr, Zr, Hf, Co, P, Mg, Mn, Ni and heavy REEs) and elements with independent behavior (Ba, Be, Mo, Sn, Na, K).

The presence of five alteration facies, sometimes well individualized, with each composition, texture, structure, change of contact relations among the different facies as well as the relationships among the different constituent materials in each facies clearly suggests a polyphasic complex genesis for the residual mantle.

ÍNDICE

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	iii
ABSTRACT	v
ÍNDICE	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	x
ÍNDICE DE TABELAS	xiii
1. INTRODUÇÃO	01
1.1. Considerações.....	01
1.2. Localização e Acesso.....	02
1.3. Justificativa da Dissertação e Objetivos.....	04
2. BAUXITA – Características, Aplicações e Aspectos Econômicos	06
2.1. Considerações Históricas.....	06
2.2. Geologia da Bauxita.....	08
2.3. Principais Depósitos no Mundo.....	10
2.4. Principais Depósitos no Brasil.....	15
2.5. Aplicações.....	17
2.6. Panorama do Mercado Mundial e Brasileiro.....	19
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	22
3.1 – Introdução.....	22
3.2 – Unidades Geológicas Regionais.....	25
3.2.1. Arqueano.....	25
3.2.1.1. Complexo Granito-Gnáissicos.....	26
3.2.2. Paleo/Mesoproterozóico.....	26
3.2.2.1. Grupo Serra da Mesa.....	26
3.2.3. Meso/Neoproterozóico.....	27
3.2.3.1. Grupo Paranoá.....	27
3.2.3.2. Complexos Máfico-ultramáficos acamadados de Goiás.....	27
3.2.3.2.1. Dados Geocronológicos.....	28
3.2.3.2.3. Sequência Vulcanossedimentar Juscelândia.....	29
4. CONDIÇÕES DO MEIO NATURAL	31
4.1. Geologia do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto.....	31
4.1.1. Evolução do conhecimento sobre a geologia do Complexo.....	32
4.1.2. Sequência Anortosítica.....	35

4.1.2.1. Solo derivado do Anortosito.....	37
4.2. Condições climáticas atuais (temperatura e precipitação).....	37
4.3. Evolução geomorfológica do Planalto Brasileiro.....	37
4.3.1. Geomorfologia recente.....	39
4.4. Drenagens.....	42
4.5. Vegetação.....	42
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	43
5.1. Amostragem.....	43
5.1.1. Critérios para amostragem.....	45
5.2. Técnicas Analíticas Utilizadas.....	47
5.2.1. Difração de Raios-X.....	47
5.2.2. Microscopia ótica.....	48
5.2.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	48
5.2.4. Análises Químicas.....	49
5.2.4.1. Extração seletiva de óxidos.....	50
5.2.4.2. Estimativa da substituição isomórfica na goethita.....	51
5.3.5. Análise termo-diferencial e análise termo-gravimétrica.....	51
6. OS PERFIS DE ALTERAÇÃO.....	53
6.1. Perfis de alteração.....	53
6.1.1. Anortosito e seu córtex de alteração (AN).....	57
6.1.2. Fácies Bauxita Porosa Isalterítica(FBP).....	60
6.1.3. Fácies caulínica derivada da alteração do plagioclásio (FCP)....	63
6.1.4. Fácies Argilosa com frag. de Bauxita (FAB).....	64
6.1.5. Fácies Bauxita Maciça (FBM).....	66
6.1.6. Facies Bauxita Coluvionar (FBC).....	68
7. EVOLUÇÃO MINERALÓGICA DO PERFIL DE ALTERAÇÃO.....	72
7.1. Caracterização da Paragênese Primária.....	72
7.2. Alteração do Anortosito.....	77
7.2.1. Plagioclásio.....	78
7.2.2. Piroxênio e Anfibólio.....	82
7.2.3. Granada.....	84
7.2.4. Escapolita.....	85
7.2.5. Minerais Opacos.....	85
7.3. Minerais Neoformados.....	86
7.3.1. Gibbsita, Boehmita, Diásporo.....	87
7.3.1.1. Ocorrência de Coríndon no Perfil de Alteração.....	90
7.3.2. Caulinita e Halosita.....	92
7.3.3. Goethita, Hematita e Lepidocrocita.....	95
7.3.3.1. Substituição do alumínio por ferro na goethita.....	96
7.3.4. Anatásio.....	96
7.4. Filiação mineralógica.....	97

8. EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA DO PERFIL DE ALTERAÇÃO.....	99
8.1. Composição química do anortosito.....	99
8.2. Composição química das fácies de alteração.....	100
8.3. Tendências gerais da alteração.....	102
8.3.1. Distribuição do Fe e Ti.....	108
8.3.2. Distribuição do Ga.....	110
8.4. Balanço Geoquímico da Alteração.....	111
8.5. Comportamento dos Elementos Terras Raras (ETR).....	115
8.5.1. Distribuição e Fracionamento dos ETR.....	115
8.5.2. Mobilidade relativa dos ETR.....	118
9. ESQUEMA GENÉTICO E EVOLUTIVO DA JAZIDA.....	121
9.1. Fatores Condicionantes da Bauxitização do Anortosito.....	121
9.1.1. Fator Litológico.....	121
9.1.2. Fator Climático.....	123
9.1.3. Fator Topográfico.....	124
9.2. Esquema Genético e Evolutivo da Jazida.....	125
10. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	129
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	132

ANEXO I – Descrições das amostras

ANEXO I – Análises Químicas

ANEXO III – Difractogramas

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização da jazida de bauxita de Barro Alto, destacando posição geográfica centralizada no estado de Goiás e proximidade de grandes centros urbanos (Distrito Federal, Goiânia e Anápolis).	03
Figura 1.2. Aspecto panorâmico da vertente leste da <i>serra da Torre</i> , expressiva elevação no contexto geomorfológico do complexo Barro Alto. Em primeiro plano, as instalações da mina de níquel da Mineradora <i>Anglo American</i> . A jazida de bauxita está localizada no alto e na vertente oeste da serra.	04
Figura 2.1. Estrutura cristalina da gibbsita (A), boehmita (B) e diásporo (C) Valeton (1972).	08
Figura 2.2. A) Bauxitas provenientes de Minas Gerais, Brasil. à esquerda, bauxita de Ouro Preto; ao centro e à direita, bauxita de Poços de Caldas (Veiga, 2005). B) Matriz bauxítica de textura fina, porosa, envolvendo pisólitos ferruginosos, Paragominas, Pará, Brasil (Kotschoubey <i>et al</i> , 2006). C) Fragmentos da crosta feruginosa englobados por bauxita porosa, Paragominas, Pará, Brasil (Kotschoubey <i>et al</i> , 2006). (D) Transição entre a bauxita argilosa clara e bauxita escura, Masatdagi diásporo bauxita, Alanya, Antalya, Turquia (Temur & Kansun, 2006). E) Limonita (amarelo amarronzado) hidróxido de alumínio amorfo, Masatdagi diásporo bauxita, Alanya, Antalya, Turquia (Temur & Kansun, 2006).	09
Figura 2.3. Reserva (em bilhões de toneladas) dos principais países produtores de bauxita (ABAL, 2009).	10
Figura 2.4. Distribuição geográfica das principais províncias bauxíticas por tipo de depósito (Bardossy & Aleva, 1990)	12
Figura 2.5. Principais regiões do Brasil produtoras de bauxita (Kotschoubey, 1988).	16
Figura 2.6. Cadeia produtiva do alumínio.	18
Figura 2.7. Produção de alumínio no mundo e no Brasil, com crescimento constante (ABAL, 2009).	20
Figura 2.8. Evolução do preço do Alumínio, mostrando queda em 2008 e 2009 provocados pela crise econômica mundial (DNPM, 2009, ABAL, 2011).	21
Figura 3.1. Mapa Geológico simplificado da Província Estrutural Tocantins (compilado e modificado de Marini <i>et al</i> , 1984 e Fuck, 1994).	23
Figura 3.2. Evolução neoproterozóica da Faixa Brasília mostrando a posição dos crátons e os <i>trends</i> das sucessivas fases de compressão (Pimentel <i>et al</i> , 2000).	24
Figura 3.3. Mapa de localização das principais unidades geológicas regionais ao Complexo Máfico-Ultramáfico de Barro Alto (Pimentel <i>et al.</i> , 2004).	25
Figura 4.1. Mapa simplificado do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto, evidenciado sua forma de “bumerangue”, e perfil esquemático, baseado em Ferreira Filho <i>et al.</i> (2010).	33
Figura 4.2. Mapa do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto, com detalhe para a área da jazida, compreendida sobre rochas da sequência anortosítica, e próxima a jazida de níquel laterítico.	36
Figura 4.3. Tomada da encosta NW do morro da Torre, a W de Barro Alto, na cota aproximada de 1400 metros. Em primeiro plano aflora blocos de bauxita, ao fundo na parte arrasada, representadas por rochas do Grupo Serra da Mesa, se situa cotas de 500 a 600 metros, as quais correspondem à Superfície Velhas. As serras alongadas correspondem a remanescentes da Superfície de Aplainamento Sulamericana, com cotas variando de 900 a 1000 metros.	39
Figura 4.4. A) Imagem representativa no topo da jazida (no fundo as torres de telecomunicação). B) Forma de relevo mostrando uma encosta convexa. C) Feição erosiva, mostrando um lagedo de rocha fresca esposta pela ação erosiva. D) feição topográfica típica da baixada.	41
Figura 5.1. Mapa de localização dos principais pontos de amostragens, representados pelos furos de sondagem rotativa a diamante, furos de trado, poços e bancadas ao longo de toda a extensão da	44

jazida. (Veiga, 2005)	
Figura 5.2. A: Pilha de material escavado em poços de pesquisa e individualizado a cada metro.	
B: Testemunho de sondagem rotativa a diamante, marcado pela baixa recuperação do material, principalmente dos níveis argilosos.	46
C: (Foto Veiga, 2005) Escavação de bancada em barranco da estrada, para exposição do perfil de intemperismo e coleta de amostras.	
D: (Foto Veiga, 2005) Sondagem a trado motorizada executada em solo bauxítico no topo do espigão, recoberto por vegetação rala característica.	
Figura 6.1 Seção A-A' com a toposequência estudada.	54
Figura 6.2. Perfil bauxítico “geral” para a jazida de bauxita de Barro Alto.	56
Figura 6.3. Núcleo de anortosito preservado envolvido por bauxita. (Veiga, 2005).	57
Figura 6.4. Difratoograma típico do anortosito.	58
Figura 6.5. A) Afloramento de anortosito, com bandamento incipiente e estrutura esferoidal. B) Anortosito exposto pela erosão, mostrando nível do córtex de alteração e bandamento constituído por grãos de espinélio (preto) e granada (marron). C) Aspecto do anortosito, maciço e de granulação média.	59
Figura 6.6. Aspectos da Bauxita Porosa Isalterítica. De cima para baixo: Bauxita porosa isalterítica típica (foto EDEM MINERAÇÃO); <i>Boulder</i> decimétrico, facetado imerso em bauxita porosa; Bauxita porosa isalterítica <i>in situ</i> , mostrando bandamento bem preservado (Poço W1).	61
Figura 6.7. Aspectos da Bauxita Porosa Isalterítica, em destaque as cavidades e estrutura tipo <i>box-work</i> .	62
Figura 6.8. Difratoograma do córtex de alteração, da porção envolta do <i>boulder</i> , composta essencialmente por gibbsita, e subordinadamente por caulinita, haloisita e goethita.	62
Figura 6.9. Difratoograma típico da Fácies Caulínica derivada da alteração do plagioclásio (FCP), composta essencialmente por caulinita e subordinadamente por gibbsita e goethita.	63
Figura 6.10. Difratoograma típico da Fácies Argilosa com blocos de bauxita (FAB), composta essencialmente por gibbsita, caulinita e subordinadamente por goethita e hematita.	64
Figura 6.11. Fácies Argilosa com blocos de bauxita: A) blocos de bauxita porosa isalterítica envoltos por argila plástica; B) Bauxita maciça envoltos por argila plástica; C) Bloco de bauxita isalterítica substituído por caulinita, com preservação do bandamento. D) Aspecto desta fácies <i>in situ</i> (Poço PW-1)	65
Figura 6.12. Aspectos da Bauxita Maciça, em destaque estruturas do tipo “estalactites”, ocupando planos de fraturas.	66
Figura 6.13. Aspectos da Bauxita Maciça. De cima para baixo: Bauxita maciça, evidenciado a esfoliação esferoidal; Bauxita maciça fraturada, com planos de esfoliação esferoidal preenchidos por óxidos; Bauxita maciça, com esfoliação esferoidal envolvendo núcleo de anortosito preservado.	67
Figura 6.14. Difratoograma típico da Fácies Bauxita Maciça (FBM), composta essencialmente por gibbsita, e subordinadamente por goethita e hematita.	68
Figura 6.15. Difratoograma típico da Fácies Bauxita Coluvionar (FBC), composta por quantidades variáveis de gibbsita e caulinita, e subordinadamente por goethita e hematita.	69
Figura 6.16. Aspectos da Fácies Coluvionar. De cima para baixo: Fragmentos bauxíticos cobrindo toda a extensão da jazida; Fragmentos angulosos, (mm a cm) de bauxita, envoltos por matriz argilosa; Em destaque, bloco (~1metro) de bauxita maciça envolto por matriz argilosa, de cor amarronzada.	70
Figura 6.17. Fragmentos bauxíticos, maciços, essencialmente gibbsíticos relacionadas a canais em forma de raízes.	71
Figura 7.1. No centro, agregados de cristais irregulares de piroxênios intersticiais. Nota-se no lado esquerdo, contatos interpenetrativos de plagioclásio apresentado maclas polissintéticas.	74
Figura 7.2. Piroxênio intersticial, com inclusão de plagioclásio e com bordas de alteração. Granadas dispersas.	74
Figura 7.3. Textura simplectítica caracterizada pelo intercrescimento vermiforme de um mineral opaco (ilmenita ou magnetita) com hornblenda, no contato com um grão de plagioclásio com bordas corroídas (Veiga, 2005).	76

Figura 7.4. Aspecto geral da rocha, mostrando cristais irregulares de plagioclásio com geminação típica, piroxênio e anfibólio, escapolita (cristal colorido, no canto superior direito) e granada (preto). 42x (Veiga, 2005).	76
Figura 7.5. Alteração do plagioclásio. Rápida transformação por hidrólise do plagioclásio. A dissolução se dá ao longo dos contatos interminerais favorecidas pelas descontinuidades presentes nos minerais.	79
Figura 7.6. Minerais primários cortados por fraturas ocasionando a dissolução no interior do cristal.	81
Figura 7.7. Alteração do piroxênio marcada pela diminuição das cores de interferência e instalação da rede goethítica nas bordas dos cristais.	83
Figura 7.8. A alteração dos minerais máficos prossegue com o aumento dos halos ferruginosos onde persistem resquícios de piroxênio na parte interna dos minerais.	83
Figura 7.9. Pseudomorfos de granada, marcados pela cristalização de goethita ao longo dos planos de fissuras formando uma estrutura do tipo “ <i>box-work</i> ” e preenchidos por gibbsita	84
Figura 7.10. Mineral opaco pouco alterado envolto pelo material de alteração.	85
Figura 7.11. Variação da mineralogia nos furos de sondagem (F-01; F-15; F-22 e F-32). Estes dados foram obtidos confrontando as análises de raio-x e análises químicas.	86
Figura 7.12. Agregado de cristais de microcristalino de gibbsita mostrando porosidade incipiente.	87
Figura 7.13. Cristais euédricos de gibbsita formando estruturas tipo “estalactites”.	88
Figura 7.14. Termograma da gibbsita, mostrando perda abrupta de OH estrutural a ~300°C.	89
Figura 7.15. Cristal de coríndon centimétrico, envolto por halo ferruginoso, associado a bauxita maciça.	90
Figura 7.16. Difrátograma do cristal de coríndon e halo ferruginoso associado.	91
Figura 7.17. Termograma do coríndon, mostrando perda mínima de OH estrutural a ~ 550°C, perda possivelmente associada a presença do diásporo.	91
Figura 7.18. Feição de substituição da gibbsita por caulinita. Gb: gibbsita; Kl: caulinita.	93
Figura 7.19. Termograma típico da gibbsita e caulinita, com perda de OH estrutural em 300°C e 500° C, respectivamente	94
Figura 7.20. Óxi-hidróxidos de ferro percolando fissuras no material bauxítico.	95
Figura 7.21. Representação esquemática das relações genéticas entre os minerais primários e minerais secundários neoformados.	98
Figura 8.1. Diagrama triangular mostrando a distribuição de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ e Fe ₂ O ₃ , no saprólito, típica de alteração bauxítica (Bardossy & Aleva, 1997).	102
Figura 8.2. Diagrama triangular de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ e Fe ₂ O ₃ , para conceituação do grau de bauxitização (Schellmann, 1981). À esquerda, mostra a bauxita como um processo de bauxitização forte (furo 1). A direita, o perfil mostra que mesmo as zonas mais caulinitizadas ocorrem como uma mistura de caulinita e gibbsita.	103
Figura 8.3. Representação gráfica dos coeficientes de correlação para os principais elementos em função dos coeficientes de correlação do Al e Si.	105
Figura 8.4. Análise de <i>clusters</i> em relação as fácies argilosas e as fácies bauxíticas desenvolvidas sobre o anortosito.	106
Figura 8.5. Distribuição do ferro e titânio ao longo dos perfis de alteração.	109
Figura 8.6. Padrão de distribuição dos ETR normalizado para o condrito, com os dados do anortosito e das diferentes fácies de alteração.	117
Figura 9.1. Sistema de fraturas que cortam o anortosito.	123
Figura 9.2. Esquema evolutivo da jazida de bauxita de Barro Alto.	128

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1. Definição de alguns termos utilizados na indústria do alumínio. Adaptado de Gow & Lozej (1993).	07
Tabela 2.2. Principais minerais constituintes da bauxita. Fonte: Habashi (1993)	08
Tabela 2.3. Principais Províncias Produtoras de Bauxita do mundo (adaptado de Bardossy & Aleva, 1990).	13
Tabela 2.4. Principais depósitos brasileiros de Bauxita, adaptado de Melfi, (1996), de Kotschoubey <i>et al</i> (1999, 2006) e Mártires (2008). Em destaque, a jazida de Barro Alto (Veiga, 2008).	17
Tabela 3.1. Tabela com o resumo dos dados geocronológicos obtidos em rochas dos complexos de Cana Brava, Niquelândia, Barro Alto e das Sequências Vulcano-sedimentares (Palmeirópolis, Indianópolis e Juscelândia,).	29
Tabela 4.1. Quadro esquemático mostrando as diferentes subdivisões estratigráficas proposta para Complexo Barro Alto segundo vários autores.	34
Tabela 6.1. Características dos perfis amostrados.	54
Tabela 8.1. Composição química média do Anortosito e fácies de alteração.	100
Tabela 8.2. Coeficientes de correlação Pearson, calculado em 62 amostras das diferentes fácies da jazida de Barro Alto.	104
Tabela 8.3. Balanço dos ganhos e perdas médias (expresso em %) para as fácies em relação ao anortosito.	113
Tabela 8.4. Concentração média de ETR do Anortosito e fácies de alteração.	116
Tabela 8.5. Ganhos e perdas dos ETR nas diferentes fácies de alteração.	118

CAPÍTULO 1

Introdução

1.1. Considerações

Esta dissertação de mestrado desenvolvida no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, sob orientação da Prof.^a Edi Mendes Guimarães e co-orientação do Prof.^o Claudinei Gouveia de Oliveira tem como objeto de estudo a jazida de bauxita de Barro Alto, porção central de Goiás.

O Brasil possui a terceira maior reserva de bauxita do mundo, sendo que boa parte deste material está concentrada nos depósitos da região amazônica (Paragominas, Trombetas e outros). A descoberta da expressiva jazida de Barro Alto, no estado de Goiás – a primeira na região centro-oeste, de comprovada viabilidade econômica – amplia e estende geograficamente as perspectivas de investimento na produção de bauxita no país, tendo em vista atender uma demanda em condições de expansão.

A jazida de bauxita está situada sobre rochas de composição anortosítica que fazem parte do contexto geológico do Complexo Máfico-ultramáfico de Barro Alto.

O Complexo Máfico-ultramáfico de Barro Alto representa juntamente com os complexos de Niquelândia e Cana Brava as maiores intrusões máfico-ultramáficas da região central do Brasil. Do ponto de vista da geologia econômica, constituem-se em importantes alvos para exploração mineral, principalmente de níquel laterítico, cobre, além de apresentar áreas mineralizadas para elementos do grupo da platina (EGP) (Ferreira Filho, 1994).

Os primeiros trabalhos que descrevem rochas ultrabásicas no estado de Goiás foram executados no fim do século XIX, por Hussak (1894) seguido por trabalhos de Moraes (1935), Pecora e Barbosa (1944) e Scorza (1946) (Souza, 1973). Entretanto, o

conhecimento do potencial prospectivo do complexo de Barro Alto, ao contrário do Complexo de Niquelândia, que aconteceu no início do século XX, só ocorreu nos anos de 1960, através de projetos desenvolvidos pelo Departamento de Produção Mineral (DNPM): os Projetos Brasília (Barbosa *et al.*, 1969) e Goianésia-Barro Alto (Baeta Jr. *et al.*, 1972), visando o mapeamento e integração das ocorrências minerais conhecidas. O conhecimento dos complexos foi ampliado através de pesquisas desenvolvidas por companhias privadas, impulsionadas pela potencialidade de numerosos recursos minerais, freqüentemente associados a este ambiente geológico.

A ocorrência de bauxita no complexo de Barro Alto foi anunciada, primeiramente, no Projeto Goianésia-Barro Alto, em 1972, embora naquele momento, o seu potencial econômico não tenha despertado grande interesse. No final do ano de 1999, pesquisas executadas pela EDEM Mineração, com o objetivo de mapear depósitos de bauxita no estado de Goiás, constataram que esta ocorrência apresentava condições muito favoráveis a sua exploração econômica, considerando sua dimensão, quantidade, qualidade do minério, localização, infra-estrutura, facilidade de lavra e escoamento da produção.

A dissertação é composta por duas partes: a primeira parte, apresenta uma revisão bibliográfica e constitui os capítulos sobre: aspectos gerais da bauxita; contexto geológico e geomorfológico regional e local; além das metodologias empregadas nas análises do material estudado. Na segunda parte, são apresentados os dados e interpretações, como uma síntese geral acerca dos resultados alcançados, representados pelos capítulos de descrição dos perfis estudados, evolução mineralógica e geoquímica, e gênese e evolução da jazida.

1.2. Localização e acesso

A jazida de bauxita de Barro Alto está localizada na porção central do estado de Goiás, compreendida entre os municípios de Barro Alto e Santa Rita do Novo Destino, ao norte da localidade de Souzalândia. As coordenadas geográficas que centralizam a jazida são: 15°09'28,7" S e 49°06'57,7"W. Distante cerca de 170 km a noroeste de Brasília, (figura 1.1) o acesso se dá pela BR-080 no sentido das cidades de Padre Bernardo e Dois Irmãos em direção a cidade de Barro Alto.

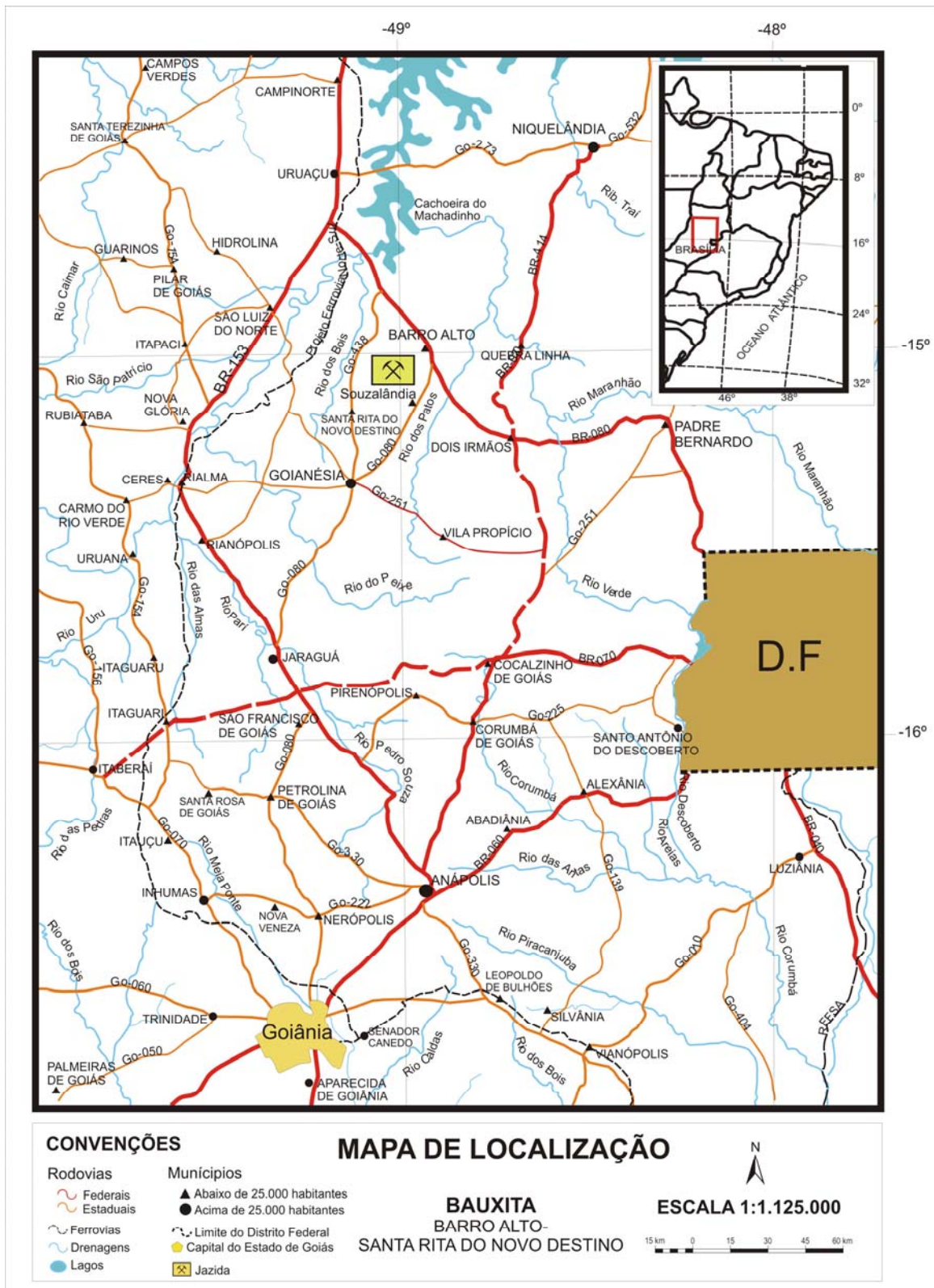


Figura 1.1. Mapa de localização da jazida de bauxita de Barro Alto, destacando posição geográfica centralizada no estado de Goiás e proximidade de grandes centros urbanos (Distrito Federal, Goiânia e Anápolis).

Próximo à cidade Barro Alto toma-se a GO-080, seguindo por cerca de 7 Km, até o entroncamento que dá acesso à mina de níquel pertencente à Mineradora *Anglo American*, próximo ao povoado de Souzalândia.

A partir daí segue-se por cerca de 12 Km para sudoeste por estrada com trecho asfaltado e outro não pavimentado, até a entrada secundária que dá acesso às torres de transmissão situadas no alto da *serra da Torre* (figura 1.2).



Figura 1.2. Aspecto panorâmico da vertente leste da *serra da Torre*, expressiva elevação no contexto geomorfológico do complexo Barro Alto. Em primeiro plano, as instalações da mina de níquel da Mineradora *Anglo American*. A jazida de bauxita está localizada no alto e na vertente oeste da serra.

1.3. Justificativa da Dissertação e Objetivos

A jazida de bauxita de Barro Alto é singular, complexa e peculiar.

Representa a primeira jazida de bauxita viável economicamente encontrada na região centro-oeste do Brasil e somente agora, estão sendo desenvolvidos os primeiros trabalhos acadêmicos.

Está situada na porção central do estado de Goiás, posição privilegiada, próxima a grandes centros urbanos, como o D.F, Goiânia e Anápolis, com boa infra-estrutura. Próximo à jazida de bauxita, inserido no contexto geológico do complexo máfico-

ultramáfico Barro Alto, está localizado o importante depósito de níquel laterítico de Barro Alto.

A jazida resulta do intemperismo de rochas anortosíticas, que produziu o perfil de alteração representado por um saprólito bauxítico, com teor de Al_2O_3 aproveitável acima de 50% (Veiga, 2005), na qual a passagem entre a rocha-mãe e o minério é abrupta, contendo níveis de argila de distribuição aleatória. Além disso, não possui capeamento ou cobertura de solo significativo, o que facilita a lavra e beneficiamento do minério.

Descrições da alteração intempérica de anortositos que resultaram em depósitos potenciais para a exploração de bauxita são raras; como exemplo, temos o depósito de Bakhuis Mountains, no Suriname (Bardossy & Aleva, 1990).

Assim, o objetivo principal desta dissertação é a caracterização mineralógica e química do perfil de alteração, visando principalmente:

- ✓ Caracterizar a jazida: elaborar perfis da jazida, classificação morfológica e suas feições típicas;
- ✓ Caracterizar os principais constituintes minerais, sua filiação e evolução;
- ✓ Analisar o comportamento geoquímico dos elementos no perfil de alteração;
- ✓ Entender os aspectos fisiográficos e os principais controles, importantes para o desenvolvimento e preservação da jazida de bauxita;
- ✓ Compreender a gênese e o grau de evolução da jazida;

No intuito de alcançar estes objetivos e propor um modelo genético para a jazida, a partir das características mineralógicas e geoquímicas, foram empregadas diversas técnicas analíticas, como a difração de raios-x (DRX), análises químicas de elementos maiores e alguns traços, microscopia ótica e microscopia eletrônica de varredura (MEV), além de análises térmica e gravimétrica diferencial (ATD e ATG), aplicadas na rocha fresca e nas porções alteradas.

CAPÍTULO 2

Bauxita - Características, Aplicações e Aspectos Econômicos

2.1. Considerações históricas

Quando os persas, há 7000 anos atrás, ou povos do antigo Egito e da Babilônia, utilizaram uma lama na confecção de vasos cerâmicos, utensílios domésticos e na fabricação de cosméticos e corantes, mal sabiam eles, que estavam diante de uma matéria prima, contendo óxido de alumínio, que viria, milênios depois, a se tornar estratégica e de uso tão variado na sociedade atual (ABAL, 2009).

Apesar de ser o 3º elemento químico mais abundante na crosta continental, o alumínio não ocorre isoladamente na natureza. Apenas no século XIX se tem relatos das tentativas de individualizá-lo, fato que ocorreu conjuntamente com a expansão industrial e com a necessidade do uso de matérias-primas mais baratas e em grande volume.

Estas primeiras tentativas foram realizadas por cientistas europeus, que ao longo do século XIX, desenvolveram diversas técnicas. Entre os quais se destacam:

- A.L. Lavoisier, em 1782 suspeita que a alumina é um óxido de um metal desconhecido, com forte afinidade com oxigênio (Valeton, 1972).
- o químico inglês Humphrey Davy, que em 1807 provou a existência deste metal, dando-lhe o nome de *Aluminium*;
- o físico alemão Hans Christian Oersted, que em 1825, conseguiu obter pequenas quantidades de alumínio, a partir do cloreto de alumínio (Al_2Cl_3);
- o francês Henri Saint-Claire Deville, que obteve, em 1854, quantidades expressivas deste metal através do processo químico de redução do Al_2O_3 com sódio (Bardossy & Aleva, 1990).

Apesar de todos esses esforços, o valor de mercado do alumínio era alto, igual ao da prata, tornando-o inviável para o consumo doméstico (ABAL, 2009). Entretanto, em 1886, Charles Martin Hall e Paul Louis Toussaint Héroult, desenvolveram, independentemente um do outro, processos de obtenção de alumínio metálico por eletrólise do Al_2O_3 , e foi o que permitiu o estabelecimento da indústria global do alumínio (ABAL, 2009).

Apenas dois anos após, em 1888, Karl Josef Bayer, desenvolveu o principal processo industrial de produção de alumínio metálico, inclusive utilizado atualmente, conhecido como processo Bayer, a partir do minério chamado BAUXITA.

Tabela2.1. Definição de termos utilizados na indústria do alumínio. adaptado de Gow & Lozej (1993).

DEFINIÇÃO DE TERMOS USADOS NA INDUSTRIA DO ALUMÍNIO	
ALUMINIO	O metal alumínio é o terceiro elemento mais abundante na crosta continental.
ALUMINA	Óxido de alumínio de alta pureza (Al_2O_3). A alumina pura (100% de Al_2O_3) contém 52.9% de alumínio e 47.1% de oxigênio (em massa).
PROCESSO BAYER	O processo Bayer tem sido usado para refinar o minério de bauxita para alumina por mais de um século e faz com que se obtenha o hidróxido de alumínio e/ou alumina. O processo começa com a preparação das matérias-primas e posteriores etapas de digestão, clarificação / filtração e precipitação do hidrato para, em seguida, ser calcinado e convertido em alumina.
ALUMINA DISPONÍVEL	É a quantidade de alumina extraída em solução da bauxita pelo processo Bayer, por aquecimento, alta pressão, e lavagem com solda cáustica (NaOH).
SÍLICA REATIVA	Refere-se à sílica contida, geralmente nas argilas, indesejáveis à produção de alumina pelo processo Bayer. O quartzo, se presente, não é reativo no processo Bayer.
BAUXITA	É uma rocha laterítica composta principalmente por minerais óxido/hidróxidos de alumínio. Na perspectiva industrial, bauxita é uma material natural na qual a alumina pode ser extraída na Planta Bayer.
MINÉRIO BAUXITA (METALÚRGICA)	Corpo economicamente viável a exploração. A composição normalmente é: $Al_2O_3 > 45\%$, $Fe_2O_3 < 20\%$ e $SiO_2 < 5\%$.
BAUXITA REFRAATÁRIA	Bauxita comercialmente calcinada usada para a produção de refretários e materiais abrasivos. A calcinação da bauxita requer temperaturas de 1600-1700°C.
BAUXITA QUÍMICA	Bauxita comercialmente usada para a produção de material químico, principalmente sulfato de alumínio.

2.2. Geologia da Bauxita

O termo BAUXITA foi utilizado, primeiramente, em 1821, por Pierre Berthier (1782-1861) para descrever rochas ricas em alumina, encontradas próximas a localidade de Les Baux, sul da França (Valeton, 1972).

Assim, bauxita são lateritas, caracteristicamente ricas em alumínio (Al), subordinadamente por ferro (Fe) e pobres em silício (Si) e metais alcalinos, comparados à composição de sua rocha mãe. Pode ser maciça, coesa e incoesa, terrosa ou argilosa, com coloração variando de vermelho, violeta, amarelo, marrom e até branco. Em sua mineralogia predominam oxi-hidróxidos de alumínio (gibbsita e boehmita), podendo conter oxí-hidróxidos de ferro (goethita e hematita), de titânio (anatásio) e de manganês (litioforita, todorokita), argilominerais (caulinita e esmectita), fosfatos (crandalita-goyazita, augelita, outros) e resistatos (turmalina, cassiterita, rutilo), além de fragmentos de rocha inalterada (Costa, 1991). Os principais minerais aluminosos da bauxita são:

Tabela 2.2. Principais minerais constituintes da bauxita. Fonte: Habashi (1993)

	GIBBSITA	BOEHMITA	DIASPORO
Fórmula Química	Al(OH) ₃	γ-AlO(OH)	α-AlO(OH)
Sistema Cristalino	Monoclínico	Ortorrômico	Ortorrômico
Dureza (Mohs)	2,3 – 3,5	3,5 – 5,0	6,5 – 7,0
Peso Específico (g/cm³)	2,3 – 2,4	3,01 – 3,06	3,3 – 3,5
Temp. Desidratação (°C)	150	350	450

A gibbsita é o verdadeiro hidróxido de alumínio enquanto a boehmita e o diásporo são ambos óxido-hidróxidos de alumínio. A principal diferença entre os dois últimos é que o diásporo tem uma estrutura cristalina diferente da boehmita, e requer altas temperaturas para a sua desidratação. A gibbsita possui a forma tri-hidratada e a boehmita e o diásporo são mono-hidratado (Figura 2.1).

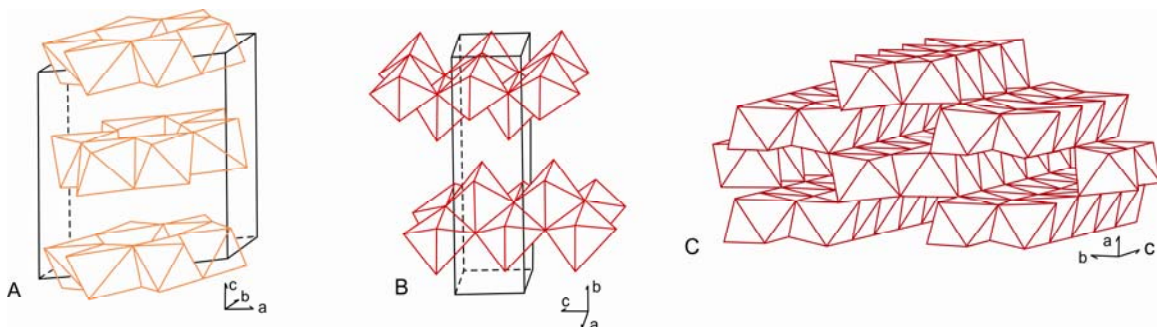


Figura 2.1. Estrutura cristalina da gibbsita (A), boehmita (B) e diásporo (C) Valeton (1972).

A textura, estrutura, mineralogia, composição química e coloração das rochas lateríticas/bauxíticas variam amplamente, relacionados principalmente a rocha-mãe e as condições a que foram submetidos durante o processo intempérico (Figura 2.2).

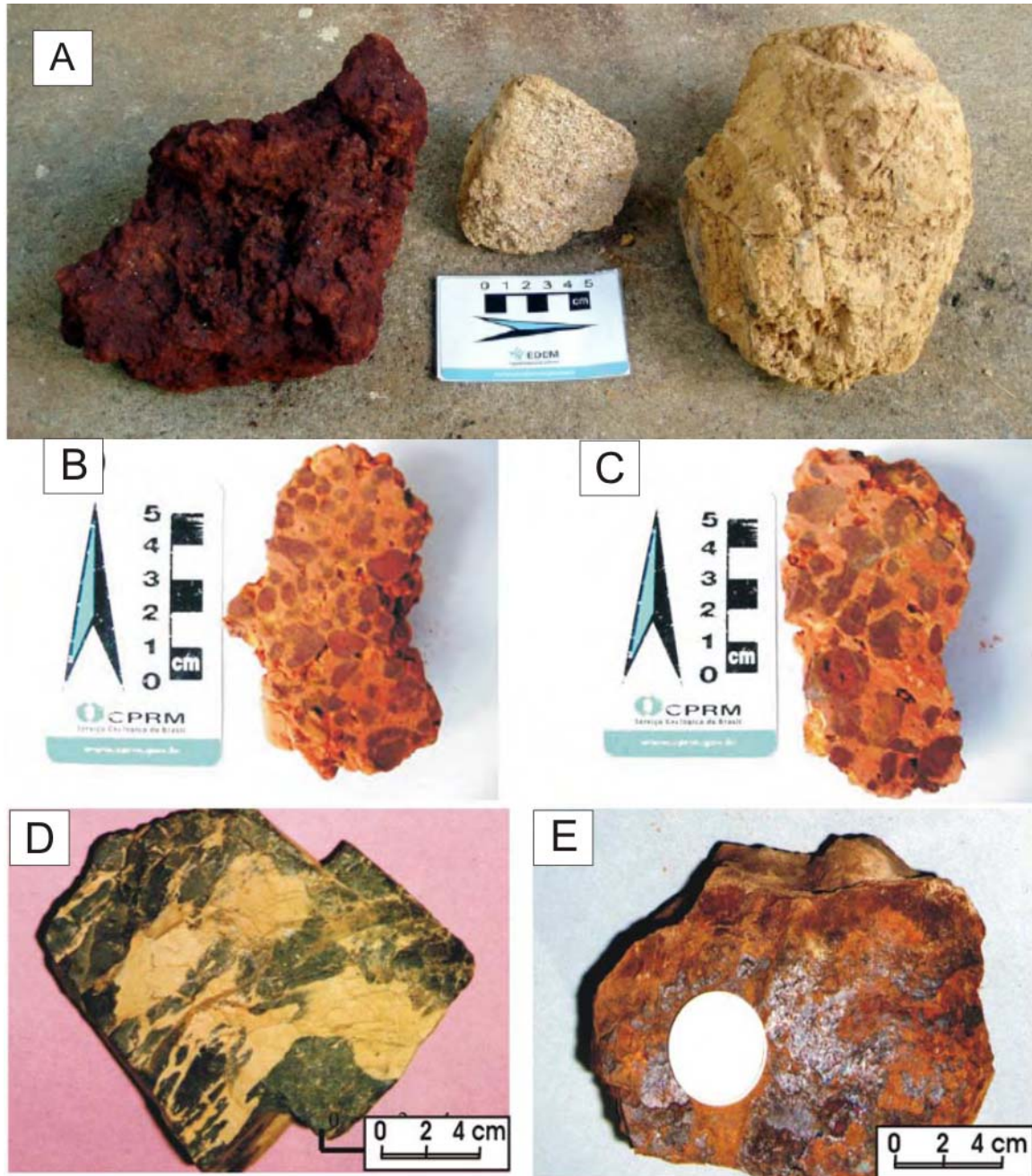


Figura 2.2. A) Bauxitas provenientes de Minas Gerais, Brasil. à esquerda, bauxita de Ouro Preto; ao centro e à direita, bauxita de Poços de Caldas (Veiga, 2005). B) Matriz bauxítica de textura fina, porosa, envolvendo pisólitos ferruginosos, Paragominas, Pará, Brasil (Kotschoubey *et al*, 2006). C) Fragmentos da crosta ferugínosa englobados por bauxita porosa, Paragominas, Pará, Brasil (Kotschoubey *et al*, 2006). (D) Transição entre a bauxita argilosa clara e bauxita escura, Masatdagi diásporo bauxita, Alanya, Antalya, Turquia (Temur & Kansun, 2006). E) Limonita (amarelo amarronzado) hidróxido de alumínio amorfo, Masatdagi diásporo bauxita, Alanya, Antalya, Turquia (Temur & Kansun, 2006).

A maioria dos depósitos de bauxita são de idade terciária/quaternária, embora as ocorrências de bauxita apresentem idade muito variadas, que incluem idades desde o Paleozóico superior, o Cretáceo e o Terciário (Kotschoubey, 1988). A evolução de um depósito pode ser simples ou polifásico, envolvendo, além de fenômenos químicos, como a ferralitização e a aluminização, *in situ* (autóctones) ou através de retrabalhamentos mecânicos parciais com redistribuição e transporte a curtas ou longas distâncias dos produtos da fragmentação física ou química. Nos casos mais complexos, várias fases de alteração química podem ter se alternado resultando na fragmentação da crosta laterítica, de solos transportados ou de sedimentos depositados (alóctones).

A gênese, e sobretudo a preservação destes depósitos, exigem uma notável estabilidade crustal com um rebaixamento muito lento do nível de base. A evolução desses depósitos é controlada, principalmente, pelas condições climáticas regionais e locais, condições geomorfológicas, as variações no tempo, assim como de eficiência da drenagem (Kotschoubey, 1988).

2.3. Principais Depósitos no Mundo

Segundo dados do USGS (2010) estima-se que as reservas mundiais de bauxita possam ser da ordem de 55 a 75 bilhões de toneladas (figura 2.3).

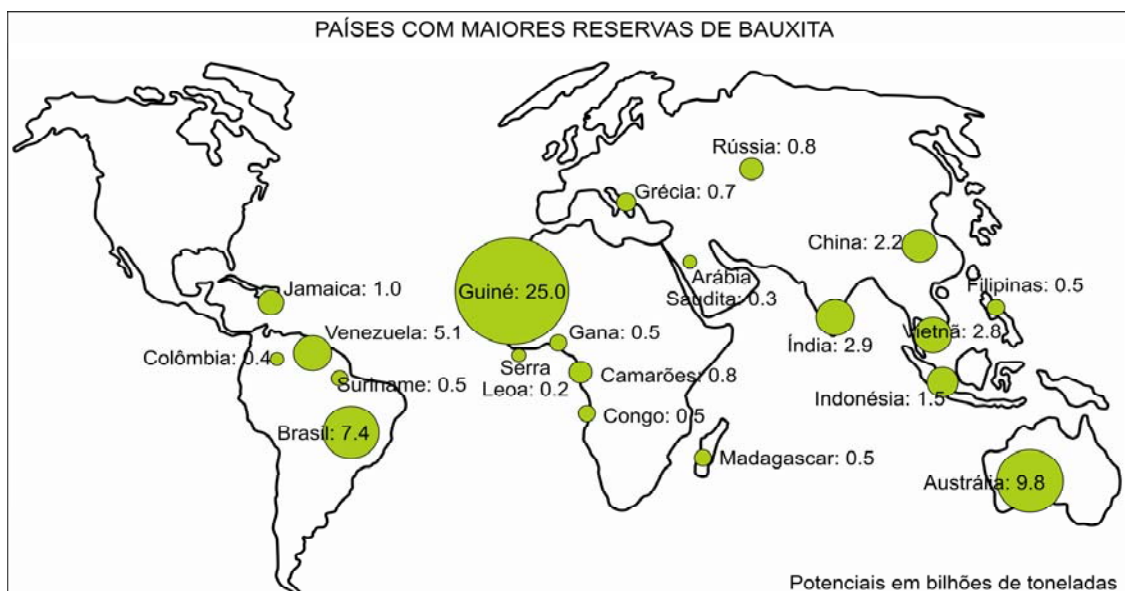


Figura 2.3. Reserva (em bilhões de toneladas) dos principais países produtores de bauxita (ABAL, 2009).

A África contém as maiores reservas, aproximadamente com 32% das reservas mundiais, a Oceania, em segundo lugar, com cerca de 23%, seguidos por América do Sul e Caribe 21%, Ásia 18%, o restante do mundo 6% (USGS, 2010).

Grande parte das reservas mundiais encontra-se localizada em regiões tropicais e subtropicais (Figura 2.4). A bauxita ocorre em três principais tipos de climas: Tropical (57%), Mediterrâneo (33%) e Subtropical (10%) (Mártires, 2009).

Para classificar depósitos bauxíticos foram utilizados vários critérios, entre eles:

- Considera a composição química (Lapparent, 1930, in Bardossy & Aleva, 1990);
- (Schneiderhöhn, 1944, in Bardossy & Aleva, 1990), diferenciou bauxitas segundo a composição dos minerais principais (gibbsita, boehmita e diásporo);
- Vikulova, 1946, in Konta (1958) distinguiu 5 tipos de depósitos de bauxita de acordo com o ambiente de bauxitização, ou seja, utilizava uma classificação genética;
- Konta (1958) e Valetton (1972) construíram diagramas triangulares, com alumina, ferro e argila nos vértices dos triângulos.
- Foram propostas, ainda, classificações baseadas em estudos petrográficos (Bardossy & Aleva, 1990); e com base nas diferenças de textura, estrutura e geometria dos depósitos (Grubb, 1971);.

Entretanto, estes sistemas de classificação apresentam controvérsias devido à heterogeneidade composicional e mineralógica das bauxitas. Segundo Bardossy & Aleva (1990) a classificação, atualmente, mais utilizada é a baseada na petrografia da rocha-mãe, que segundo os autores, influencia fortemente, não só a composição e rocha-mãe da bauxita, como também a forma do depósito. Neste trabalho, utilizaremos a classificação que foi empregada, primeiramente por Bardossy (1982, in: Bardossy & Aleva, 1990), e tem a aplicação global para os depósitos (Figura 2.4).

A) DEPÓSITOS TIPO LATERÍTICOS – são derivados de rochas alumino-silicatadas (*laterite type bauxite*) são os mais comuns. Sua estrutura é semelhante a encontrada em depósitos de níquel, diferenciando-se pela composição do minério. Quando as bauxitas se desenvolvem sobre rochas desprovidas de ferro (sienito nefelínicos, fonolitos, etc) a duricrostra é aluminosa e pisolítica. Quando se formam sobre rochas ricas em ferro

(vulcânicas básicas), forma-se uma duricrosta ferruginosa na superfície, que se sobrepõe à duricrosta aluminosa (Biondi, 2003). Em ambos os casos, os depósitos são estratóides, com superfícies planas e contatos inferiores muito irregulares e gradacionais (Bigarella *et al*, 1996). Segundo Biondi (2003) o estudo de 122 depósitos mostrou, em média, reservas de 25 Mt de minério, com teor médio de 45,0% de Al_2O_3 . São lavrados depósitos de todas as dimensões, desde 100.000 t até mais de 6300 milhões de toneladas (Figura 2.4). Raramente os depósitos lavrados têm teores médios de menos de 35% de Al_2O_3 . Os melhores têm teores acima de 55%. O gálio pode ser lavado como subproduto do alumínio quando os teores médios são da ordem de 20ppm.



Figura 2.4. Distribuição geográfica das principais províncias bauxíticas por tipo de depósito (Bardossy & Aleva, 1990).

B) DEPÓSITOS TIPO CÁRSTICOS – são derivados de rochas carbonáticas (*Karst type bauxite*). Embora com pouco alumínio, as rochas carbonáticas margosas geram depósitos de bauxita devido à facilidade com que os carbonatos são dissolvidos e lixiviados, principalmente sílica, em função do pH, concentrando alumínio residualmente. Os corpos mineralizados têm a forma de bolsões muito irregulares em forma e dimensões. Segundo Biondi (2003) em 41 depósitos estudados a média das reservas foi de 23 Mt, com

variação entre 1 e mais de 400 Mt. A média dos teores foi de 49% de Al_2O_3 . Os teores variam entre 39 e 59%.

C) BAUXITAS SEDIMENTARES – trata-se de jazidas alóctones, representando material transportado de maior ou menor distância. Existem três tipos de depósitos alóctones:

- No primeiro, a laterita bauxítica foi erodida e transportada para formar aluviões ou sedimentos, existindo uma diferença de tempo entre a formação do material primário e o seu retrabalhamento;
- No segundo tipo, os aluviões e sedimentos foram lateritizados após a deposição;
- No terceiro, os aluviões, os sedimentos e formações alóctones receberam seus hidróxidos de alumínio ou de ferro de lateritas preexistentes. Formações aluviais, resultantes do retrabalhamento de antigas lateritas, mostram remobilização, no preenchimento de fissuras e cavidades (Bigarella *et al*, 1996).

A tabela 2.3 mostra as principais províncias produtoras de bauxita do mundo.

Tabela 2.3. Principais Províncias Produtoras de Bauxita do mundo (adaptado de Bardossy & Aleva, 1990).

PRINCIPAIS PROVÍNCIAS PRODUTORAS DE BAUXITA		
PROVÍNCIA SUB-PROVÍNCIA	DISTRITO	TIPO
AFRICA		
SUB-PROVÍNCIA GUINÊ	<ul style="list-style-type: none"> • Boe district (Guiné Bissau) • Boke-Gaoual district (Guiné) • Fria district (Guiné) • Kindia district (Guiné) • Los Islands district (Guiné) • Southwest Mali district (Mali) • Port Loko district (Serra Leoa) • Benene district (Costa do Marfim) • Awotso, Nyinahin (Gana) • Mt. Ejuanema (Gana) • Mt. Agou (Togo) 	Laterítico
SUB-PROVÍNCIA CAMARÕES	<ul style="list-style-type: none"> • Fongo-Tongo (Camarões) • Adamaoua district (Camarões) • Pala district (Chade) 	Laterítico
PROVÍNCIA DO SUDESTE AFRICANO	<ul style="list-style-type: none"> • Manantenina district (Madagascar) • Mt.Mlanje (Malai) • Penhalonga district (Moçambique) • East Zimbabwe (Zimbabue) • Natal district (Africa do Sul) 	Laterítico

OCEANIA		
PROVÍNCIAS DO NORTE E OESTE DA AUSTRÁLIA	<ul style="list-style-type: none"> • North Kimberley district (Western Australia) • Darling Range district (Western Australia) • Weipa-Aurukun district (Queensland) • Escape River district (Queensland) • Marchinbar Island (Northern Territory) • Cobourg Peninsular (Northern Territory) 	Laterítico
PROVÍNCIA DO SUDESTE DA AUSTRÁLIA	<ul style="list-style-type: none"> • Inverell district (New South Wales) • Moss Vale district (New South Wales) • Tamborine, Mt Hampton district (Queensland) • South Gippsland district (Victoria) • Ouse, Myalla district (Tasmania) 	Laterítico
ASIA		
SUB-PROVÍNCIA DA ÍNDIA	<ul style="list-style-type: none"> • Eastern Ghats district (India) • South Indian district (India) • West Coast district (India) • Central India district (India) • Gujarat district (India) 	Laterítico
SUB-PROVÍNCIA SUNDA	<ul style="list-style-type: none"> • West Malasia district (Malásia) • Riau Archipelago district (Indonesia) • West Kalimantan district (Indonesia) • Sarawak or East Malaysia district (Malásia) 	Cárstico/ Sedimentar
SUB-PROVÍNCIA INDOCHINA	<ul style="list-style-type: none"> • Central Highland district (Vietnã) • Coastal belt district (Vietnã) • Dalat east district (Vietnã) 	Cárstico/ Sedimentar
AMÉRICA DO SUL E CARIBE		
SUB-PROVÍNCIA DO ESCUDO DAS GUIANAS	<ul style="list-style-type: none"> • Nassau Mts district (Suriname) • Bakhuis Mts district (Suriname) • Pakaraima Mts district (Guiana) • Los Pijiguaos district (Venezuela) • Las Guaicas district (Venezuela) • Nuria, Upata district (Venezuela) • Kaw Mts e Roura Mts (Guiana Francesa) • Amapá district (Brasil) 	Laterítico
SUB-PROVÍNCIA DA PLANÍCIE COSTEIRA	<ul style="list-style-type: none"> • Paranam, Lelydorp district (Suriname) • Moengo, Jones district (Suriname) • Guyana coastal belt district (Guiana) 	Laterítico
SUB-PROVÍNCIA BACIA AMAZÔNICA	<ul style="list-style-type: none"> • Trombetas district (Brasil) • Almeirim district (Brasil) • Paragominas district (Brasil) • Juruti (Brasil) 	Laterítico
SUB-PROVÍNCIA ESCUDO BRASIL CENTRAL	<ul style="list-style-type: none"> • Carajás district (Brasil) 	Laterítico
PROVÍNCIA DO SUDESTE DO BRASIL	<ul style="list-style-type: none"> • Ouro Preto district (Brasil) • Cataguases district (Brasil) • Serra da Mantiqueira district (Brasil) • Poços de Caldas district (Brasil) 	Laterítico
JAMAICA	<ul style="list-style-type: none"> • Harmons Valley 	Cárstico

2.4. Principais Depósitos no Brasil

As primeiras referências sobre a bauxita no Brasil, encontradas na região do Quadrilátero Ferrífero, estão nos Anais de 1928 da Escola de Minas de Ouro Preto e nessa época já ocorreram iniciativas para implantar a produção de alumínio, através da Elquisa - Eletro Química Brasileira S/A, de Ouro Preto (MG) e a da CBA - Companhia Brasileira de Alumínio, de Mairinque (SP) (ABAL, 2010).

No Brasil, as bauxitas foram formadas a partir de diferentes tipos de rochas e sobretudo sob condições climáticas que vão desde o equatorial úmido até o subtropical e mesmo temperado, dando origem a diferentes tipos de depósitos (Melfi, 1997).

Esses depósitos distribuem-se basicamente em quatro regiões, cada uma delas com características litológicas e bioclimáticas distintas (figura 2.5):

- Região Amazônica, com clima equatorial onde ocorrem principalmente bauxitas desenvolvidas sobre sedimentos clásticos;
- Região do Quadrilátero Ferrífero, com clima tropical úmido, onde as bauxitas foram formadas essencialmente a partir de rochas metassedimentares;
- Região do Sudeste de Minas Gerais, também com clima tropical úmido, mas com bauxitas formadas a partir de rochas granulíticas;
- Região Sul-Sudeste, com clima subtropical, onde as bauxitas são oriundas de rochas alcalinas;

Em 1983, o Brasil passa de grande importador a um dos principais exportadores mundiais, graças aos grandes e contínuos investimentos das empresas do setor. Três anos depois, o país torna-se o quinto produtor mundial de alumínio primário (ABAL, 2009).

O Brasil, atualmente, é o terceiro maior detentor de reservas de bauxita do mundo (Tabela 2.3), com aproximadamente 3,4 bilhões de toneladas (reservas medidas + indicadas + inferidas) (Mártires, 2010). As reservas brasileiras são do tipo gibbsíticas e possuem características de uso metalúrgico (83,7%), usadas na produção de alumínio primário, bem como não-metalúrgico ou refratário (16,3%).

São Paulo, Pará, Santa Catarina, Minas Gerais e Maranhão são detentores das principais reservas de bauxita, para uso metalúrgico. Somente no estado de Pará encontram-se 90,8% dessas reservas, que somadas às reservas de Minas Gerais, perfazem 98,3%.

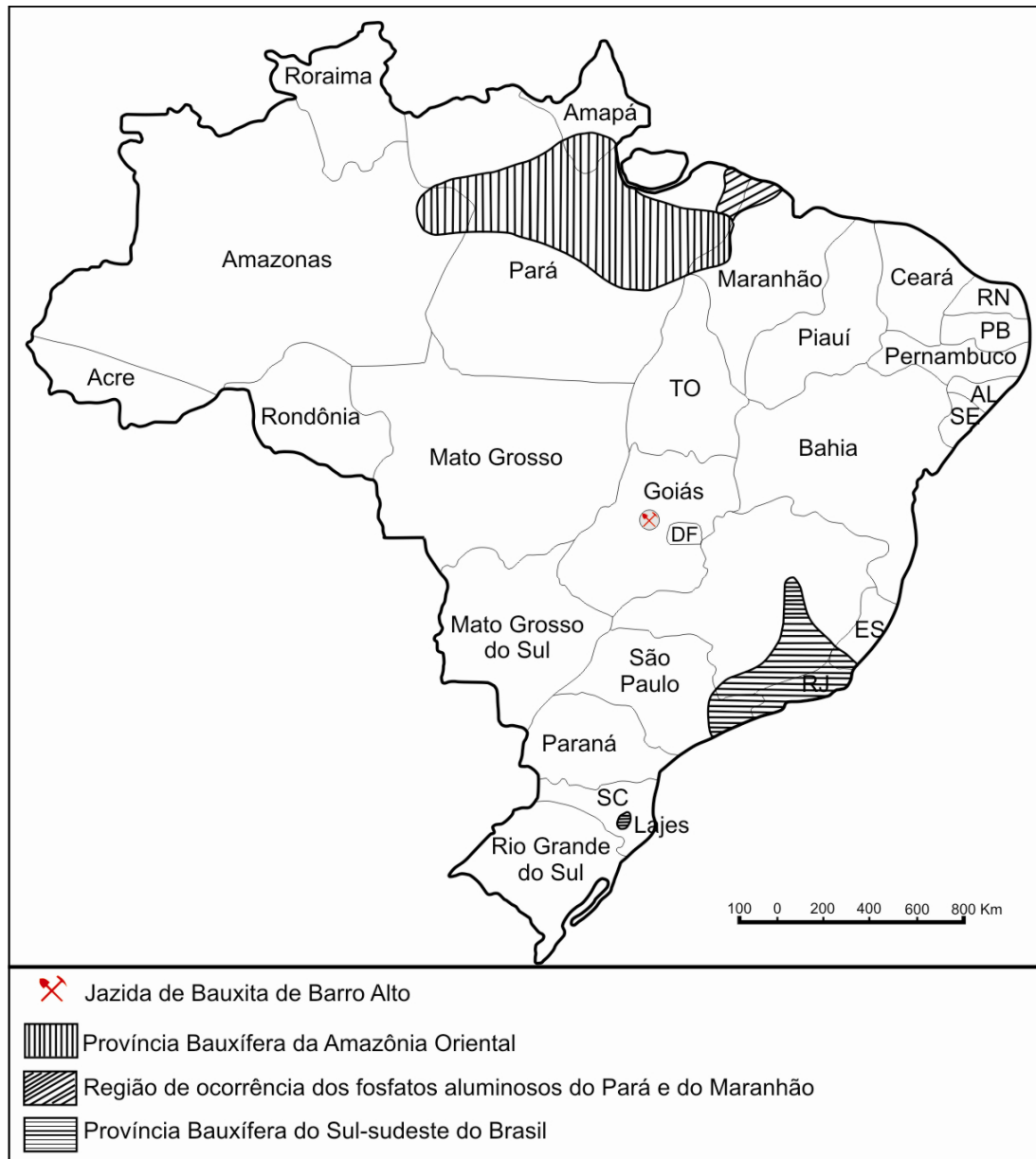


Figura 2.5. Principais regiões do Brasil produtoras de bauxita (Kotschoubey, 1988).

Da mesma forma que as reservas de grau metalúrgico, as reservas de bauxita refratária encontram-se concentradas naqueles dois estados, ou seja Minas Gerais (45,5%) e Pará (35%). Os demais estados detentores de reservas desse tipo de bauxita são: Amapá, São Paulo, Espírito Santo, Santa Catarina e Rio de Janeiro.

As reservas brasileiras apresentam características químicas que se enquadram nas exigências do mercado mundial tanto para uso metalúrgico quanto para refratário, o que significa dizer que são excelentes reservas para o padrão internacional (Mártires, 2010).

Tabela 2.4. Principais depósitos brasileiros de Bauxita, adaptado de Melfi, (1997), de Kotschoubey *et al* (2006) e Mártires (2009). Em destaque, a jazida de Barro Alto (Veiga, 2008).

REGIÃO	ESTADO	DISTRITO	ROCHA-MÃE	RESERVA (x 10 ⁶ Ton)
Norte (Amazônica)	Pará	- Almerin		72.5
		- Porto Trombetas (Oriximiná, Faro)	Sedimentos arcoseanos, areno- argilosos (Terciário)	1226
		- Juruti		639
		- Jarí		50
	- Carajás (Marabá)	Basalto		
	Pará/ Maranhão	Província Bauxitífera de Paragominas	Sedimentos areno- argilosos (Terciário)	2000
	Amapá	- Morro do Felipe	Sedimentos	4.0
Quadrilátero Ferrífero e Província Mantiqueira Central	Minas Gerais	Quadril. Ferrífero (>20 depósitos)	Diferentes litologias	
		- Fraga, - Nova Lima - Macaquinho - Cataguases	Filito Riodacito Sedimentos Gnaisse	>25
	São Paulo	- Nazaré Paulista - Curucutu - Mogi das Cruzes	Anfibolito Diabásio Granito	12.5
	Rio de Janeiro	Resende, Rio Bonito Pirai, Itatiaia	Rochas Alcalinas	
Sul-Sudeste	Minas Gerais	- Poços de Caldas (Andradas, Caldas)	Rochas Alcalinas (K-Terciário)	47
		- Passa Quatro (Itamonte, Lavrinha, Itanhandu)	Sienitos	6.6
	Santa Catarina	Lages	Basalto, Diabasio, Fonolito	2.7
Centro-Oeste	Goiás	Barro Alto	Anortosito	100

2.5. Aplicações

Devido a suas propriedades físico-químicas, o alumínio é considerado o metal não-ferroso de maior importância industrial. Algumas das propriedades que justificam o valor do alumínio para a indústria e meio ambiente em geral, são:

- Leveza (densidade igual a 2,7 g/cm³), condutibilidade elétrica e térmica, impermeabilidade e opacidade, alta relação resistência/peso, resistência à corrosão, moldabilidade, soldabilidade e resistência;
- possibilita muitos acabamentos, beleza e reciclabilidade (Crossley, 2001).

Segundo informações da ABAL (2009), são necessárias cerca de 5 toneladas de bauxita para produzir 2 toneladas de alumina e 2 toneladas de alumina para produzir 1 tonelada de alumínio pelo processo de Redução (Figura 2.6).

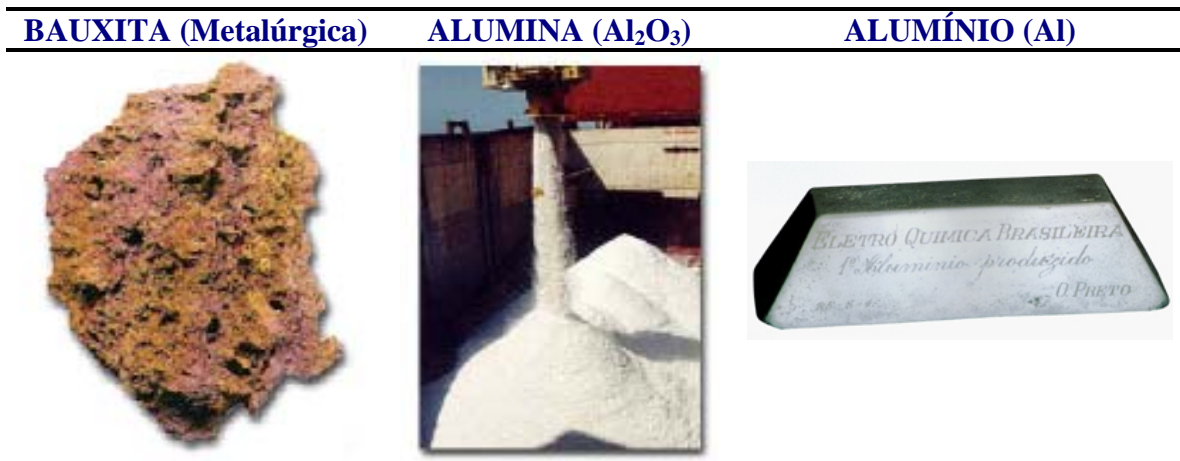


Figura 2.6. Cadeia produtiva do alumínio.

Entretanto, para que o aproveitamento da bauxita e a sua industrialização sejam viáveis, diversas condições têm que ser simultaneamente atendidas:

- elevado teor de metal útil e em condição de extração (alumina aproveitável);
- baixos teores de impurezas;
- adequados teores de ferro;
- adequada mineralogia e características físicas e tecnológicas

Para *Bauxitas metalúrgicas* – utilizadas na produção de alumina para a metalurgia do alumínio, têm-se as seguintes especificações, em base seca (DNPM, 2001):

Al₂O₃ aproveitável >55%	SiO₂ reativa <7%	Fe₂O₃ <8%	TiO₂ <6%
---	---------------------------------------	---	-------------------------------

Para *Bauxitas não-metalúrgicas ou refratárias (alta alumina)* – empregadas na indústria química (sulfato de alumínio), de abrasivos, de refratários e na produção de cimentos aluminosos, com as seguintes especificações gerais, em base calcinada:

Al₂O₃ total >85%**SiO₂ total <7%****Fe₂O₃ <3,75%****TiO₂ <3,75%**

Entretanto, mesmo com o baixo custo para a reciclagem do alumínio, o que aumenta sua vida útil e a estabilidade do seu valor, a elevada quantidade de energia necessária para a sua obtenção reduzem o seu campo de aplicação, além de ter implicações ecológicas negativas no rejeito dos subprodutos do processo de reciclagem, ou mesmo de produção do alumínio primário.

Abaixo estão alguns exemplos de uso do alumínio:

- Meios de transporte (automóveis, aviões, barcos, bicicletas);
- Empacotamento (latas de bebidas, folha de alumínio usada nas embalagens de alimentos);
- Tratamento da água (usado como agente coagulante);
- Construção civil (janelas, portas e decoração);
- Medicina (material dentário, antiácidos e alguns analgésicos);
- Variados utensílios (Brinquedos, ferramentas e utensílios de cozinha);
- Linhas de transmissão elétrica (apesar da condutividade elétrica 60% da do cobre, é muito usado nas linhas de transmissão elétrica devido ao baixo peso);
- Maquinaria (importante para equipamentos resistentes à corrosão);
- Propelentes e explosivos, revestimento de espelhos de telescópios;
- Indústria do papel;

2.6. Panorama do Mercado Mundial e Brasileiro de Bauxita

A capacidade de produção de bauxita e alumina, a nível mundial, tem sido suficientes para o atendimento da demanda de alumínio, que atingiu 205 milhões de toneladas em 2009 (figura 2.7).

Expectativas indicavam um crescimento menor para o consumo mundial de alumínio, influenciadas pelo aparecimento de materiais petroquímicos, pelo desenvolvimento dos aços especiais e pela tendência da redução do consumo específico de alumínio. Entretanto, atualmente, são mais otimistas, devido principalmente às previsões de crescimento da demanda de alumínio para o setor automobilístico, responsável por cerca de um quarto do consumo global.

Também contribuiu para o aumento da demanda de alumínio, o crescimento do consumo de alumínio na China e a retomada do consumo na CEI e países do Leste Europeu, a partir da estabilização de suas economias (Texeira & Lima, 2003). Os Estados Unidos, são ainda, os maiores consumidores e produtores, consumindo 38% do total disponível no ano 2009 (USGS, 2010).

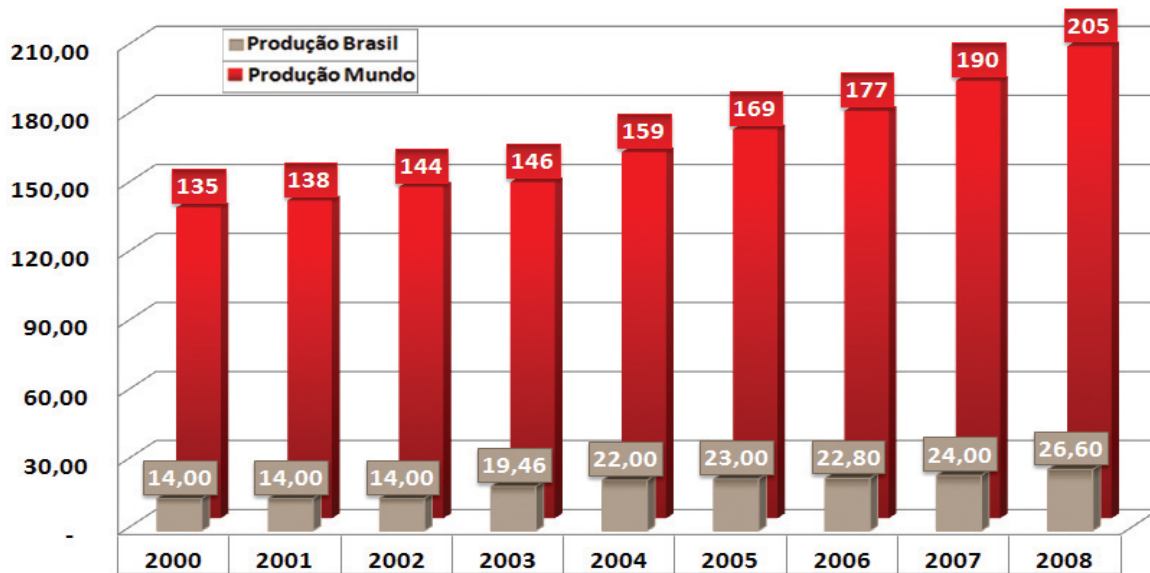


Figura 2.7. Produção de alumínio no mundo e no Brasil, com crescimento constante (ABAL, 2009).

O Brasil apresenta posição relevante no mercado internacional de alumínio primário, possuindo abundantes reservas de ótima qualidade e competitividade a nível mundial. O País é o terceiro maior produtor mundial de alumínio primário, com produção de 28 milhões toneladas em 2009, tendo destinado 5,8 milhões de toneladas ao mercado externo (ABAL, 2009; Mártires, 2009).

O consumo doméstico de bauxita para usos metálicos foi de 21 milhões de toneladas em 2008, aproximadamente. Sendo que cerca de 99% das bauxitas produzidas no Brasil são utilizadas na fabricação de alumina, enquanto o restante é destinado às indústrias de refratários e produtos químicos (Mártires, 2009).

Em relação ao preço do alumínio, a tendência deste é situar-se numa faixa entre US\$ 2.000,00 e US\$ 2.250,00/tonelada nos próximos anos. No ano de 2008, houve uma queda no preço de diversas *commodities*, entre eles o níquel e o alumínio, provocado pela crise econômica global, iniciada nos Estados Unidos. Entretanto, os preços já mostram recuperação, influenciados pelo fortalecimento da economia, que recupera o seu poder de consumo (figura 2.8).

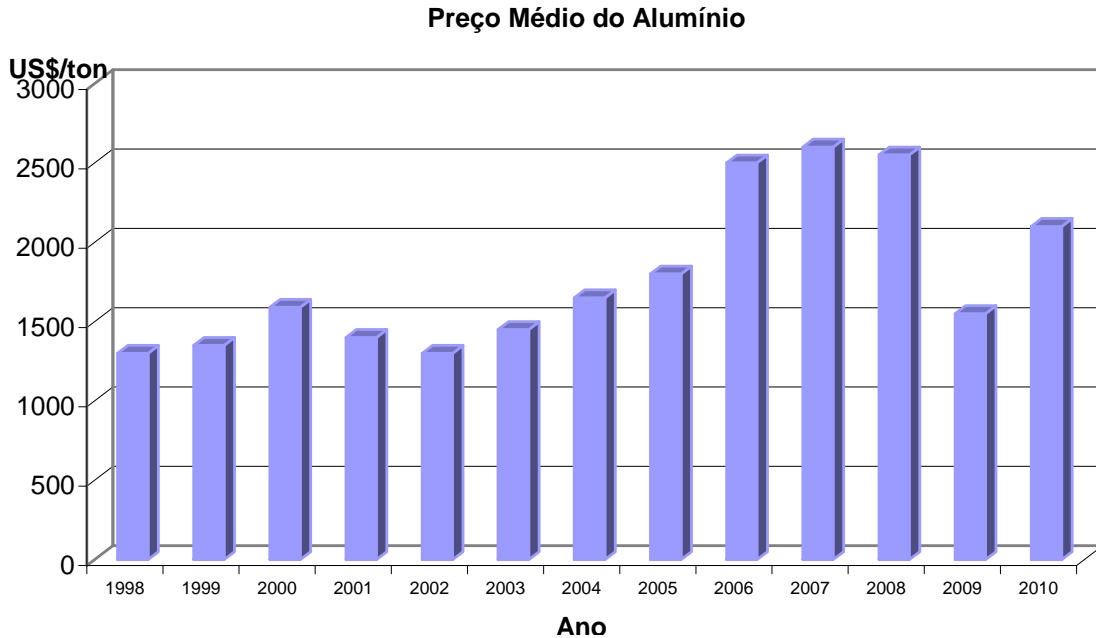


Figura 2.8. Evolução do preço do Alumínio, mostrando queda em 2008 e 2009 provocados pela crise econômica mundial (DNPM, 2009, ABAL, 2011).

Considerando a maior competitividade das unidades de alumínio primário situadas no norte do País, principalmente em função dos menores custos de energia elétrica, a continuidade da expansão do parque industrial deverá se dar nesta região. Futuras ampliações nas demais regiões deverão incorporar significativos avanços tecnológicos de processo e de proteção ambiental, além de equacionamento energético em condições mais atraentes, de modo a elevar sua competitividade (ABAL, 2009).

O segmento de transformados, que inclui chapas, extrudados, fundidos e folhas, é o que tem maior potencial de rentabilidade. Trata-se do segmento com maior possibilidade de expansão na indústria do alumínio, considerando o crescimento do consumo interno. Ressalte-se que o consumo específico de alumínio no Brasil ainda é cerca de sete vezes inferior ao dos principais países desenvolvidos (Mártires, 2009).

Em conclusão, pode-se observar que a indústria brasileira de alumínio possui boas perspectivas de desenvolvimento, levando-se em conta, o potencial de crescimento do segmento de transformação para abastecimento do mercado nacional e a competitividade do alumínio primário, consolidando a posição relevante já adquirida pelo Brasil no mercado internacional.

CAPÍTULO 3

Contexto Geológico Regional

3.1. Introdução

A jazida de bauxita de Barro Alto se desenvolveu sobre anortositos neoproterozóicos (Ferreira Filho *et al.*, 2009) localizado na porção setentrional do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto, posicionado na Faixa de Dobramentos Brasília, porção central da Província Estrutural Tocantins (Figura 3.1).

Definida nas décadas de 60 e 70 por trabalhos pioneiros (Almeida, 1977; in Almeida *et al.*, 1981), a Província Tocantins compreende importante zona orogênica, desenvolvida principalmente durante o Ciclo Brasileiro (600 ~ 500 Ma) entre os crátons do São Francisco a leste, e Amazônico a oeste. Está em contato, ao norte e ao sul, com as bacias sedimentares do Parnaíba e Paraná, respectivamente (Pimentel *et al.*, 2000).

A compartimentação tectônica foi descrita inicialmente (Almeida *et al.*, 1981) considerando a presença de três unidades representadas pelo Maciço Mediano de Goiás, uma faixa de dobramento mesoproterozóica (Faixa Uruaçu) e faixas de dobramentos neoproterozóicas (faixas Brasília e Paraguai-Araguaia).

Atualmente a Província Tocantins está organizada em três importantes regiões estruturais distintas, conhecidas como faixas Brasília, Araguaia e Paraguai. As faixas Araguaia e Paraguai bordejam, respectivamente, as margens leste e sul do Cráton Amazônico. A Faixa Brasília compreende a porção leste, em contato com o Cráton do São Francisco (Fuck, 1994).

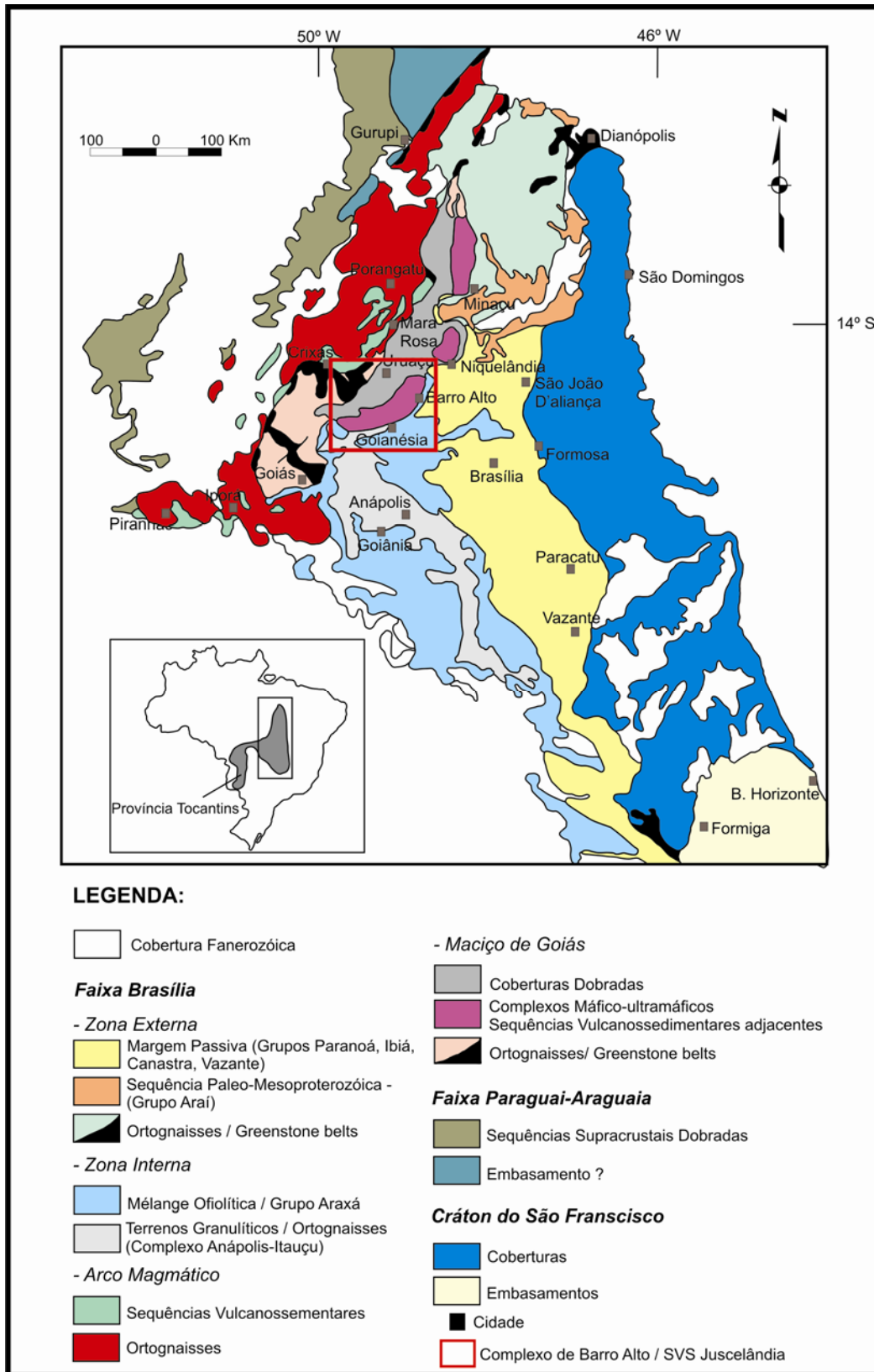


Figura 3.1. Mapa Geológico simplificado da Província Estrutural Tocantins (compilado e modificado de Marini *et al*, 1984 e Fuck, 1994).

A **Faixa Brasília** engloba numerosas seqüências sedimentares de idades variadas, metamorfizadas sob diferentes intensidades. Dardenne (2000) discrimina os seguintes grupos: Arai e Serra da Mesa (Paleo-Mesoproterozóico); Paranoá e Canastra (Mesoproterozóico); Araxá, Ibiá e Vazante (Meso-Neoproterozóico) e Bambuí (Neoproterozóico).

São incluídas ainda, na Faixa Brasília, rochas ígneas, a exemplo dos três grandes complexos máfico-ultramáficos acamadados (Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava), bem como seqüências vulcanossedimentares a eles associados (Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, respectivamente) e o Arco Magmático de Goiás (Arenópolis e Mara Rosa).

A Faixa Brasília tem sua estruturação vinculada à tectônica compressiva dentro da evolução de um único evento orogenético denominado de Ciclo Brasileiro. Iniciado no Mesoproterozóico passou por etapas que culminaram com sua formação há 600 milhões de anos (Fuck, 1994), com um complexo processo de colisão continental envolvendo de um lado o Cráton do São Francisco e, de outro, o Cráton Paraná, o Cráton Amazônico, o microcontinente representado pelo Maciço de Goiás e outros blocos menores (figura 3.2), (Lacerda Filho *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2000). O estágio de colisão continental parece ser marcado por importantes manifestações de vulcanismo félsico, datado em 794 Ma., e intrusões graníticas com idades entre 700 e 800 Ma (Fuck *et al.*, 1993).

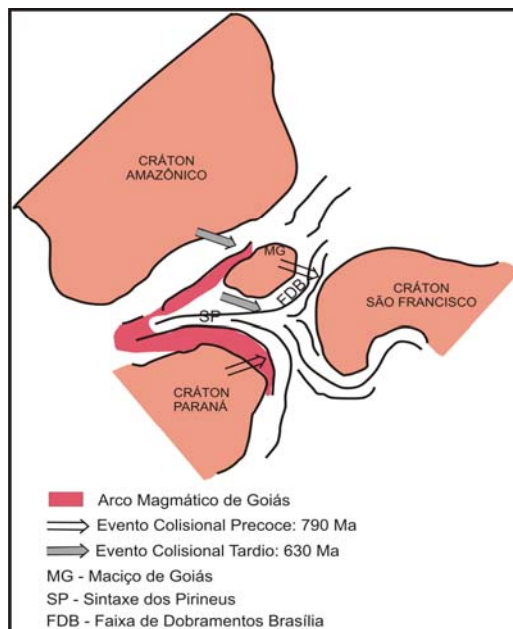


Figura 3.2. Evolução neoproterozóica da Faixa Brasília mostrando a posição dos crátons e os *trends* das sucessivas fases de compressão (Pimentel *et al.*, 2000).

3.2. Unidades Geológicas Regionais

As principais unidades geológicas próximas à área de estudo compreendem parte do Complexo Granito-Gnáissico arqueano, Complexos máficos-ultramáficos acamadados de Goiás, a Sequência Vulcanossedimentares de Juscelândia, e metassedimentos dos grupos Serra da Mesa e Paranoá (figura 3.3).

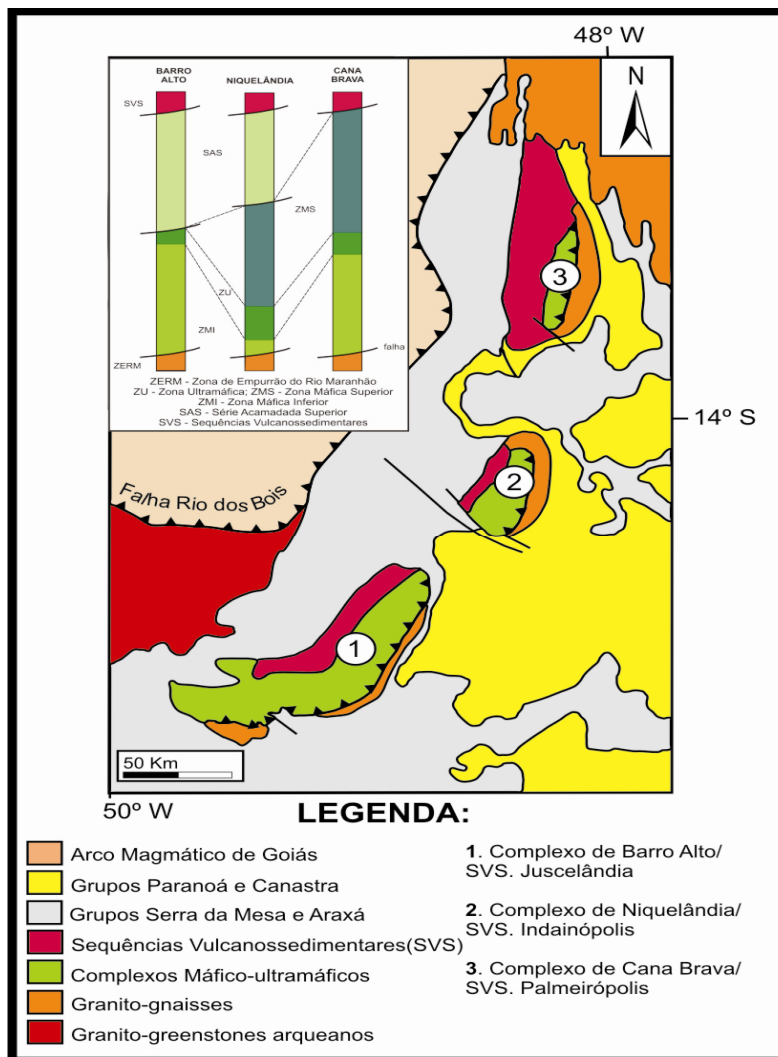


Figura 3.3. Mapa de localização das principais unidades geológicas regionais ao Complexo Máfico-Ultramáfico de Barro Alto (Pimentel *et al.*, 2004).

3.2.1. Arqueano

Os granito-gnaisses e o granito-greenstone arqueano ocupam extensas áreas em Goiás. Nesta vasta região, predominam exposições de ortognáisses calcissódicos, tonalíticos e granodioríticos (Marini *et al.*, 1984).

3.2.1.1. Complexo Granito-Gnáissicos

Rochas do Complexo granito-gnáissico, de composição granodiorítica a tonalítica, localmente diorítica, margeiam o Complexo de Barro Alto em suas porções leste e sul, (Figura 3.3). Em seu contato com as unidades mais jovens, as rochas do embasamento apresentam-se intensamente filonitizadas ao longo de falhas inversas.

Tassinari *et al.*, (1981) obtiveram uma isócrona de referência de 2850 Ma, para gnaisses, da região dos *greenstone belts* de Crixás, demonstrando que se trata de rochas arqueanas. Embora a maioria das determinações isotópicas mostre resultados entre 2000 e 500 Ma. (Hasui *et al.*, 1980), admite-se que a maior parte destes terrenos sejam de idade arqueana. Segundo Fuck *et al.* (1981). Estas rochas foram policiclicamente deformadas e recristalizadas com paragêneses minerais típicas da fácies anfibolito de alta temperatura .

3.2.2. Paleo/Mesoproterozóico

No contexto geológico regional do Complexo Máfico-ultramáfico de Barro Alto, a unidade de idade paleo-mesoproterozóica é representada pelos sedimentos do Grupo Serra da Mesa.

3.2.2.1. Grupo Serra da Mesa

Este grupo foi definido por Marini *et al.*, (1977) tendo como seção-tipo, a encosta da Serra da Mesa, constituída por quartzitos na base, seguido de micaxistos com granada, estauroлита e cianita, com intercalações de quartzitos e lentes de calcixistos e mármore, perfazendo um pacote com cerca de 1500 m de espessura.

Datações indicam que os metassedimentos do Grupo Serra da Mesa foram depositados entre 1,57 e 1,47 Ga., corresponde possivelmente ao período de transgressão pós-rifte do Grupo Araí. Foram obtidas, ainda, idades K/Ar em micas entre 480 e 600 Ma., refletindo o metamorfismo do Ciclo Brasileiro (Marini *et al.*, 1984), embora mantenha duvidosas as suas correlações e sua extensão, devido principalmente às poucas informações geocronológicas (Dardenne, 2000).

3.2.3. Meso/Neoproterozóico

As rochas pertencentes ao Grupo Paranoá encontram-se a leste do Complexo Máfico-ultramáfico de Barro Alto e representam importante conjunto de litologias meso/neoproterozóicas desta região, além das rochas constituintes dos Complexos máfico-ultramáficos acamadados de Goiás e respectivas seqüências vulcanossedimentares.

3.2.3.1. Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá anteriormente considerado como formação integrante do Grupo Bambuí, (Barbosa *et. al.*, 1969) e redefinido como grupo por Dardenne (1978), Dardenne & Faria (1985). As rochas deste grupo afloram principalmente na direção norte-sul ao longo da zona externa da Faixa Brasília, ocorrendo desde Cristalina até o norte da cidade de Minaçu, Goiás.

Apresentando uma espessura da ordem de 1250 m, possui como secção tipo a região de Alto Paraíso, sendo dividido em 12 unidades. É formado na base por uma seqüência psamo-pelítica e no topo por uma seqüência psamo-pelítica-carbonatada (Faria, 1995). A seqüência psamo-pelítica inicia-se pelo Conglomerado São Miguel que repousa discordantemente sobre os metassedimentos do Grupo Araí, sendo seguido de quartzitos e siltitos. A seqüência psamo-pelítica-carbonatada é composta por quartzitos, siltitos e argilitos com intercalações de lentes carbonáticas.

A sedimentação do Grupo Paranoá se deu em um ambiente de margem passiva, caracterizada pela presença de fácies sublitorâneos, litorâneos e continentais, traduzindo uma sedimentação deltáica (Dardenne, 1978). As idades Meso a Neoproterozóica (), têm por base a presença de estromatólitos colunares do tipo *Conophyton Medula Kirichenko* que indicaram idade entre 950 a 1350 Ma (Dardenne & Campos Neto, 1976; Dardenne, 1978).

3.2.3.2. Complexos Máfico-ultramáficos acamadados de Goiás

Os complexos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto apresentam-se alinhados com direção aproximadamente Norte-Sul pôr cerca de 350 km, bordejados a oeste

respectivamente pelas seqüências vulcanossedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis (Coitezeiro) e Juscelândia.

Os três complexos possuem estratigrafia semelhante (figura 3.3). A porção basal é constituída por rochas máficas (ZMI), que estão em contato com o embasamento granito-gnáissico através de falhas inversas (Fuck *et al.* 1981, Correia 1994). A ZMI é sobreposta pela seqüência gabro-anortosítica Serra da Malacacheta, no Complexo Barro Alto, e Serra dos Borges, no Complexo Niquelândia (Fuck *et al.* 1981). Rochas similares são encontradas no Complexo Cana Brava (Ribeiro Filho & Teixeira 1981).

A origem dos complexos tem sido atribuída a dois tipos de ambientes geotectônicos:

- Seriam intrusões acamadadas, como Bushveld ou Stillwater, resultado do fracionamento de magma toleítico (Pecora & Barbosa 1944, Correia, 1994), deformadas e metamorfizadas, Ferreira Filho & Naldret 1991).
- Representariam corpos ofiolíticos (Danni & Leonardos 1980, Kuyumjian & Danni 1991, Moraes 1992).

Em alguns trabalhos, foi sugerido que formariam uma nova categoria, de complexos pseudo-estratiformes, por não possuírem características típicas de grandes intrusões (Baeta Jr *et al* 1972; Figueiredo, 1978).

3.2.3.2.1. Dados Geocronológicos

Ferreira Filho *et al* (2009), baseado em novos dados geocronológicos mais precisos, obtidos por análises isotópicas de U-Pb (SHRIMP e ID-TIMS) em zircões de amostras coletadas em diferentes áreas e litotipos, combinados com estudos geológicos e petrográficos sugerem que estes complexos consistem de duas associações ígneas distintas. A evolução destes complexos se deu em episódios tectônicos com idades de 1,25 Ga (associação magmática mesoproterozóica), associada à rifteamento, vulcanismo bimodal e intrusões acamadadas e de 0,79 Ga (associação magmática neoproterozóica) relacionada a outro evento de estiramento da crosta continental.

Ambas as associações ígneas foram afetadas por tectonismo e metamorfismo de alto grau, a aproximadamente 0,76 Ga, resultando em variações na estratigrafia original dos complexos e das seqüências vulcanossedimentares. A configuração atual destas rochas é

devido a eventos posteriores causados pelo fechamento do oceano e da colisão continental entre os Crátons Amazônicos e São Francisco, em 0,63 Ga.

A tabela 3.1 apresenta uma síntese dos dados geocronológicos obtidos para os complexos acamadados e as respectivas seqüências vulcanossedimentares.

Tabela 3.1. Tabela com o resumo dos dados geocronológicos obtidos em rochas dos complexos de Cana Brava, Niquelândia, Barro Alto e das Seqüências Vulcanossedimentares (Palmeirópolis, Indianópolis e Juscelândia.) Ferreira Filho *et al* (2009). As referências são: a - Ferreira Filho & Pimentel (2000); b - Pimentel *et al.* (2004); c - Pimentel *et al.* (2006); d - Moraes *et al.* (2006); e - Suita *et al.* (1994); f - Pimentel *et al.* (in press); g - Correia *et al.* (1999); h - Ferreira Filho *et al.* (1994); i - Fuck *et al.* (1989); j - Araújo *et al.* (1996); k - Ferreira Filho *et al.*, 2009.

Associação Magmática Mesoproterozóica (1,25 Ga)				
		Idade U-Pb (Ma)	Isocróna Sm-Nd (Ma)	Outro Método (Ma)
Complexo Acamadado	Serra dos Borges	1245±4.2 ^f	1347±69 ^a	
		1248±23 ^b	1352±99 ^a	
	Serra da Malacacheta	1267±9 ^e		1266±17(Rb-Sr) ⁱ
		1280±14 ^e		
		1286±13 ^g		
		1302±32 ^g		
Seqüências Vulcanossedimentares	Indaianópolis	1299±39 ^g		
		1277±15 ^d		
	Juscelândia	1263±15 ^d		
		1266±17 ^e		
	Palmeirópolis		1242±92 ^k	1170±100 (Pb-Pb) ^j
Associação Magmática Neoproterozóica (0,79 Ga)				
Complexo Acamadado	Niquelândia	799±6 ^b	767±38 ^c	
		797±10 ^c		
		794±6 ^h		
	Barro Alto	796±20 ^g		
	Cana Brava	782±3 ^k		
782±2 ^k				

3.2.2.3. Seqüência Vulcanossedimentar Juscelândia

As seqüências vulcanossedimentares Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis bordejam a oeste, por contato tectônico, os complexos máficos-ultramáficos (Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava). Os estudos desenvolvidos na Seqüência Vulcanossedimentar Juscelândia incluem:

- Análises do metamorfismo e deformação que afetaram a seqüência (Moraes, 1992; Moraes & Fuck, 2000),

- Caracterização química e tectônica de anfibolitos (Kuyumjian & Danni, 1991; Moraes & Fuck, 1994);
- As relações entre o Complexo Barro Alto e a Seqüência Juscelândia (Winge e Danni, 1994);
- Além de uma breve descrição da ocorrência de sulfetos associados a unidade basal da Seqüência (Souza & Frizzo, 1995, in Pimentel *et al.*, 2000);

Esta seqüência está dividida em 3 unidades (Fuck *et al.*, 1981; Moraes, 1992; Moraes & Fuck, 1994):

A unidade inferior consiste de um anfibolito fino com intercalações de *metacherts*, cuja composição química sugere um protolito basáltico de fundo oceânico (Kuyumjian & Danni, 1991). Moraes (1997), baseado na geoquímica de elementos traços, sugere que o vulcanismo bimodal começou em um ambiente de *rift* continental que resultou na formação de crosta oceânica.

A unidade intermediária é subdividida em dois grupos: o primeiro, consiste de biotita gnaisses com *metacherts* subordinados, além de muscovita-biotita gnaisses. O segundo, sobreposto, consiste de rochas originadas de vulcanismo félsico e granitóides (Moraes, 1997).

A porção superior é representada por metassedimentos pelíticos e químicos, com intercalações de anfibolitos bandados.

Dados termobarométricos indicaram condições de metamorfismo de fácies anfibolito para esta seqüência (Moraes, 1997).

CAPÍTULO 4

As condições do meio natural

O processo de alteração superficial das rochas é controlada por características geológicas, climáticas, geomorfológicas, biológicas e ainda pelo tempo. Atuando sobre o material rochoso estes fatores determinam a formação do manto de intemperismo.

A alteração da rocha-mãe é controlada, principalmente pela composição química e mineralógica, bem como pela textura e estrutura das rochas, sendo responsáveis por diferentes respostas frente aos processos intempéricos.

A tectônica, atua lentamente ao longo do tempo, e pode contribuir no desenvolvimento de processos erosivos, soterramentos e geomorfológicos dos depósitos (Bardossy & Aleva, 1990).

O clima, altamente variável ao longo do tempo, é o fator externo de maior relevância, e determina o tipo, velocidade e grau de agressividade do intemperismo (Bardossy & Aleva, 1990).

O relevo e a drenagem, por sua vez, possibilitam diferentes evoluções em função da compartimentação topográfica, da intensidade de escoamento das águas e do regime de infiltração da drenagem.

O solo e a vegetação têm seu papel protegendo as rochas contra a ação meteórica ou contribuindo com a alteração pela produção de ácidos orgânicos (Nahon, 1991).

4.1. Geologia do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto

Desde as primeiras referências as rochas do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto feitas, no final da década de 1960, através dos Projetos Brasília (Barbosa *et al.*, 1969) e Goianésia-Barro Alto (Baeta Jr. *et al.*, 1972), numerosos trabalhos abordaram aspectos diversos da área:

- mapeamentos (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975);
- dados geocronológicos (Hasui & Almeida, 1970; Souza, 1973; Fuck *et al.*, 1989; Suita *et al.*, 1994; Correia *et al.*, 1999; Della Guistina, 2010);
- petrologia e evolução geotectônica descritos em Stache (1976), in Souza (1973) e Figueiredo (1978);
- geologia estrutural e metamorfismo (Moraes & Fuck, 1994, Moraes, 1997; Moraes & Fuck, 2000).
- alteração intempérica de perfis lateríticos do complexo foram descritas por Melfi (1974), Figueiredo (1978) e Trescases & Oliveira (1981) no depósito de níquel laterítico sobre rochas ultramáficas, com ênfase na evolução mineralógica e geoquímica ocorrida durante a alteração da jazida. Oliveira *et al* (2009) descreve a alteração supergênica do anortosito com ênfase nas implicações geomorfológicas.

4.1.1. Evolução do conhecimento sobre a geologia do Complexo

O complexo máfico-ultramáfico Barro Alto é o corpo meridional do conjunto de complexos máficos-ultramáficos acamados de Goiás, estendendo-se por 150 km e mais de 30 km de largura, em forma de “bumerangue” modelada pela inflexão resultante de falhamento, a partir da qual, Baeta Jr. *et al*, (1972) dividiram o corpo em dois segmentos distintos:

- Segmento ocidental não diferenciado, de orientação EW, com 76 km de extensão, situado entre as cidades de Rubiataba e Goianésia, constituído principalmente por anfibolitos, gabronoritos e piroxenitos subordinados.
- Segmento oriental diferenciado, de orientação SW-NE, com 80 km de extensão, situada entre a cidade de Goianésia e as margens do Rio Maranhão. Este segmento apresenta-se regularmente estruturado e reproduz as feições maiores comparáveis às do Complexo de Niquelândia. Assim, estes autores descrevem as zonas: basal, ultrabásica, anortosítica, intermediária e de topo, reconhecidas também por outros autores, que lhes atribuem diferentes denominações, conforme a Tabela 4.1.

Com base na intensidade do metamorfismo, Fuck *et al.* (1981) e Danni *et al.* (1984) distinguem a Sequência Granulítica Serra de Santa Bárbara e a seqüências Gabro-anortosítica Serra da Malacacheta. A primeira corresponde às zonas basal e ultrabásica de Baeta *et al.* (1972), enquanto a última compreende as demais. Reconhecem ainda a seqüência Vulcanossedimentar de Juscelândia, anteriormente considerada como pertencente ao Grupo Araxá.

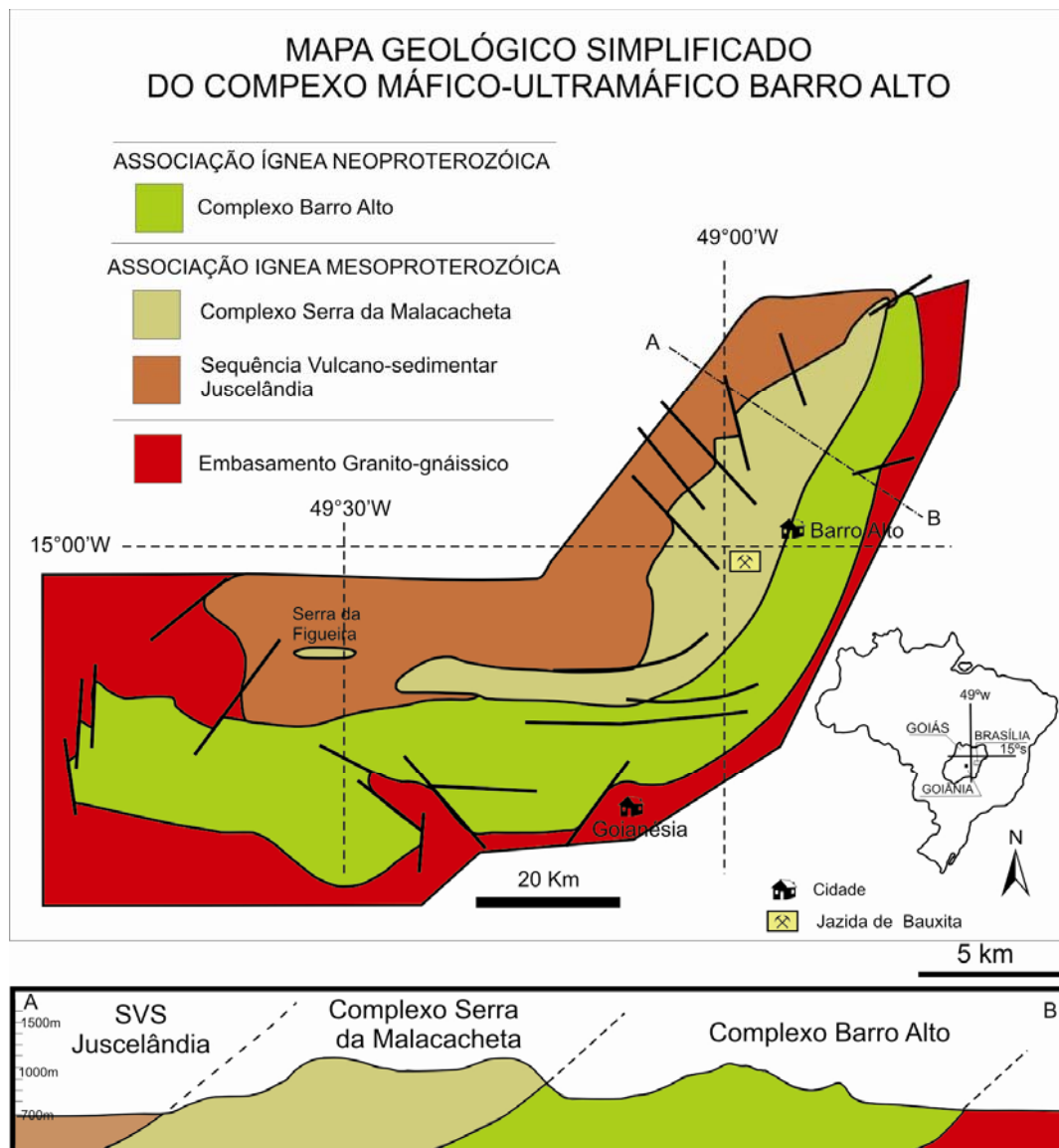


Figura 4.1. Mapa simplificado do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto, evidenciado sua forma de “bumerangue”, e perfil esquemático, baseado em Ferreira Filho *et al.* (2009).

A Sequência Serra de Santa Bárbara, redefinida por Ferreira Filho (1998) como Série Acamadada Inferior, contempla duas zonas, assim caracterizadas:

- Zona Máfica Inferior: localizada na borda leste do complexo, é composta por websteritos, gabronoritos e noritos intercamadados, com intercalações de olivina-websteritos e dunitos a oeste, contém a paragênese indicativa de metamorfismo granulítico.
- Zona Ultramáfica: composta por dunitos e harzburgitos serpentinizados, alcança aproximadamente 60km de extensão. O contato com a Zona Máfica Inferior geralmente encontra-se encoberto, enquanto a oeste faz contato tectônico com a Série Superior.

A Sequência Serra da Malacacheta, redefinida como Série Acamadada Superior, é composta por rochas anortosíticas (anortositos, leuco-troctolitos) e rochas gabróicas (olivina gabros e olivina gabronoritos), com eventuais piroxenitos intercamadados. As paragêneses indicam metamorfismo granulítico a anfibolítico. Nela se situa a área da jazida.

Tabela 4.1. Quadro esquemático mostrando as diferentes subdivisões estratigráficas proposta para Complexo Barro Alto segundo vários autores.

	Baeta Jr. et al. (1972)	Figueiredo (1978)	Fuck et al (1981)	Moraes et al. (1994)	Ferreira Filho (1998)	Ferreira Filho et al. (2009)
			Sequência Juscelândia	Sequência Juscelândia	Sequência Juscelândia	<u>Associação Ignea Mesoproterozóica:</u>
Segmento Oriental	a) Zona de Topo	a) Subzona Metagabroica Ocidental	a) Sequência Serra da Malacacheta	Sequência Serra da Malacacheta	Série Acamadada Superior	Complexo Serra da Malacacheta Sequência Vulcanossedimentar Juscelândia
	b) Zona Intermediária c) Zona Anortosítica	b) Subzona Meta-anortosítica				
	d) Zona Ultrabásica	c) Zona Ultrabásica	b) Sequência Serra de Sta. Bárbara	Sequência Serra de Sta. Bárbara	Zona Ultramáfica	<u>Associação Ignea Neoproterozóica:</u>
	e) Zona Basal	d) Zona Gabronorítica Oriental			Zona Máfica Inferior	
Segmento Ocidental	Gabronorítica Indiferenciada				Segmento Meridional E-W	Complexo Barro Alto

Dados geocronológicos combinados com estudos petrológicos (Ferreira Filho *et al.*, 2009) embasaram nova interpretação para a compartimentação e evolução do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto. Idades obtidas por U-Pb em zircões indicam duas associações de rochas ígneas distintas:

- O evento magmático de 1.25 Ga representado por uma associação de rochas ígneas compostas por extensivo vulcanismo bimodal (SVS Juscelândia) associado às intrusões máficas-ultramáficas acamadadas (Complexo Serra da Malacacheta).
- A associação ígnea de idade 0.79 Ga, representada pelo Complexo Barro Alto.

Estes dois eventos foram interpretados como resultado de dois diferentes eventos de rifteamento, sendo ambas afetadas por metamorfismo de alto grau e tectonismo, em 0.76 Ga, o que modificou profundamente a estratigrafia original do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto e da Sequência Vulcanossedimentar Juscelândia.

4.1.2. Sequência Anortosítica

A área da jazida ocupa a porção setentrional do Complexo Máfico-Ultramáfico Barro Alto, na faixa correspondente à Sequência Serra da Malacacheta (Figura 4.2). Predominam anortositos, aflorantes em pequenos lajedos existentes no alto da serra e nas encostas íngremes, passando a leucogabros bandeados, até os termos essencialmente gabróicos gabro-anortositos subordinados.

O anortosito fresco é cinza claro e tem textura granular, fina a média. Exibe bandamento difuso, dado pela alternância de faixas subparalelas, mais máficas ou mais félsicas. As bandas félsicas são dominantes, com espessuras entre 1 e 6 cm, compostas sobretudo por plagioclásio, com granulação média e coloração cinza clara, eventualmente rósea. As bordas dos grãos por vezes apresentam coloração verde clara, aparentando alteração para epidoto.

As bandas máficas são mais delgadas, com espessuras variando entre 0,5 e 1,0 cm. Têm textura granular fina e coloração verde escuro a preta. São compostas predominantemente por hornblenda, na forma de ripas prismáticas associadas a clinopiroxênio. Granada rósea ocorre comumente, como cristais submilimétricos irregulares e fraturados.

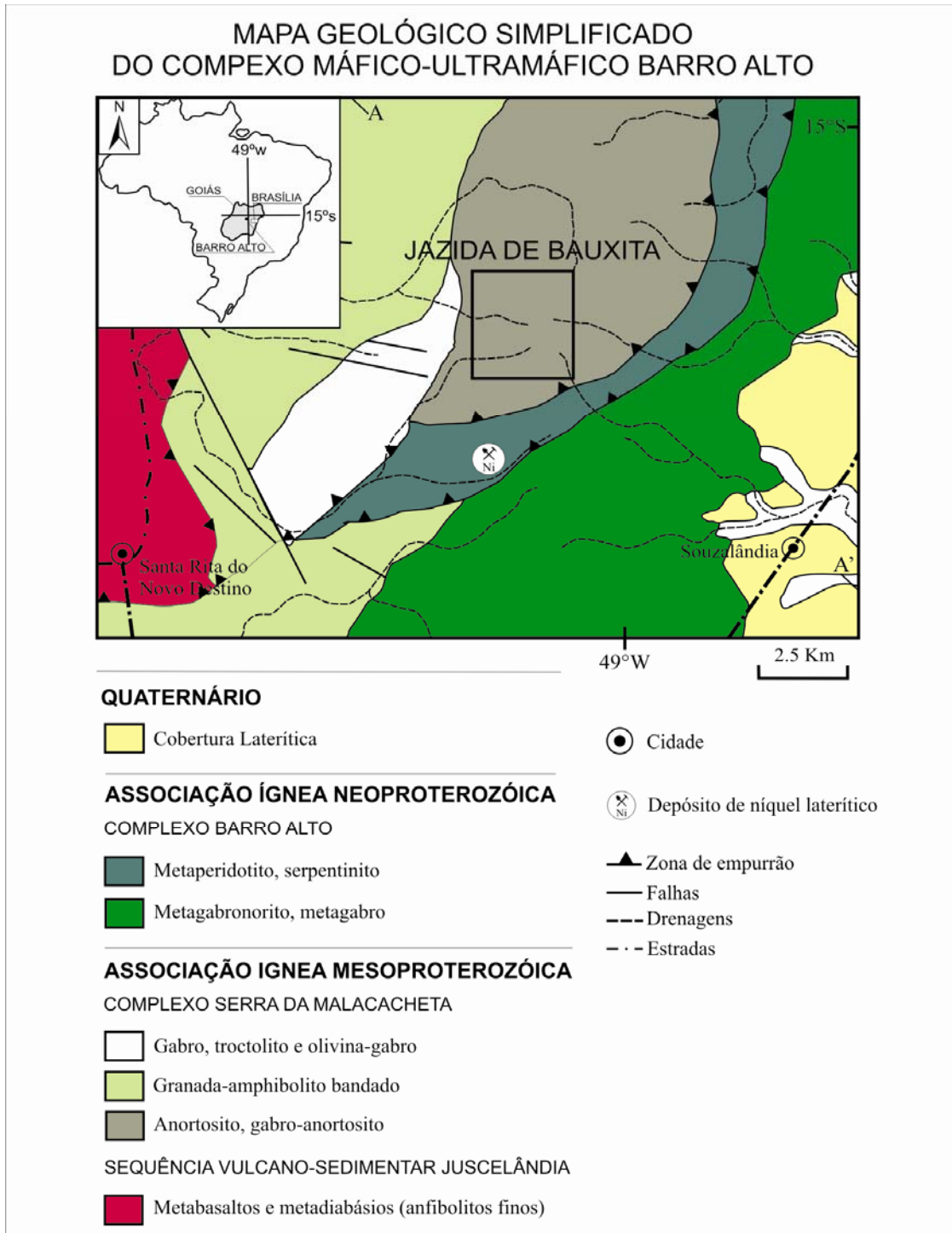


Figura 4.2. Mapa do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto, com detalhe para a área da jazida, situada sobre rochas da sequência anortosítica.

Segundo Veiga (2005) tais rochas se apresentam regularmente orientadas e reproduzem as feições maiores do maciço. Ao norte, estão direcionadas segundo NNE-SSW, com mergulhos para W. Ao sul, infletem para E-W, refletindo o contato por falha

inversa com o pacote ultramáfico. Por vezes exibem dobras apertadas, denunciando deformações sofridas durante o posicionamento tectônico. Fraturamentos transversais atestam esforços distensivos tardios. A paragênese metamórfica indica transformações em condições de alto grau (fácies anfibolito a granulito).

4.1.2.1. Solos derivado do anortosito

Na paisagem dominada por elevações estabelecidas sobre anortositos, o perfil de solo encontra-se truncado pela erosão ativa. Em alguns locais, a erosão acentuada chega a expor pequenos lajedos de rocha fresca. A remoção dos horizontes superficiais propiciou, em grandes extensões, a exumação e o desmantelamento parcial do saprolito aluminoso subjacente, resultando em solos lixiviados pouco desenvolvidos.

4.2. Condições climáticas atuais (temperatura e precipitação)

A região do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto, localizado no Planalto Central Brasileiro, está submetido atualmente a clima tropical de estações contrastadas. Segundo a classificação de Köppen, o clima da região é característico do tipo AW (típico dos climas úmidos de savanas tropicais, com verão úmido, de outubro a abril, e inverno seco, de maio a setembro) em praticamente toda a área.

A temperatura média anual da região situa-se em torno de 20°C, com a média dos dias mais quentes entre 24 e 26°C e dos meses mais frios superior a 18°C, com amplitude térmica das médias mensais inferiores a 5°C.

A pluviosidade anual varia em torno de 1.600mm, concentrada entre dezembro e fevereiro. No período seco assinalam-se baixos índices de umidade do ar, geralmente inferiores a 30%.

4.3. Evolução geomorfológica do Planalto Brasileiro

Segundo Latrubesse *et al.* (2005) diversos mecanismos podem levar a formação de uma superfície regional de aplainamento. No Brasil, desde a década de 60 se tem utilizado, fundamentalmente, o modelo de pediplanação proposto por King (1956) baseado nos seus estudos realizados fundamentalmente no Brasil e na África. Estudos em

outras regiões tropicais têm levado à geração de novos modelos sobre a interpretação evolutiva das grandes superfícies de aplainamento, tanto no que se refere aos processos geradores como à idade de geração. No caso específico do Estado de Goiás, tem se interpretado as superfícies regionais de aplainamento como geradas fundamentalmente por processos de etchplanação ou por uma mistura de processos (relevos poligênicos, incluindo pediplanação). Vitte (2001) destaca o papel do intemperismo químico e dos sistemas de transformação da cobertura pedológica como mecanismo básico do aplainamento das formas de relevo, e ainda, enfatiza, que a originalidade da teoria da etchplanação é que ela considera os processos geoquímicos e pedogenéticos como sendo os principais mecanismos da morfogênese e do aplainamento das formas de relevo. Segue uma síntese das características gerais da evolução do relevo brasileiro, iniciada no Cretáceo Superior, com base no modelo de King (1956) e reinterpretções posteriores.

1) Após o levantamento do continente sul-americano e um longo período erosivo ocorreu o nivelamento do relevo a um imenso peneplano, que foi designado de Superfície Sul-americana por King (1956). No terciário inferior, fase de agradação da superfície Sul-americana, o intemperismo levou à formação de importantes coberturas de alteração, de natureza principalmente ferralítica (Pedro & Volkoff, 1984).

2) Um novo levantamento do continente no Terciário Superior provocou o desenvolvimento de um novo ciclo erosivo - Ciclo Velhas - que desmantelou a antiga superfície, deixando alguns relevos remanescentes, principalmente no Planalto Central Brasileiro. Esses relevos residuais encontram-se a cotas de 500 a 1000 metros no Centro-Oeste. A Superfície Velhas está em cotas de 400 a 800 no Centro-Oeste, chegando a 150 metros na região Amazônica (Braun, 1971).

3) A retomada do intemperismo se deu tanto sobre a Superfície Velhas, como sobre os remanescentes da Superfície Sul-Americana, levando a elaboração de novos perfis ferralíticos (Pedro & Volkoff, 1984).

4) A fase erosiva sub-atual e atual, que atua desde o quaternário, chamada de ciclo Paraguaçu, vem degradando a Superfície Velhas, que se encontra toda entalhada pela drenagem. Assim, as coberturas ferralíticas que sustentavam as elevações, vão sendo destruídas.

4.3.1. Geomorfologia recente

O Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto destaca-se nas paisagens como um relevo montanhoso que emerge de uma superfície nivelada nos metassedimentos encaixantes do Grupo Paranoá. Neste contexto destacam as serras Santa Bárbara, Laguna, Grande e Passa Três, que alcança a área da jazida, com denominação local *morro do Buraco* ou *serra da Torre*.

São elevações marcantes, direcionadas em torno de NNE-SSW, segundo a estruturação das rochas (figura 4.3). Conforme registrado pelo Projeto Radambrasil (1981), são relevos estruturais, traduzidos por serras alongadas, normalmente dissecadas em formas aguçadas. As depressões intermontanas que as circundam ajudam a ressaltar suas estruturas (Veiga, 2005).



Figura 4.3. Tomada da encosta NW do morro da Torre, a W de Barro Alto, na cota aproximada de 1400 metros. Em primeiro plano aflora blocos de bauxita, ao fundo na parte arrasada, representadas por rochas do Grupo Serra da Mesa, se situa cotas de 500 a 600 metros, as quais correspondem à Superfície Velhas. As serras alongadas correspondem a remanescentes da Superfície de Aplainamento Sulamericana, com cotas variando de 900 a 1000 metros.

- No interior do Complexo, são os anortositos que correspondem às áreas de maior relevo, com topos culminando a 1500 metros (serra da Torre).

- As zonas metagabroicas constituem serras menos elevadas, de altitudes de cerca de 1000 metros. Na porção central das zonas metagabroicas oriental, a topografia é deprimida ao nível da superfície Velhas (600-680 metros), estabelecido por Braun, (1969).
- O relevo na zona ultramáfica caracteriza-se por áreas de baixadas nas extremidades norte e sul do Complexo e por área montanhosa na porção central. Essas baixadas de altitudes entre 600 e 680 metros e apresentam-se como depressões alongadas entre o relevo de gabros e anortositos. O contato com as encostas dá-se por formações de *piemont* de geometria côncava (Trescases & Oliveira, 1981).

A superfície aplainada, é coberta por formações detrítico-lateríticas, situada por volta de 600 metros, com extremos de 650 metros no interior do Complexo e 550 metros na região noroeste.

Dentro da sequência anortosítica, objeto deste trabalho, é possível caracterizar uma compartimentação topográfica que inclui áreas de topos, encostas convexas e íngremes, sopés e baixadas.

As áreas de topos são formadas pelo cume das elevações, na qual a dissecação do relevo produz formas tabulares a convexas. São áreas capeadas por espessos mantos lateríticos.

As encostas convexas apresentam declividades moderadas e baixas, e às vezes com forte declive ($< 30^\circ$). Constituem a feição topográfica predominante. Ao longo das encostas ocorrem afloramentos de rocha fresca, expostos pela ação da erosão, sendo mais abundantes quando a declividade é maior. Estas encostas são bem drenadas, permitindo o escoamento das águas superficiais e subterrâneas e contribuindo com desenvolvimento do manto de alteração. Localmente as encostas, terminam em vales com características erosionais, sem formação de sopés e baixadas (figura 4.4). Por vezes as encostas se apresentam mais aguçadas, íngremes, com declividades maiores que 30° e resultam em escarpas erosivas, possivelmente favorecidas por movimentações neotectônicas, dadas pela reativação de antigas rupturas.

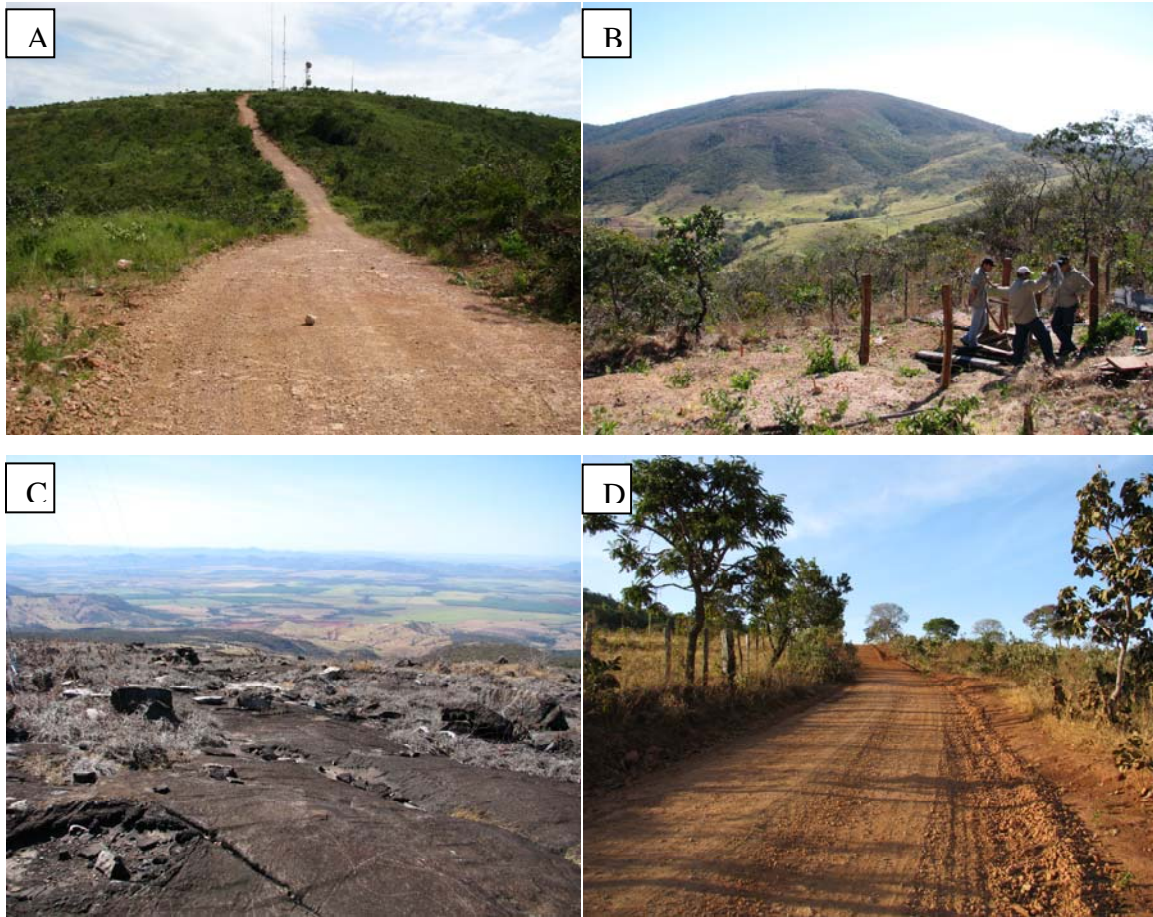


Figura 4.4. A) Imagem representativa no topo da jazida (no fundo as torres de telecomunicação). B) Forma de relevo mostrando uma encosta convexa. C) Feição erosiva, mostrando um lagedo de rocha fresca exposta pela ação erosiva. D) feição topográfica típica da baixada.

Os sopés são pouco extensos, desenvolvendo-se na parte inferior das encostas íngremes, na transição para as baixadas. São identificados pela quebra do aspecto convexo típico do relevo das encostas e início do relevo côncavo. A declividade é baixa, da ordem de 5° , mas permite boa drenagem.

As regiões de baixadas desenvolvem nas partes inferiores do relevo, são locais com manto de alteração pouco espesso. Na sequência anortosítica, restringem-se a pequenos pontos, pois a maior parte das baixadas são desenvolvidas próximas à faixa de rochas ultramáficas.

4.4. Drenagens

Na região do Complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto, as serras atuam como divisores de água, alimentando drenagens de pequeno porte, rápidas, encaixadas e os tributários dos rios principais (rio dos Bois e rio das Almas a oeste e rio dos Patos a leste), todos afluentes do rio Maranhão, da Bacia do Rio Tocantins.

O rio Maranhão ocupa terrenos arrasados e define um vale amplo e suave, propício ao aluvionamento, estabelecido em cotas entre 600 e 520m.

Na área da jazida, a compartimentação geomorfológica cria condições para um sistema de drenagem do tipo angular, e composta por córregos e pequenos cursos d'água orientados, por falhamentos, na qual estão encaixados e nas encostas íngremes.

4.5. Vegetação

Na região do complexo Máfico-ultramáfico Barro Alto a vegetação é do tipo savana arbórea nas planícies (cerrado) com matas-galerias ao longo dos rios. Entretanto, parte desta da área, apresenta-se intensamente transformado pela ocupação antrópica, abrangendo: pecuária extensiva, tradicionalmente praticada nas encostas e vales e agricultura irrigada e mecanizada em larga escala, prioritariamente voltada à produção de cana-de-açúcar.

A área da jazida, é recoberta por vegetação rala, na forma de campos sujos e cerrados rupestres, entremeada com matas instaladas ao longo das drenagens. A cobertura original se encontra em boa parte preservada, à exceção de trechos ocupados por pastagens ou por pequenas estradas secundárias e edificações (torres de transmissão).

A vegetação na região compreende espécies características de veredas (buriti, buritirana, pindaíba do brejo), de áreas de nascentes (pau d'óleo, angico, ipês (figura 4.5) e jussara, dentre outros), bem como de cerradão e de cerrado (Veiga, 2005).

CAPÍTULO 5

Materiais e Métodos

5.1. Amostragem

Os trabalhos de campo foram orientados no sentido de observar e amostrar os diferentes materiais e horizontes litológicos, bem como as transições entre eles. O trabalho de campo foi favorecido pela existência, na área, de cortes, poços, trincheiras abertos para o trabalho de pesquisa mineral da bauxita.

A amostragem foi baseada no mapa geológico simplificado da jazida (figura 5.1), confeccionado pela EDEM Mineração que classifica o material aflorante, como:

- BAUXITA: saprólito bauxítico, considerado minério, sem fragmentos de rocha e teor superior a 50% de Al_2O_3 total;
- SAPRÓLITO BAUXÍTICO COM FRAGMENTO DE ROCHA: saprólito bauxítico com fragmentos de rocha, intercalações de material argiloso e teores de Al_2O_3 total variáveis;
- SAPRÓLITO NÃO BAUXÍTICO COM FRAGMENTO DE ROCHA: representa porções da jazida com espessas camadas de material argiloso.
- SAPRÓLITO BAUXÍTICO DERIVADO DE GABRO: porção considerada minério, embora apresente teor de ferro elevado;
- ANORTOSITO AFLORANTE: rocha-mãe exposta pela erosão do saprólito;

O material de estudo constou de amostras de superfície (principalmente blocos soltos) coletadas em caminhamentos por toda a extensão da jazida e complementada por material obtido e disponibilizado pela EDEM Mineração, representado por:

- Amostras de poços (pilha recuperada a cada metro e coletadas nos poços);
- Amostras de trincheira (figura 5.2C) e bancada;
- Amostras de sondagens a trado motorizado e sonda rotativa a diamante;

O resumo dos tipos de amostras coletadas e a localização é mostrado na figura 5.1.

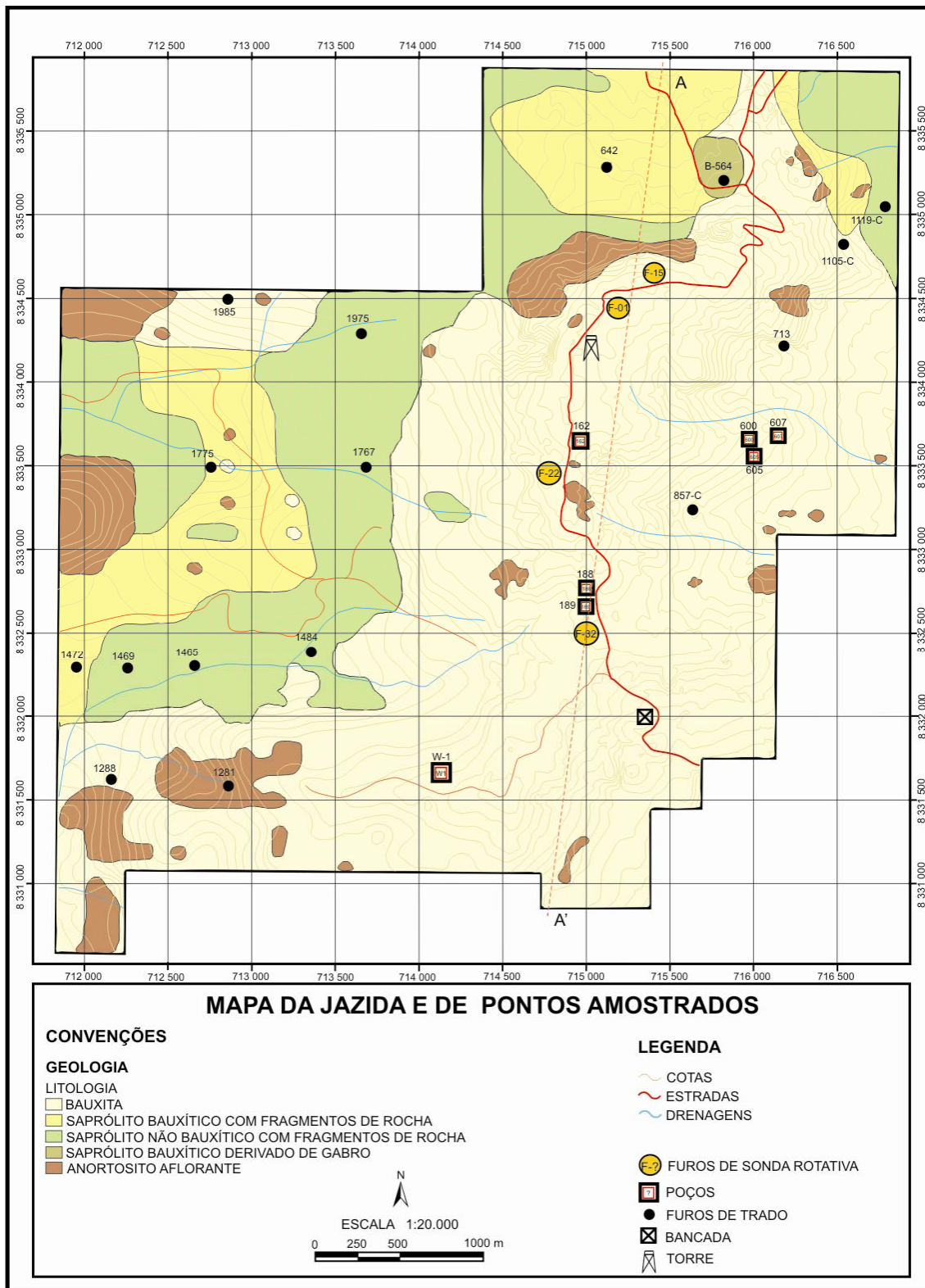


Figura 5.1. Mapa de localização dos principais pontos de amostragem, representados pelos furos de sondagem rotativa a diamante, furos de trado, poços e bancadas ao longo de toda a extensão da jazida. (Veiga, 2005)

5.1.1. Critérios para amostragem

Amostras de furo de trado motorizado: Abrangem vasta área da jazida e possibilitam investigar o manto de alteração, considerando, principalmente, as características texturais e consistência do material. O material recuperado amostrava intervalos a cada metro de profundidade. Foram realizadas análise de difração de raio-x em cerca de 80 amostras, com o objetivo de caracterizar a mineralogia do perfil de alteração. A profundidade média dos furos de trado é de 7 metros.

Amostras de sondagem rotativa a diamante: Foram selecionados 4 testemunhos, que representam áreas topográficas de topo, encosta íngreme e cônvexa, sopé, na tentativa de amostrar os perfis de alteração completo (desde a rocha fresca com córtex de alteração e perfil de alteração). Foram coletadas 52 amostras. O material foi descrito e a partir das características texturais e mineralógicas foram identificadas diferentes fácies do material. Além de amostrar o contato entre as fácies para observar detalhadamente a transição mineralógica e geoquímica entre elas.

Amostras de poço, trincheira e bancada: A profundidade dos poços é de aproximadamente 12 metros. Foram feitas a descrição das relações entre as fácies, medidas estruturais de fraturas e coleta de amostras nas paredes dos poços, das trincheiras e bancadas.. Este tipo de observação do perfil “*in situ*” fornece informações de detalhe acerca da maturidade, evolução e feições estruturais presentes na jazida.

O material retirado dos poços foi organizado em pilhas e separado a cada metro. Foi feita a coleta desse material fragmentado para caracterização mineralógica do saprólito.

Amostras de afloramentos e avulsas: na jazida o minério está aflorante e a porção superficial da jazida é coberta por bauxita fragmentada e também por afloramentos, tanto de minério quanto da rocha-mãe, exposta pela erosão do saprólito. Foi possível observar relações estruturais e feições mineralógicas e texturais nos afloramentos.



Figura 5.2. **A:** Pilha de material escavado em poços de pesquisa e individualizado a cada metro. **B:** Testemunho de sondagem rotativa a diamante, marcado pela baixa recuperação do material, principalmente dos níveis argilosos. **C:** (Foto Veiga, 2005) Escavação de bancada em barranco da estrada, para exposição do perfil de intemperismo e coleta de amostras. **D:** (Foto Veiga, 2005) Sondagem a trado motorizado executada em solo bauxítico no topo do espigão, recoberto por vegetação rala característica.

5.2. Técnicas Analíticas Utilizadas

Os métodos utilizados para caracterização mineralógica e química foram: microscopia óptica e eletrônica de varredura, difração de raios X, análises termodiferencial e termogravimétrica, além de análises químicas de rocha inalterada e do material de alteração.

5.2.1. Difração de Raios-X

A técnica da difração de raios-x, utilizada desde a década de 30 para determinação da estrutura cristalina, é essencial para caracterização mineralógica dos argilominerais e de outros constituintes de granulação fina dos solos, geralmente com dimensões menores que 2 μm (Guimarães, 1999).

Esta técnica foi fundamental, nesta dissertação, para a identificação dos principais constituintes mineralógicos presentes no saprólito bauxítico, possibilitando acompanhar as alterações ocorridas durante a evolução do perfil, desde a rocha-mãe, além da distribuição destes minerais em diferentes fácies.

A análise do material (amostra total) é feita com material não orientado, pulverizado, prensado em lâmina de alumínio vazada, técnica de *back loading*.

A análise das amostras foi realizada no Laboratório de Difração de Raios-X da Universidade de Brasília, Instituto de Geociências – UnB, procedida em equipamento RIGAKU D/MAX – 2/C operando com tubo de cobre, sob voltagem de 35 kv e 15 mA, velocidade de varredura de 2°/minuto, no intervalo de 2° a 70° - 2 θ theta.

A partir dos difratogramas, os minerais foram identificados por meio do *software* JADE 3.0 (MDI Materials Data), com banco de dados PC-PDF (Power Diffraction File – PDF para PC – 1996) produzido pelo *International Center for Diffraction Data – ICDD* (ICDD, 1996).

Através dos difratogramas é possível fazer uma estimativa da abundância relativa dos minerais indicados como constituintes maiores, menores e traços, com base, na comparação entre as intensidade das reflexões características de cada fase mineral.

5.2.2. Microscopia ótica

As análises microscópicas foram realizadas com a finalidade de caracterizar a mineralogia, a textura e as microestruturas da rocha-mãe e também nas porções alteradas, na tentativa de acompanhar as transformações texturais e minerais durante a evolução do perfil de alteração.

Foram confeccionadas 24 lâminas delgadas, sendo destas, 11 representativas da rocha-mãe (anortosito), uma do gabro, e as restantes são amostras da interface de alteração, marcada pela passagem da rocha fresca para bauxita, ou do contato entre a bauxita e o nível argiloso. O estudo por microscopia ótica foi realizado em lâminas delgadas sob luz transmitida em microscópio Olympus, modelo BX-60, com aumento máximo de 40 vezes. Utilizou-se para captura de imagens o *software* Qcapture Pro 6.0, do Laboratório de Microscopia da Universidade de Brasília.

As lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação da Universidade de Brasília, e também no Laboratório de Mecânica das Rochas da Divisão de Geotecnia de FURNAS (LABS.C – DCT.C).

Para as amostras friáveis, seja córtex de alteração desenvolvido sobre a rocha, bauxita e material argiloso, houve a necessidade de impregnação, com resina epoxilica e, mesmo assim, com perda de material, durante sua confecção, em função da inconsistência dos materiais argilosos.

5.2.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A Microscopia Eletrônica de Varredura foi importante para caracterizar as transformações minerais ocorridas no *front* da alteração, marcado pela passagem da rocha fresca diretamente para bauxita e também do contato da bauxita e o material argiloso. Isto é possível devido à possibilidade de observação e análise da superfície de amostras espessas através de imagens tridimensionais, quando em amostras de fratura ou naturais, associada à alta resolução que pode ser atingida, atualmente de 30 Å, e a grande profundidade de foco, da ordem de 300 vezes melhor que a do microscópio ótico.

As imagens foram adquiridas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) do Laboratório de Mecânica das Rochas de FURNAS Centrais Elétricas S.A, de Aparecida

de Goiânia. O equipamento é da marca Leica, modelo S440i – 1995, de alto vácuo, com EDS da Oxford. Para a realização das análises contou-se com os seguintes detectores acoplados ao MEV:

- Elétrons secundários (SE): para a formação de imagens e informações topológicas-morfológicas dos minerais;
- Elétrons retroespalhados (QBSD): para identificação das diferentes fases presentes através de tons de cinza e informações sobre o número atômico médio das fases;
- Raios-X: detecção das informações fornecidas pela técnica da espectrometria por energia dispersiva de raios-X – EDS – para análise qualitativa e avaliação semiquantitativa dos elementos químicos presentes – microanálise – de forma rápida e simultânea à observação das imagens.

A análise por MEV requer preparação prévia das amostras. Para permitir a condutibilidade elétrica, as lâminas delgadas e amostras em blocos, receberam metalização com camada de ouro e foram aterradas ao porta-amostra de alumínio, com tinta de prata formando assim um circuito fechado de energia.

5.2.4. Análises Químicas

Foram selecionados quatro furos de sonda (F-01; F-15; F-22 e F-32) e 1 poço (P-W1), num total de 62 amostras para a análise química, na tentativa de acompanhar a evolução e as variações químicas no decorrer da alteração.

Destas, 38 foram analisadas no Laboratório de Geoquímica (LAGEQ) do Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília (UnB) (F-15; F-22 e PW1). Foram analisados os elementos maiores e alguns traços (Co, Nb, Sr, V, Y, Ni, Zr, Cu, Be, Cr, Be e Zn).

Para os elementos maiores, a decomposição foi feita por fusão total com metaborato de lítio. Para os traços utilizou-se decomposição ácida. As determinações de sódio (Na) e potássio (K) foram feitas utilizando espectrometria de absorção atômica

(ICP-AAS). As determinações para os demais elementos maiores e menores foram feitas por espectrometria de emissão atômica (ICP-AES).

As 24 amostras restantes, pertencentes aos FUROS-01 (perfil maturo) e FURO-32 (perfil imaturo) foram analisadas pelo Laboratório ACME – Analítica Laboratórios Ltda, com o objetivo de conhecer o comportamento de uma gama maior de elementos (elementos terras raras, refratários, metais preciosos e metais base), sendo o interesse maior no elemento Gálio (Ga) que pode ocorrer, como subproduto associado a depósitos de bauxita.

Os elementos maiores são analisados no ICP-AES, S e C em Forno Leco, e os elementos terras raras, metais preciosos e metais base no ICP-MS. Os elementos maiores e terras raras são anteriormente fundidos por metaborato/tetraborato de lítio e digeridos em ácido nítrico. Os metais preciosos e metais base são digeridos com água régia.

Em ambos laboratórios, a perda ao fogo foi determinada em amostras de 1g, levadas ao forno à temperatura de 1100°C por 5 horas.

Alguns dados obtidos foram tratados no *software* NEWPOT, gerando gráficos fundamentais para a caracterização do processo de alteração e da jazida estudada.

5.2.4.1. Extração seletiva de óxidos

A extração seletiva dos óxidos tem como princípio a concentração de óxidos de ferro através da remoção de minerais argilosos e gibbsita presentes na fração argila. A realização deste procedimento, feita no Laboratório de Geoquímica (LAGEQ) do Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília (UnB), possibilita uma melhor caracterização dos óxidos presentes e permite determinar o grau de substituição de FeOOH por AlOOH na goethita.

Utilizou-se a metodologia descrita por Camargo (1986). O procedimento realizado envolveu as seguintes etapas:

- Digestão alcalina de 1g da amostra (fração argila) com hidróxido de sódio (100 ml de NaOH – 5N, em copo de teflon), a 100°C, por 1 hora, para remoção de argilas e, principalmente, da gibbsita;

- Lixiviação do resíduo insolúvel com solução de ácido clorídrico (HCl 0,5M), por centrifugação (20 minutos a 2500 rpm) e descarte do sobrenadante, para eliminar reagentes;
- Lavagem com água destilada, por 2 vezes, para remover o excesso de ácido clorídrico;
- Concentração dos óxidos, para determinação do conteúdo de óxidos de ferro, por difração de raios-X;

5.2.4.2. Estimativa da substituição isomórfica na goethita e hematita

A determinação do grau de substituição isomórfica de ferro por alumínio na goethita e hematita foi realizada por difratometria de raios-X. A substituição isomórfica foi determinada por meio de equações publicadas que relacionam o parâmetro unidade da cela unitária (posição dos reflexos obtidos por DRX) ao conteúdo de Al existente na estrutura dos óxidos de Fe, segundo Schwertmann et al. (1979).

5.2.5. Análise termo-diferencial e análise termo-gravimétrica (ATD/ATG)

As análises de ATD/ATG foram realizadas para auxiliar na caracterização e quantificação das fases minerais presentes, em combinação com outras técnicas, como a difração de raios-x e análises químicas (ICP).

A análise térmica envolve a observação da propriedade física de uma amostra, massa por exemplo, e como essa propriedade física se modifica em resposta à mudança de temperatura (Giese, 1990).

As informações fornecidas pelas análises térmicas possibilitam inferências sobre as percentagens de perda de massa (efetuada através da comparação da porcentagem de OH), para cada amostra, a várias temperaturas. A partir desses valores percentuais e considerando-se a estequiometria das fases minerais identificadas é possível a quantificação das fases minerais.

Além disso, permite relacionar o grau de cristalinidade de minerais e a temperatura de desidroxilação.

As análises foram realizadas no equipamento SDT-2960 da TA Instruments, do Laboratório de Catálise do Instituto de Química-UnB, que dispõe-se de ATG e ATD para análises simultâneas.

As condições utilizadas foram as seguintes: intervalo de temperatura de 25°C até 1100°C, com taxa de aquecimento de 10°C por minuto, sob atmosfera de ar sintético (80% de N₂ / 20% de O₂).

As amostras foram pulverizadas e colocadas em cadinho de platina, em quantidade média de 15 mg, pesadas no próprio analisador térmico. O termograma gerado possibilitou caracterizar e quantificar as reações no estado sólido, principalmente a perda de água estrutural.

Para os argilominerais do grupo da caulinita (Al₂[Si₂O₅](OH)₄) utilizou-se a porcentagem teórica (da perda de massa – OH estrutural) de 13,95%. Para a gibbsita (Al(OH)₃), o valor teórico utilizado foi de 34,62% (Fava *et al*, 1999).

CAPÍTULO 6

Perfis de Alteração

A jazida de bauxita de Barro Alto possui forma alongada, acompanhando a estruturação característica das serras da região, e extensão superior a 6000 metros e largura acima de 3000 metros. Ocorre preservada nas porções mais elevadas, de topo e encosta *da serra da Torre*, entre 900 e 1500 metros de altitude, onde predominam condições topográficas acidentadas, marcada por grandes variações de desníveis altimétricos no interior da jazida. Tem reserva estimada em 100 milhões de toneladas com teores, em média maiores que 50% de Al_2O_3 aproveitável e baixos teores de ferro (Veiga, 2008), similares aos dos melhores depósitos conhecidos no Brasil e no mundo, sendo pesquisada tanto para uso metalúrgico quanto para uso refratário (Veiga, 2008).

6.1. Perfis de Alteração

O material bauxítico aflora por toda extensão da jazida e para caracterizar o quadro da alteração, foi definida uma topossequência A-A' (figura 6.1), ao longo da qual foram escolhidos 4 furos de sondagem, realizados pela EDEM Mineração (F-01, F-15, F-22, F-32), selecionados em diferentes contextos topográficos, com a finalidade de compreender a relação deste fator na arquitetura da jazida; além de amostragens ao longo de toda a jazida, em poços, materiais furo de trado e amostras de bancada e trincheira, abertas nos flanco de morretes (ver figura 5.1, página 44).

A figura 6.1 ilustra a distribuição dos perfis, em relação ao compartimentos topográficos e da eficiência de drenagem existentes na jazida, e a tabela 6.1 apresenta algumas características dos perfis descritos.

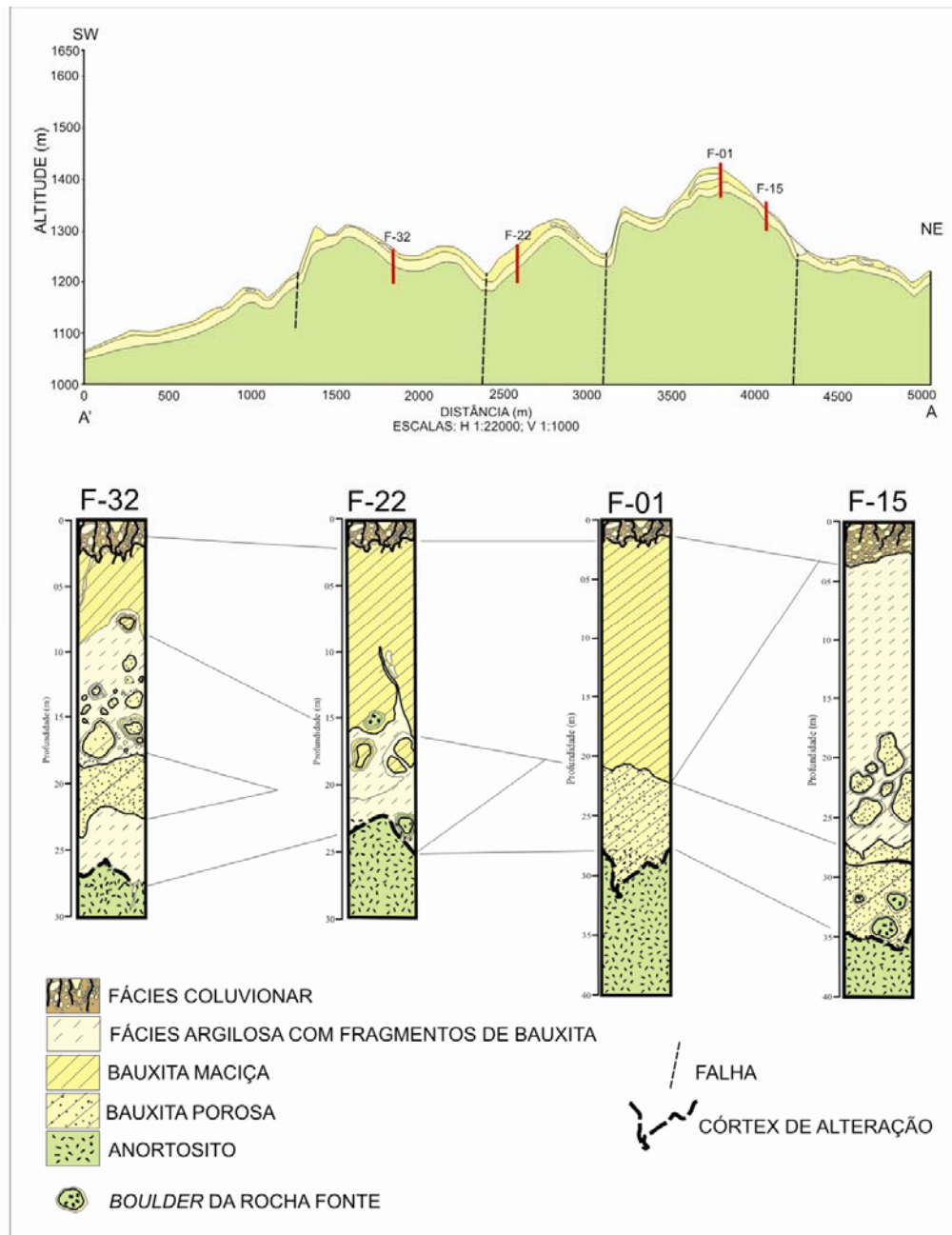


Figura 6.1 Seção A-A' com a topossequência estudada.

Tabela 6.1. Características dos perfis amostrados.

	F-01	F-15	F-22	F-32
Cota (metros)	1485	1417	1290	1280
Espessura (metros)	32	36.50	24	27
Local Topográfico	Topo	Encosta íngreme	Encosta cônvexa	Sopé

A distribuição dos perfis de alteração, ao longo da topossequência, ilustra bem a relação entre os materiais bauxíticos e argilosos. O FURO-01 apresenta um perfil bauxítico *in situ*, marcado por bauxitização direta do anortosito, onde se desenvolveu um nível notável de material bauxítico, cortado por veio argiloso e recoberto por cerca de 4 metros de material coluvionar. O FURO-15, em posição de encosta cônvexa, apresenta na porção inferior um espesso nível de bauxita porosa e sobreposto a ele, material bauxítico intercalado com material argiloso coberto por um delgado nível de bauxita coluvionar. Os FUROS 22 e 32, apresentam em comum, um nível delgado de argila em contato com o anortosito, esse material é sobreposto por uma mistura de bauxita e argila e cobertos por bauxita coluvionar, sendo que no FURO 32, em posição de sopé, esse nível é bem mais espesso.

Não foi constatada a presença de perfis lateríticos completos, como descritos por Wilson (2004) e Retallack (2010), e apesar dos perfis estudados mostrarem diferenças entre si, sobretudo pela variação de espessura e ausência de alguns níveis, são, na sua maioria, altamente diferenciados, maduros e caracterizados, por uma bauxitização direta, rápida e, no geral, totalmente desenvolvida a nível do córtex de alteração, e com presença variável de níveis argilosos, geralmente espessos, distribuídos aleatoriamente ao longo do perfil de alteração.

A partir dessas observações foi proposto o perfil “geral” da jazida, que representa um modelo teórico para o manto de alteração, com espessura média de 25 metros, localmente atingindo 60 metros, que acompanha a topografia e que representa um corpo único do minério (figura 6.2), onde foram caracterizadas seis fácies, representadas, grosseiramente, da base para o topo, por:

- Anortosito e córtex de alteração (AN);
- Bauxita porosa isalterítica, e ocorrência de *boulders* com estruturas e texturas preservadas da rocha fonte (FBP);
- Porções argilosas, constituída de caulinita derivada da alteração do plagioclásio (FCP);
- Porções argilosas com remanescentes de bauxita maciça e porosa (FAB);
- Bauxita maciça em contato difuso com bauxita porosa subjacente (FBM);
- Acumulações superficiais de fragmentos e concreções de bauxita (FBC);

A idéia de fácies foi utilizada neste trabalho para caracterizar os materiais de alteração, considerando os aspectos composicionais, mineralógicos, químicos morfológicos, estruturais ou texturais que os diferenciam, com a finalidade de compreender suas relações genéticas.

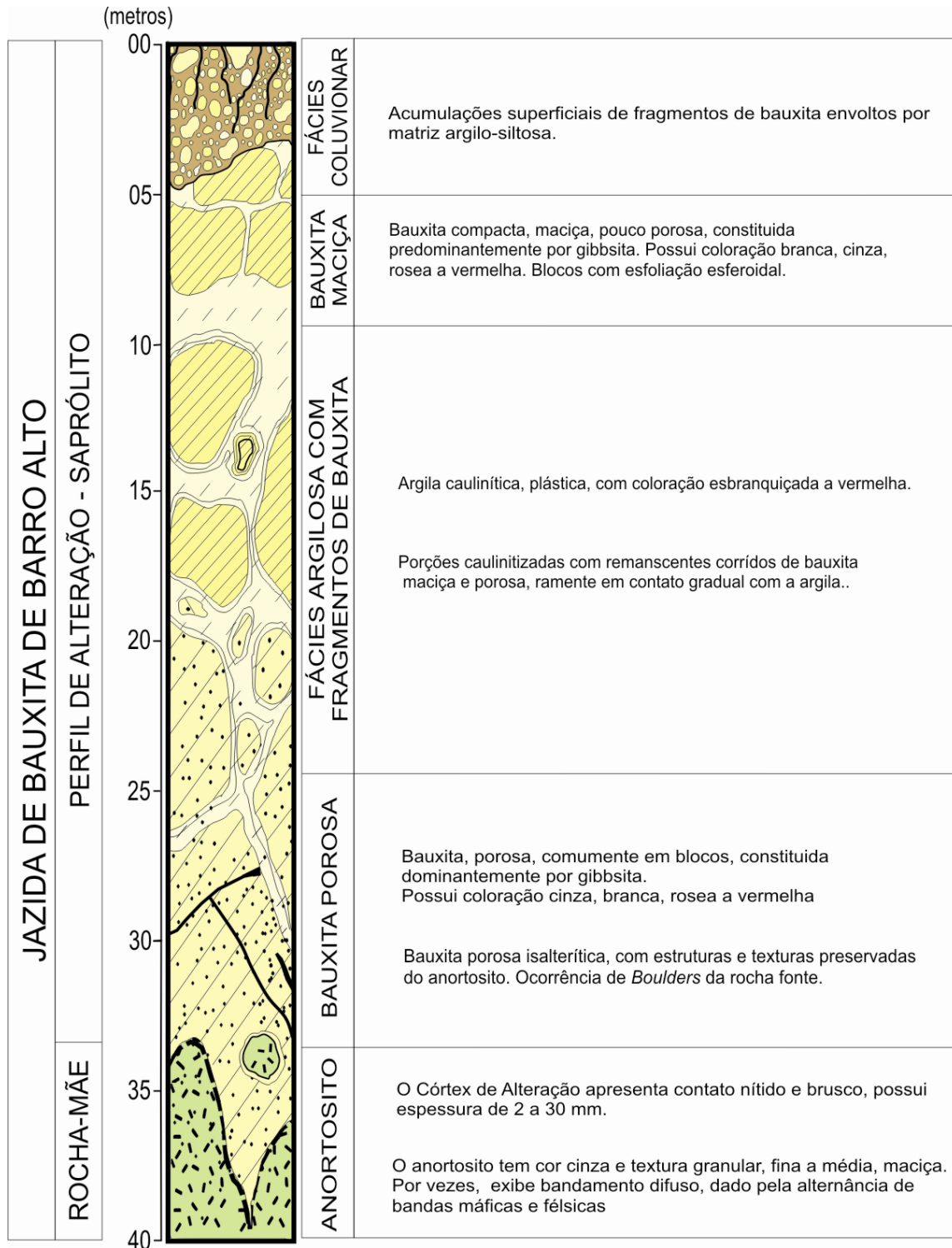


Figura 6.2. Perfil bauxítico “geral” para a jazida de bauxita de Barro Alto.

A preservação das estruturas da rocha-mãe e a ausência de retrabalhamento, ao menos nas porções elevadas da jazida, atestam a origem *in situ* do manto de alteração.

A passagem abrupta da rocha fresca para o saprólito atesta a intensidade do processo de lixiviação (figura 6.3).



Figura 6.3. Núcleo de anortosito preservado envolvido por bauxita. (Veiga, 2005).

A seguir serão apresentadas as principais características de cada fácies, com base nas observações macroscópicas e difração de raios-x.

6.1.1. Anortosito e seu córtex de alteração (AN)

A rocha-mãe é representada, essencialmente, pelo anortosito, sendo porém encontrado no interior do anortosito um pequeno corpo de composição gabróica, exposto na forma arredondada, localizado na porção norte da área estudada.

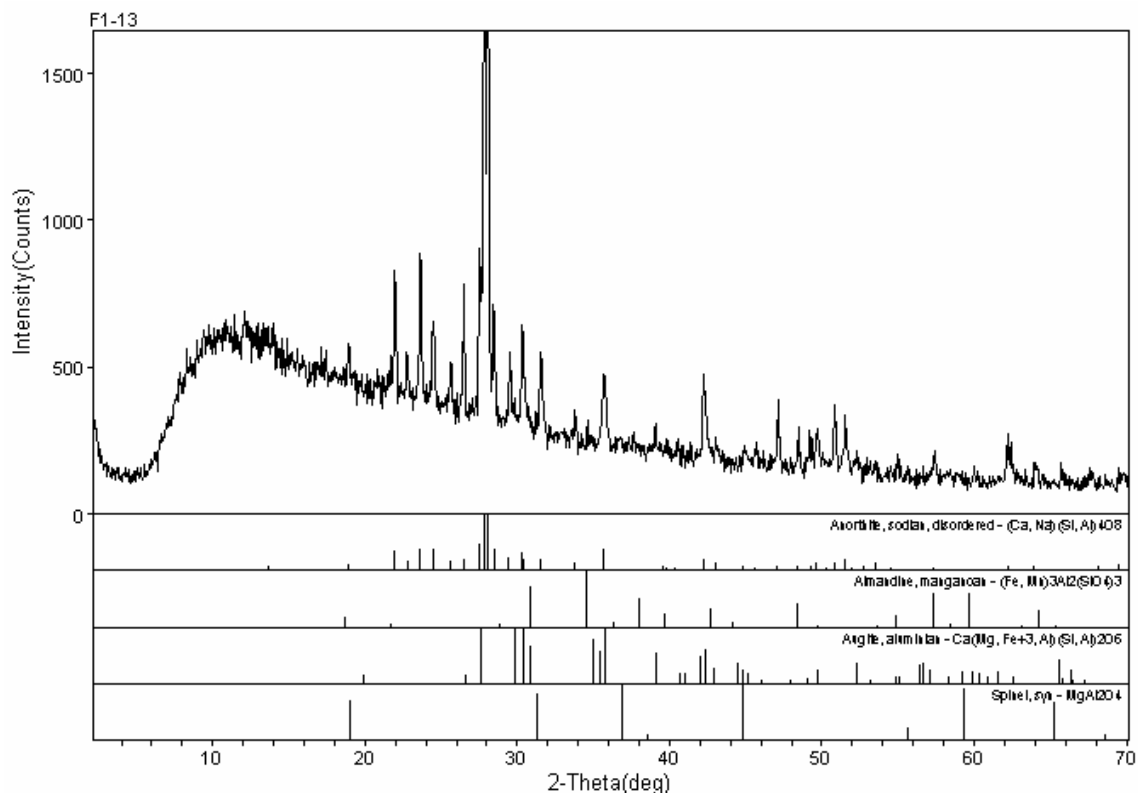
Os afloramentos são escassos, e ocorrem principalmente no alto da serra e em escarpas nas encostas íngremes, como pequenos lajeados de rocha fresca, expostos pela erosão do manto intempérico. Ocorrem também como matacões métricos, localizados nas regiões de baixada e sopé (figuras 6.5A e 6.5B). Ocorrem, localmente, na forma de

blocos (*boulders*), com dimensões decimétricas a métricas (20cm a 2m), dispersos no saprólito bauxítico.

O anortosito apresenta cor cinza, textura equigranular média a grossa, composição homogênea e teor de máficos entre 5 e 10 % (figura 6.5C). A estrutura principal é um bandamento incipiente, descontínuo e irregular, definido pela intercalação de bandas félsicas e máficas.

BANDAS FÉLSICAS: São dominantes, ricas em plagioclásio, com granulação média, disposição contínua e regular, com espessura centimétrica. As bordas dos grãos por vezes apresentam coloração verde clara, aparentando a alteração para epidoto.

BANDAS MÁFICAS: Os níveis máficos são descontínuos, irregulares e têm espessuras milimétricas (1 a 5 mm), compostos por piroxênio e anfibólio. Apresenta textura granular fina e coloração verde escura a preta. O anortosito apresenta ainda variação gradacional na concentração de silicatos máficos nas camadas, incluindo os teores de hornblenda, titanita e óxidos de Fe-Ti (ilmenita e magnetita) e almandina (figura 6.4), que podem oscilar entre 2 a 7 %.



Instituto de DRX - IGM InPA

Figura 6.4. Difratoograma típico do anortosito.

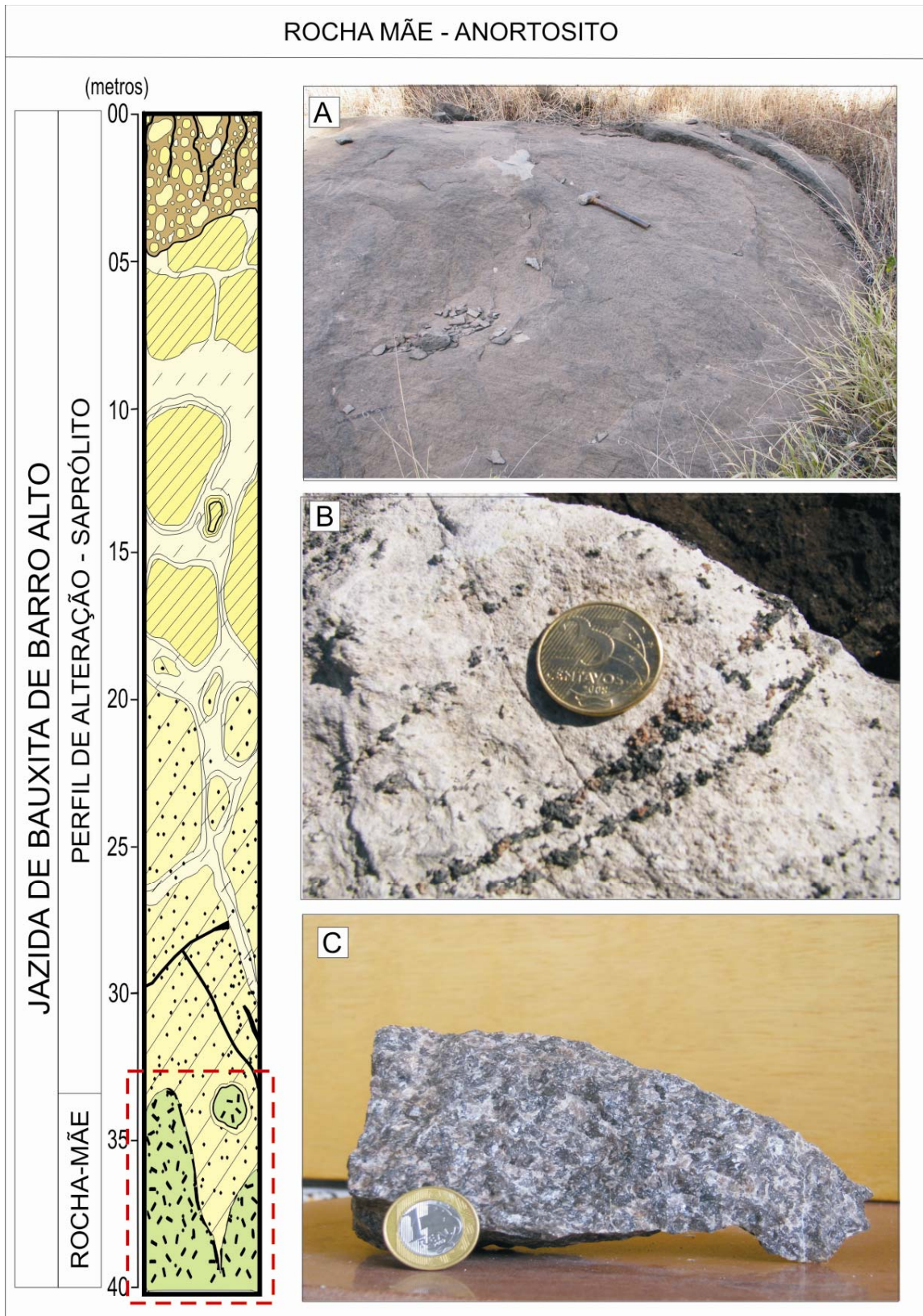


Figura 6.5. A) Afloramento de anortosito, com bandamento incipiente e estrutura esferoidal. B) Anortosito exposto pela erosão, mostrando nível do córtex de alteração e bandamento constituído por grãos de espinélio (preto) e granada (marron). C) Aspecto do anortosito, maciço e de granulação média.

Em geral, o anortosito é cortado por fraturas preenchidas por material argiloso e pequenos fragmentos bauxíticos.

O contato entre o anortosito e o material bauxítico é abrupto, direto e é caracterizado pelo *córtex de alteração* - nível variando entre 2 e 30 milímetros – que marca as transformações mineralógicas no contato nítido entre a rocha-mãe e as fácies de alteração, conforme veremos no capítulo 7.

A existência de corpos gabróicos associados ao anortosito e o fato de estar inserido no contexto do complexo máfico-ultramáfico sugerem que o anortosito seja classificado como do tipo associado a corpos gabróicos em intrusões máficas-ultramáficas acamadadas, segundo a classificação de Ashwal (1993).

6.1.2. Fácies Bauxita Porosa Isalterítica (FBP)

O início da alteração do anortosito é marcado pela rápida mudança de coloração, textura e densidade. A coloração torna-se mais clara, com tons amarelados ou esbranquiçado e a densidade que no anortosito é de 2.75 cai para intervalos da ordem de 1.4 a 1.6, no contato abrupto com o anortosito.

Na parte inferior do perfil, a estrutura da rocha-mãe encontra-se perfeitamente preservada (figura 6.6A e 6.6C). As bandas feldspáticas, da rocha-mãe, são substituídas por bauxita porosa, de coloração amarelada com manchas esbranquiçadas. É recortada por faixas de cor marrom-avermelhada, resultantes da alteração dos minerais máficos, granada e minerais opacos, por vezes, com preservação da forma externa do mineral, constituindo um material fino, inconsolidado, poroso, avermelhado, em parte dissolvido ou removido, gerando pequenas cavidades (figura 6.7). Assim, a ausência feições pedológicas, aliadas à presença de “pseudomorfofos” e à conservação do bandamento do anortosito, levam a classificar a bauxita como isalterítica.

Na parte superior, a estrutura preservada, fica mais difusa ou até mesmo desaparece, e aumenta a ocorrência de blocos e fragmentos de bauxita com tamanho centimétrico a decimétricos imersos em material argiloso. A FBP possui espessura bastante variável, apresentando média de 16 metros. Um sistema de fraturas planas e por vezes, irregulares, de espessura milimétrica a centimétrica, oriunda da rocha-mãe, preenchida por uma mistura de material gibbsítico (*box-work*) e argiloso, as vezes avermelhado e poroso, corta esta fácies em blocos de dimensões decimétricas.

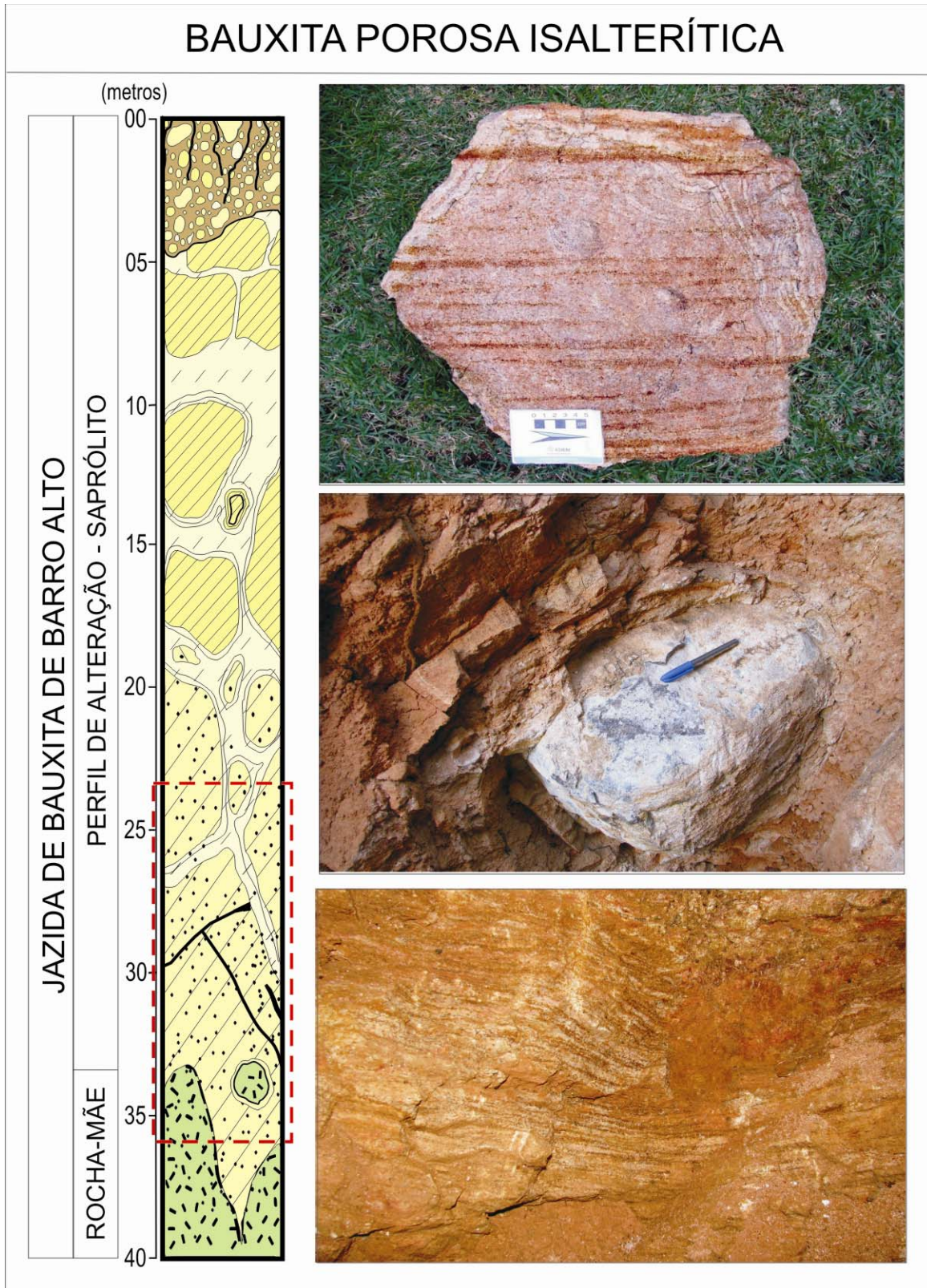


Figura 6.6. Aspectos da Bauxita Porosa Isalterítica. De cima para baixo: Bauxita porosa isalterítica típica (foto EDEM MINERAÇÃO); *Boulder* decimétrico, facetado imerso em bauxita porosa; Bauxita porosa isalterítica *in situ*, mostrando bandamento bem preservado (Poço W1).

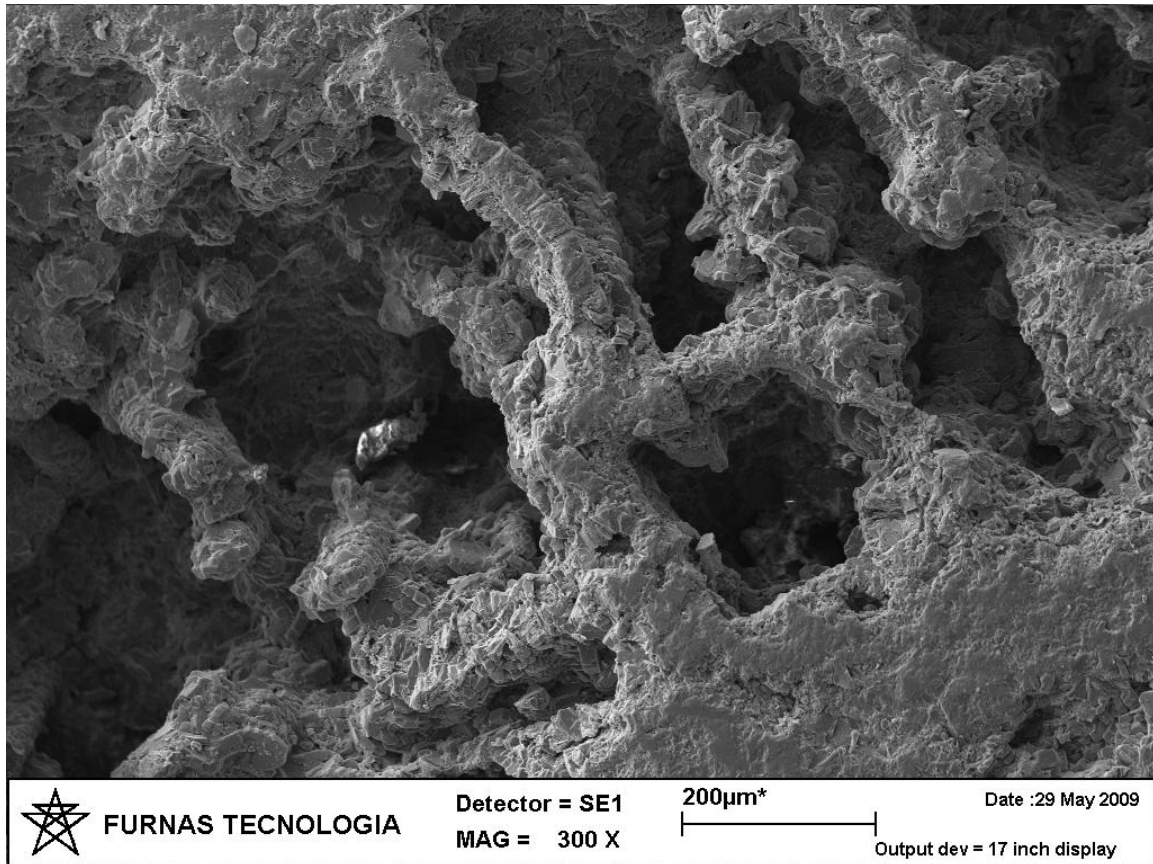


Figura 6.7. Aspectos da Bauxita Porosa Isalterítica, em destaque as cavidades e estrutura tipo *box-work*.

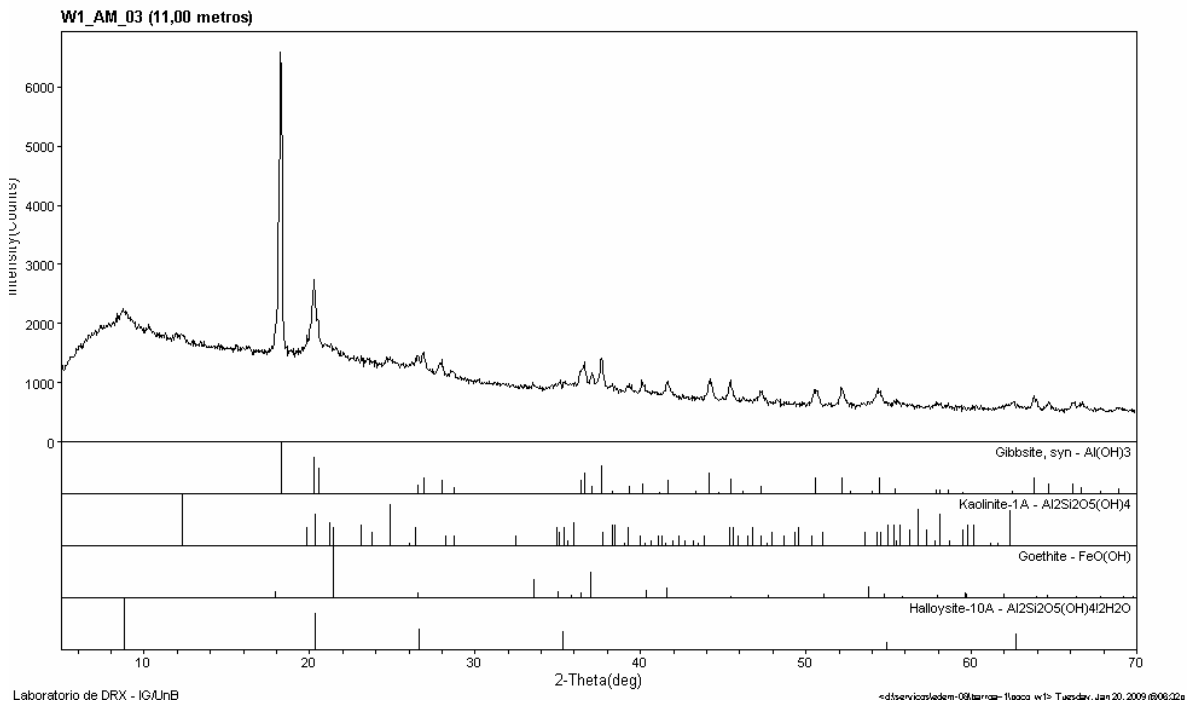


Figura 6.8. Difratoograma do córtex de alteração, da porção envolta do *boulder*, composta essencialmente por gibbsita, e subordinadamente por caulinita, haloisita e goethita.

Observa-se associada a esta fácies, blocos de rocha fresca (*boulders*), compacta, de dimensões centimétricas, até 50 centímetros, gerado entre o sistema de fraturas subverticalizadas e a alteração esferoidal, característica da alteração do anortosito (figura 6.6B). Esses pequenos fragmentos representam porções preservadas da rocha-mãe imerso no manto de alteração.

A bauxita é composta essencialmente por gibbsita, com quantidades variáveis de goethita e hematita, além de traços de caulinita, ilmenita, boehmita e haloisita, esta última presente, no córtex de alteração do fragmento de anortosito fresco (*boulders*) envolto pelo saprólito bauxítico (figura 6.8).

6.1.3. Fácies caulinitica derivada da alteração do plagioclásio (FCP)

Esta fácies é caracterizada pelo nível argiloso, constituído essencialmente por caulinita, que ocorre, de forma restrita, em contato abrupto com anortosito. Encontrado próximo à baixada, este nível de caulinita é entrecortado por fraturas milimétricas preenchidas por material argiloso, gibbsítico e de oxi-hidróxidos de ferro (figura 6.9). A preservação ruim do material argiloso prejudicou a amostragem e descrição desta fácies.

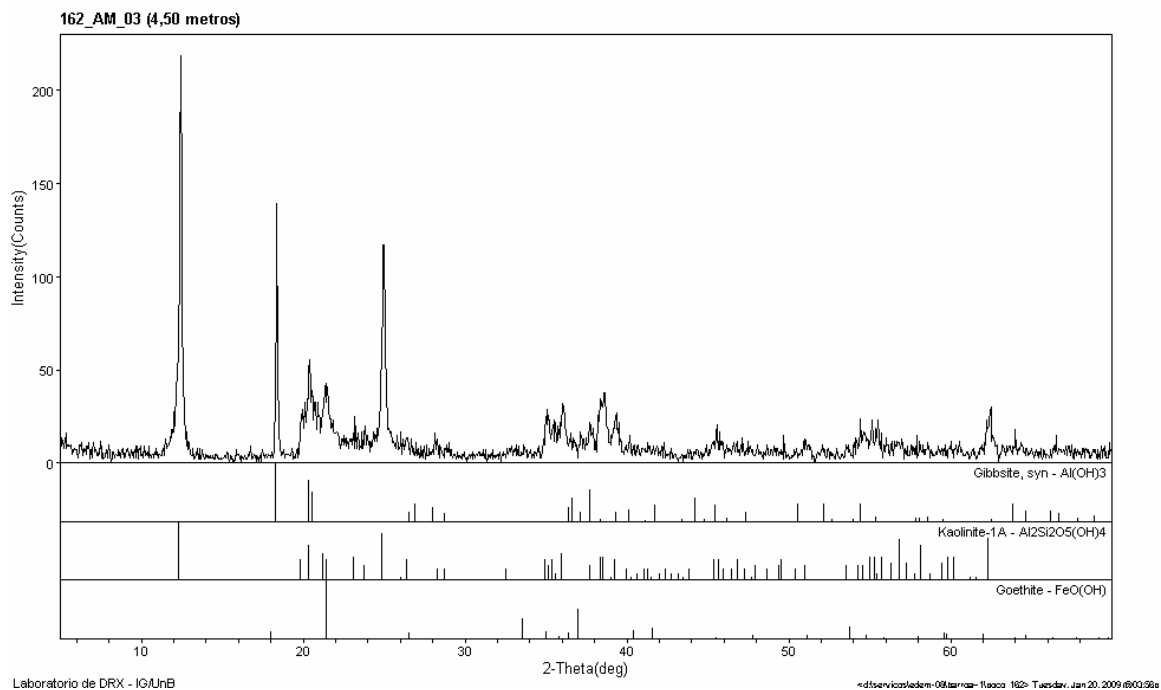
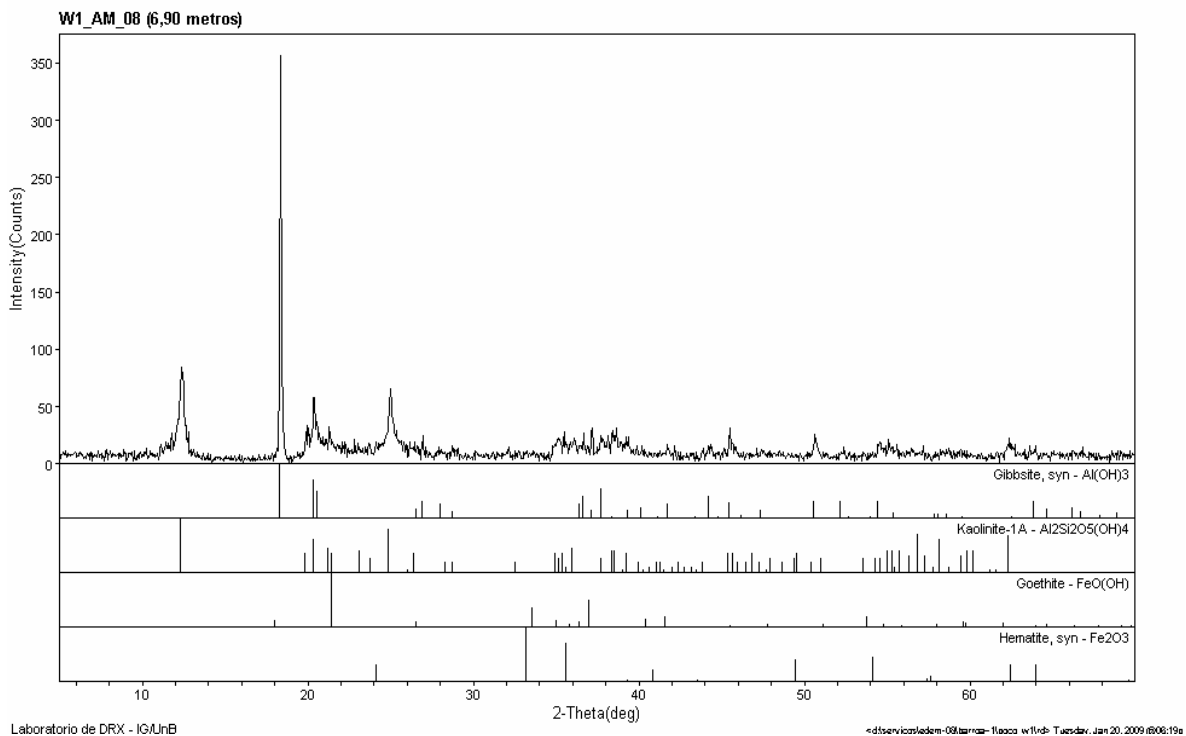


Figura 6.9. Difratograma típico da Fácies Caulinitica derivada da alteração do plagioclásio (FCP), composta essencialmente por caulinita e subordinadamente por gibbsita e goethita.

6.1.4. Fácies Argilosa com blocos de Bauxita (FAB)

No geral, esta é uma fácies de composição muito heterogênea, onde a presença de um sistema de fraturamentos favoreceu uma maior interação entre os materiais bauxíticos e argilosos. Possui espessura média e distribuição variável no manto de alteração, de centímetros a 25 metros em alguns locais. É mais espessa, nas zonas de baixada e sopé, marcada pela ocorrência de blocos centimétricos a métricos de bauxita imersos em matriz de material argiloso (figura 6.11D). A densidade varia de 1.5 a 1.9,

As relações de contato entre a bauxita e caulinita, são gradacionais, ora abruptos, sendo que, em alguns casos, ocorre a mudança de material, porém a estrutura isalterítica encontrada na FBP é preservada, de forma incipiente (figura 6.11C). Os blocos de bauxita porosa e maciça, possuem coloração esbranquiçada ou amarela-creme, tamanho variável entre 2 a 80 centímetros, formas arredondadas e irregulares (figura 6.11A e 6.11B). A argila caulínica é plástica, de cor esbranquiçada a avermelhada, friável, ocorre como matriz, que envolve blocos de bauxita. A relação percentual dos fragmentos com a matriz argilosa é da ordem de 30%, ocorrendo, localmente, forte interrelação entre elas, onde uma parcela significativa da porosidade da bauxita é preenchida por argila.



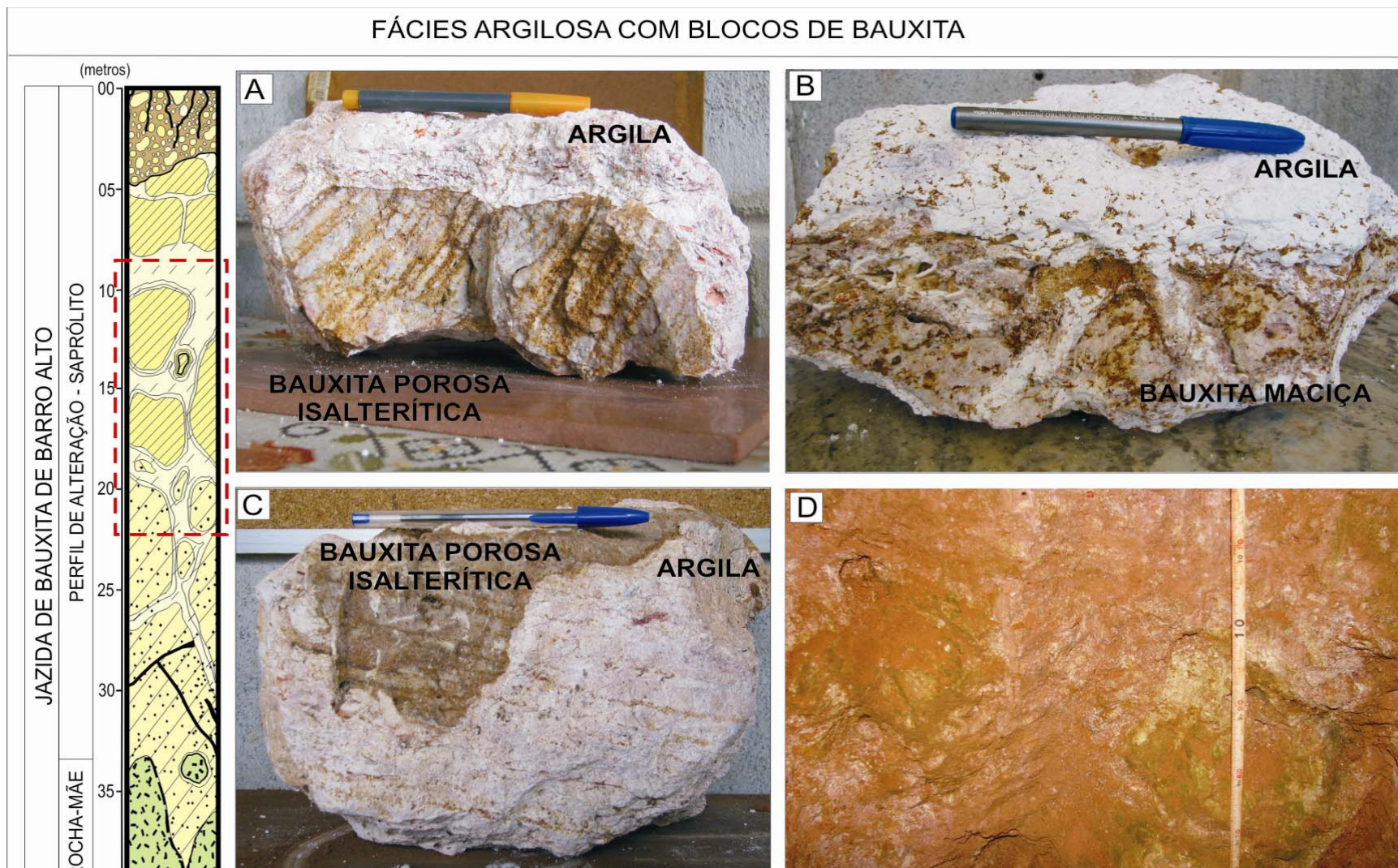


Figura 6.11. Fácies Argilosa com blocos de bauxita: A) blocos de bauxita porosa isalterítica envoltos por argila plástica; B) Bauxita maciça envoltos por argila plástica; C) Bloco de bauxita isalterítica substituído por caulinita, com preservação do bandamento. D) Aspecto desta fácies *in situ* (Poço PW-1).

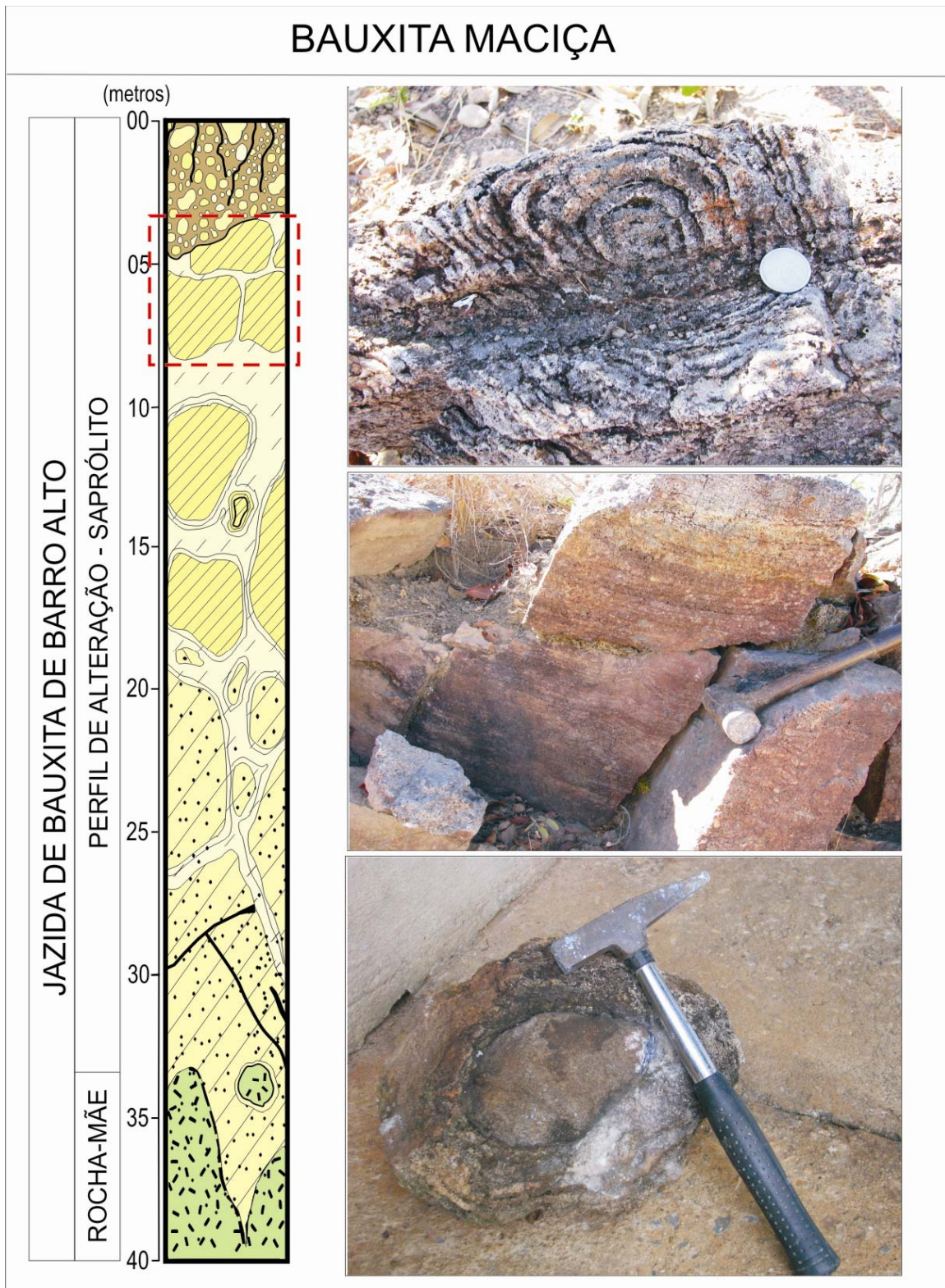
A mineralogia desta fácies é constituída por gibbsita e caulinita predominantemente, e ocorre também como traço a goethita, hematita, lepidocrocita, ilmenita e anatásio. Devido a sua característica friável, é bem difícil precisar a relação entre a caulinita com os demais minerais, ao microscópio, entretanto sendo bem caracterizada na difração de raios-x (figura 6.10).

6.1.5. Fácies Bauxita Maciça (FBM)

Nas porções superiores do perfil, ocorre um horizonte descontínuo, de espessura variável, alcançando até 4 metros, constituído por bauxita, de cor branca, amarela a avermelhada, mais compacto, pouco poroso. Nesta fácies é observado estruturas tipo “espeliotemas” ocupando cavidades, poros, ou entre os planos de esfoliação ou fraturas. Nestes locais a gibbsita apresenta alto grau de cristalinidade, microcristalina, e se forma, como uma crosta, ao longo dos planos de fratura (figura 6.12).



Figura 6.12. Aspectos da Bauxita Maciça, em destaque estruturas do tipo “estalactites”, ocupando planos de fraturas.



As feições do tipo “estalactites” sugerem uma remobilização do alumínio durante o processo evolutivo da jazida. Além disso, essa mobilização/remobilização de alumínio conduz a uma destruição das estruturas primárias preservadas na bauxita porosa.

Ocorre ainda a presença de blocos, centimétricos a métricos, zonados, marcados pela esfoliação esferoidal, com um córtex mais duro e compacto, de densidade variando entre 1.7 a 1.9g/cm³ e núcleo por vezes de anortositos inalterados. Ocorre uma porosidade incipiente ou “cavernosa” (cavidades) entre os planos da esfoliação, preenchidas com lâminas vermelhas, ferruginosas, entre os planos (figuras 6.13).

A Fácies Bauxita Maciça é constituída essencialmente por gibbsita, e traços de goethita, hematita, anatásio, ilmenita e diásporo (figura 6.14). A caulinita ocorre, preenchendo fraturas subverticais, ou eventuais poros. Neste nível a gibbsita representa cerca de 95%, em média, do saprólito, constituindo um verdadeiro “gibbsitito”.

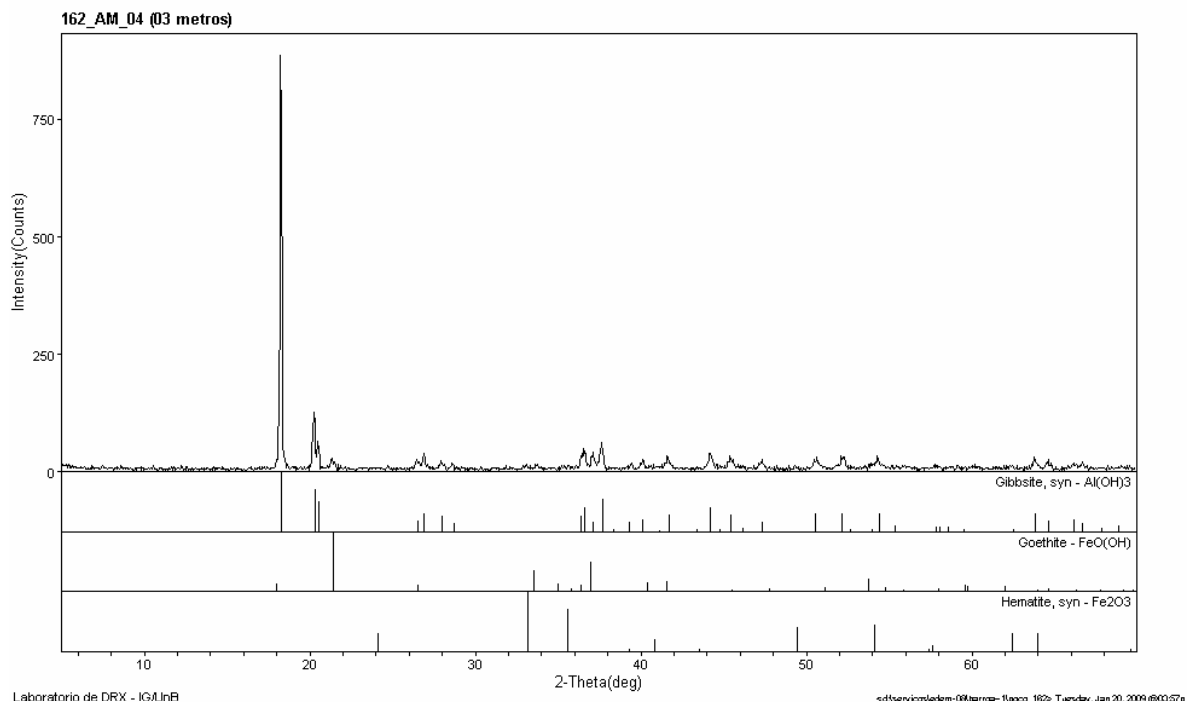


Figura 6.14. Difratograma típico da Fácies Bauxita Maciça (FBM), composta essencialmente por gibbsita, e subordinadamente por goethita e hematita.

6.1.6. Fácies Bauxita Coluvionar (FBC)

A Fácies Bauxita Coluvionar representa o material de cobertura que capeia o manto de alteração (figura 6.8A). A espessura varia de centímetros a cerca de 5 metros

podendo estar ausente nas encostas mais erodidas, sendo o contato abrupto com as fácies subjacentes.

A Fácies Bauxita Coluvionar é composta essencialmente por fragmentos de material bauxítico envoltos por uma matriz argilo-ferri-aluminosa, com presença de matéria orgânica, deslocados principalmente pela ação da gravidade e restrito a área da jazida. Apresenta características morfológicas especiais, por colocar lado a lado materiais inconsolidados, friáveis e extremamente porosos, ao lado de materiais coerentes, duros e menos porosos (figura 6.16B e 6.16C). A ausência de uma camada de solo, expõe esta fácies por toda a extensão da jazida.

Os fragmentos, blocos, ou concreções são de bauxita porosa e maciça, corroídas, com estrutura preservada ou não. São arredondados e na sua maioria angulosos, têm tamanhos variando de milímetros a métricos (5mm a 1 m), são coloração que vão do branco ao marrom, e em alguns casos apresentam estrutura de *boxwork* milimétrico de material gibbsítico e densidade baixa, entre 1.4 e 1.5. Estão dispersos em matriz argilosa, de coloração rosada a amarronzada, às vezes com aspecto brechado.

A composição mineralógica média desta fácies é formada, principalmente, por gibbsita (70%), e em quantidade menor a caulinita (20%), além de 5% de goethita e hematita e traços de ilmenita e anatásio (figura 6.15).

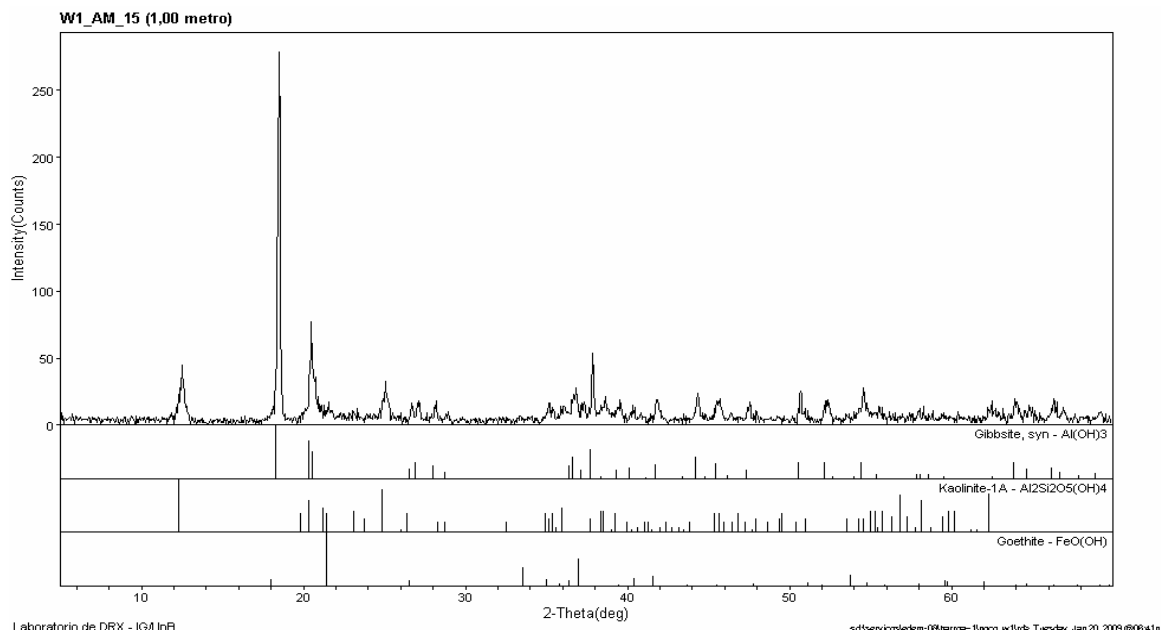


Figura 6.15. Difratograma típico da Fácies Bauxita Coluvionar (FBC), composta por quantidades variáveis de gibbsita e caulinita, e subordinadamente por goethita e hematita.

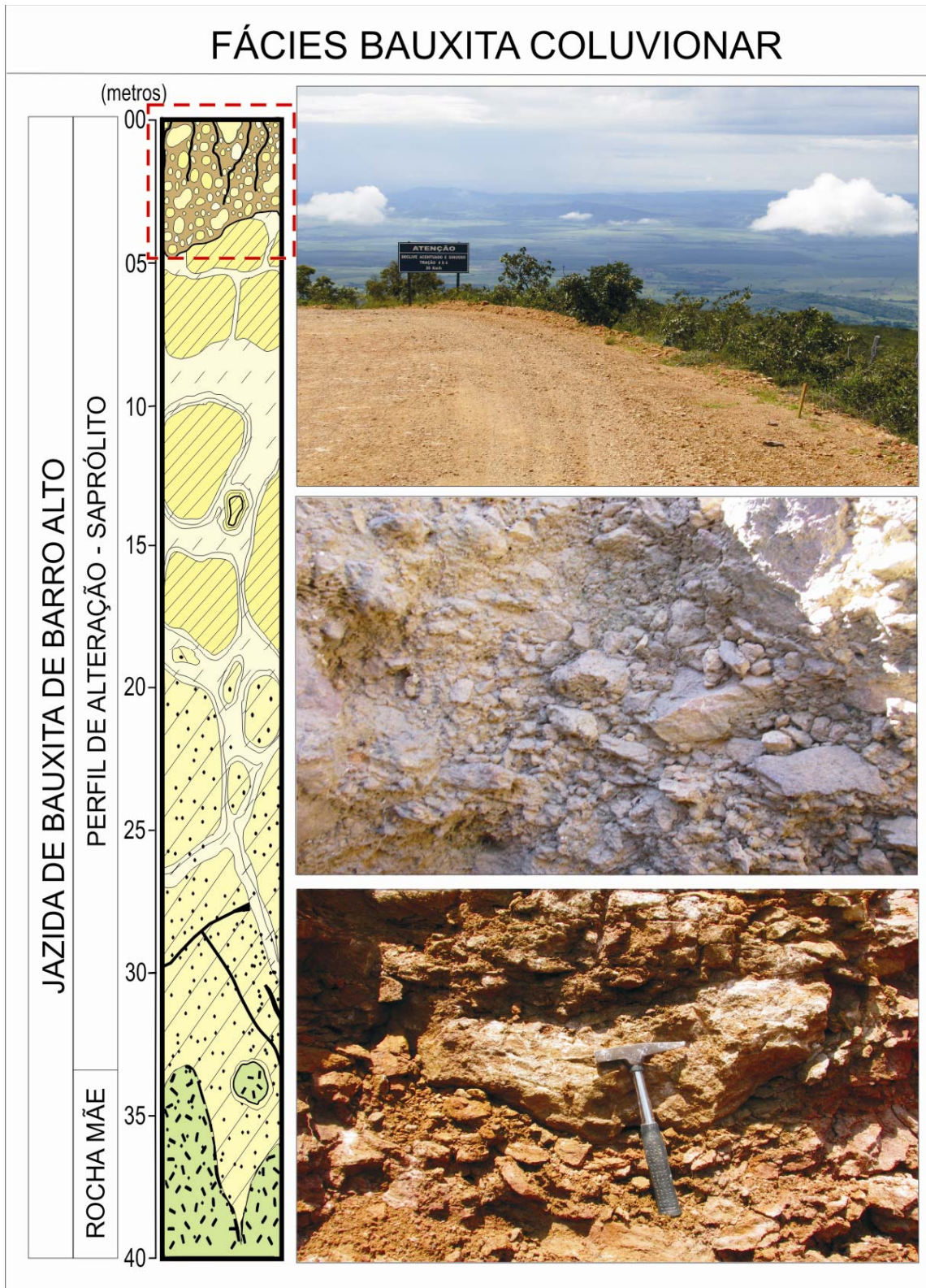


Figura 6.16. Aspectos da fácies Coluvionar. De cima para baixo: Fragmentos bauxíticos cobrindo toda a extensão da jazida; Fragmentos angulosos, (mm a cm) de bauxita, envoltos por matriz argilosa; Em destaque, bloco (~1metro) de bauxita maciça envolto por matriz argilosa, de cor amarronzada.

Observa-se, associado aos fragmentos bauxíticos, nódulos ferruginosos roxos e avermelhados, além de concreções, maciças, essencialmente gibbsíticas relacionadas a canais em forma de raízes (figura 6.17). Estruturas como estas, de concreções tubiformes aluminosas, formadas a partir da extração seletiva de sílica das argilas, em combinação com a concentração das solução do solo promovidas pelas raízes, os quais encrustam as raízes, são descritas por Costa (1991) em depósitos de bauxita no Pará.



Figura 6.17. Fragmentos bauxíticos, maciços, essencialmente gibbsíticos relacionadas a canais em forma de raízes.

CAPÍTULO 7

Evolução Mineralógica do Perfil de Alteração

A partir das análises de difração de raios-x, química e termo/gravimétrica, microscopia ótica e eletrônica de varredura foram caracterizadas as fases primárias e secundárias dos materiais ao longo do perfil de alteração sobre o anortosito. A caracterização das diversas fases levou ao estabelecimento das relações genéticas e da seqüência evolutiva do perfil de alteração, em termos de filiações mineralógicas e modificações estruturais ocorridas durante a bauxitização do anortosito.

7.1. Caracterização da Paragênese Primária

O anortosito é uma rocha bandada, de textura predominante granoblástica, de granulação média a grossa (0,70-20 mm), isotrópica, formada por agregados de plagioclásio e subordinadamente por piroxênio, com os espaços intersticiais preenchidos agregados de escapolita, granada com bordas de clorita e epidoto, e piroxênio quase totalmente substituído por anfibólio (hornblenda).

Ao microscópio, a assembléia mineral é constituída, essencialmente, por plagioclásio, que corresponde a cerca de 87 a 95% da estimativa da moda, tendo como constituintes menores o piroxênio e anfibólio (até 10%), e quantidades variáveis de granada, escapolita (~ 5%), epidoto (1-2%) e espinélio (1%), além de ilmenita, magnetita, e titanita como minerais traços (<1%).

O plagioclásio tem composição dominante de labradorita ($An_{56}-An_{72}$) e de forma restrita, como bytownita. Os cristais ocorrem na forma de agregados, sem orientação preferencial, tabulares, anédricos a subédricos e tamanhos médios entre 0,2 a 0,8

milímetros, com bordas retilíneas e contatos próximos de 120°, segundo Shelley (1993) indicativos de uma reconstituição textural, por recristalização estática. Grande parte dos cristais apresenta geminação típica lei da Albita, maclas polissintéticas e complexas, com nítidas e abundantes fissuras perpendiculares aos planos de clivagem, zonação normal e inclusões euédricas e pequenas (0,15 mm) de granada.

Subordinadamente, ocorrem porfiroclastos de plagioclásio (0,8 – 3,0 mm) euédricos a subédricos, com limites retos a curvos, localmente zonados. Podem apresentar feições deformacionais, como extinção ondulante incipiente e maclas levemente curvadas, corrosão nas bordas e formação de cristais menores (0,04mm), além de inclusões de titanita, granada e minerais opacos.

Os relictos ígneos do plagioclásio apresentam formas prismáticas irregulares, com contato interpenetrativo, macla polissintética e estão envolvidos por matriz granoblástica média de plagioclásio metamórfico.

Ocasionalmente, os cristais de plagioclásio mostram-se estirados segundo o bandamento superimposto. São cristais subédricos, que se dispõem entre os cristais de piroxênios como cristais recristalizados, com extinção ondulante e dimensão que varia de 0,05-0,20 a 0,30-0,75 mm. Apesar da recristalização a que esta rocha foi submetida, a disposição do plagioclásio entre os agregados de piroxênios parece indicar uma textura mesocumulática reliquiar.

Os principais constituintes máficos, que não excedem 10%, compreendem um piroxênio esverdeado, com pleocroísmo inexpressivo e um anfibólio, do tipo hornblenda, de cor verde a verde acastanhado, sendo que o piroxênio predomina sobre o anfibólio.

Os minerais máficos ocorrem esparsos ou formam agregados de prismas com terminações irregulares, em níveis descontínuos orientados segundo o bandamento metamórfico ou ocupando os interstícios dos cristais de plagioclásio (figura 7.1). As bordas irregulares desses minerais indicam que os cristais menores são resultantes da recristalização durante o metamorfismo.

Os cristais de piroxênio, identificados por DRX como augita, são encontrados em duas dimensões, com o predomínio de cristais com 0,15-0,75 mm e restritos cristais maiores que 1 milímetro. Os cristais de maiores dimensões são predominantemente

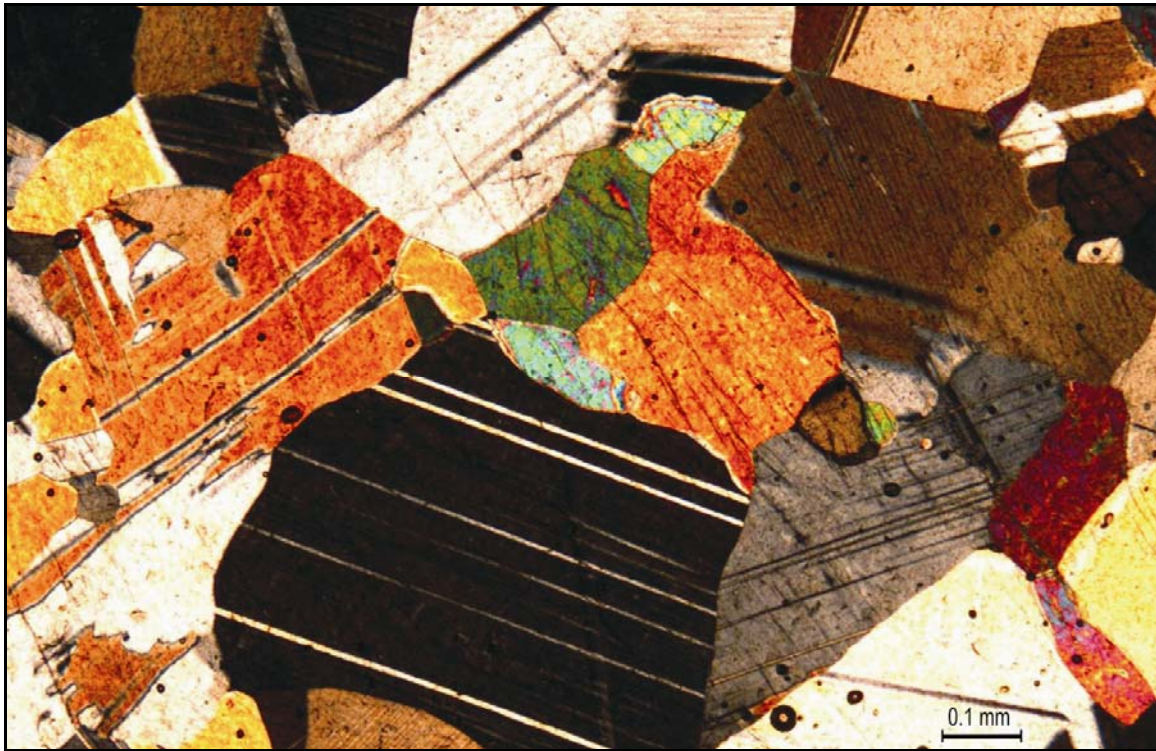


Figura 7.1. No centro, agregados de cristais irregulares de piroxênios intersticiais. Nota-se no lado esquerdo, contatos interpenetrativos de plagioclásio apresentado maclas polissintéticas.

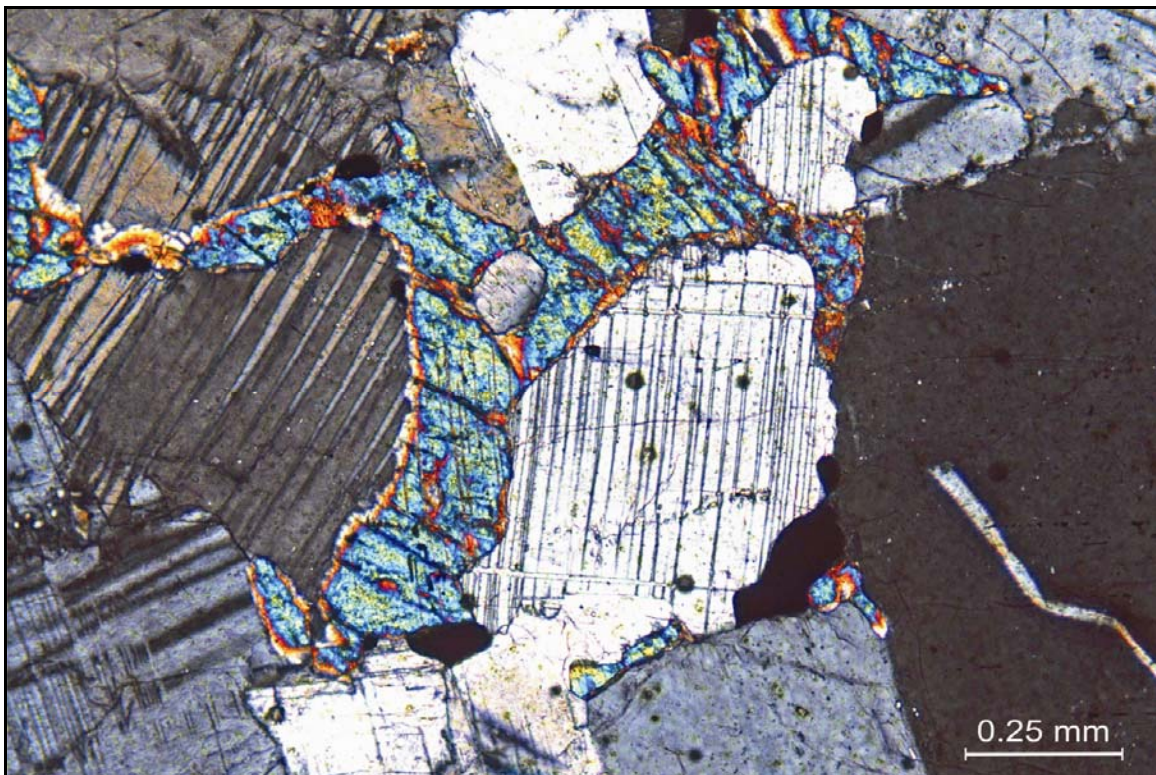


Figura 7.2. Piroxênio intersticial, com inclusão de plagioclásio e com bordas de alteração. Granadas dispersas.

subédricos, com elevada birrefringência e a clivagem característica, às vezes zonados e, frequentemente exibindo maclas. Localmente, apresentam estiramento e recristalização de borda incipiente. Aparecem substituídos parcialmente por anfibólios (hornblenda). Podem conter inclusões de plagioclásio (figura 7.2) e, assim como estes, serem deformados e cortadas por fissuras.

A hornblenda, de cor castanha esverdeada e pleocroísmo entre verde escuro e castanho claro, ocorre como cristais xenoblásticos (até 0,3 mm), que crescem próximo as bordas dos piroxênios, como produto de transformação metamórfica, substituindo-os.

Localmente, observa-se textura simplectítica (figura 7.3), caracterizada pelo intercrescimento vermiforme de um mineral opaco (ilmenita ou magnetita) com hornblenda, no contato com um grão de plagioclásio com bordas corroídas. Este arranjo sugere um desequilíbrio químico do piroxênio ígneo e o rearranjo para um novo equilíbrio metamórfico. Esta textura simplectítica pode ser interpretada como decorrentes da rápida descompressão durante o soerguimento orogenético (Bard, 1986).

A granada é um mineral freqüente, identificada como almandina por DRX. Ocorre dispersa ou inclusa nos plagioclásios ou nos interstícios, ou ainda como porfiroblastos. Estes são cristais euédricos, com dimensões variando entre 1 e 2 milímetros, incolores, isotropos, intensamente fraturados e poiquiloblásticos englobando outros minerais primários, como piroxênio e minerais opacos da matriz. As granadas são por vezes levemente deformadas e cortadas por fissuras preenchidas por clorita e epidoto resultantes de retrometamorfismo.

A escapolita ocorre como cristais euédricos, prismáticos, variando entre 0,4 e 0,8 milímetros de diâmetro, com birrefringência alta, sugerindo um elevado teor de cálcio, planos de clivagens imperfeitos e fraturas esparsas e irregulares. Apresenta-se isolado ou em agregados, ou ainda ocupando interstícios dos cristais de plagioclásio, associado aos termos mais cálcicos (figura 7.4).

Eventualmente pode ocorrer epidoto (1%), como mineral secundário, produto da alteração dos plagioclásios ou preenchendo fraturas nas granadas. Os cristais de espinélio (0,05-0,30 mm), possuem cor castanho escuro, são euédricos a subédricos, dispostos



Figura 7.3. Textura simplectítica caracterizada pelo intercrescimento vermiforme de um mineral opaco (ilmenita ou magnetita) com hornblenda, no contato com um grão de plagioclásio com bordas corroídas (Veiga, 2005).



Figura 7.4. Aspecto geral da rocha, mostrando cristais irregulares de plagioclásio com geminação típica, piroxênio e anfíbólio, escapolita (cristal colorido, no canto superior direito) e granada (preto). 42x (Veiga, 2005).

isolados ou formando agregados. Apresentando-se total/parcialmente oxidados, substituídos do núcleo para as bordas, por magnetita e hematita.

Os minerais opacos ocorrem localmente dispersos ou associados aos minerais máficos, onde ocupam fraturas ou planos de clivagem dos prismas dos piroxênios e anfibólios. A ilmenita e magnetita distribuem-se nos espaços intersticiais e localmente parecem ocorrer recristalizadas na matriz granoblástica, associada ao plagioclásio e o piroxênio. A titanita é rara, ocorre isoladamente ou próxima ao piroxênio, mostrando-se levemente zonada.

As feições deformacionais são incipientes ou raras e não descaracterizaram a textura primária do anortosito. São representadas, localmente, por extinção ondulante, cristais de granada levemente curvados, maclas deformadas, encurvamento das lamelas de geminação, orientação do plagioclásio e piroxênio, associado à presença de um bandamento superimposto pouco penetrativo, corrosão nas bordas de cristais de plagioclásio, com recristalização associada.

Estas feições indicam processos de deformação em estágio dúctil associado ao resfriamento e/ou a movimentações tardias relacionadas ao posicionamento do maciço anortosítico. As evidências texturais indicam a composição mineral reliquiar composta por plagioclásio, piroxênio, titanita, magnetita, ilmenita, almandina. Texturas, recristalização, corrosão das bordas, novos minerais e minerais metamórficos caracterizam uma paragênese indicativa de temperaturas mínimas equivalentes as da fácies anfíbolito médio a alto do metamorfismo regional, com retrometamorfismo de fácies xisto-verde superimposto.

7.2. Alteração do Anortosito

Os primeiros sinais de alteração supergênica ocorridas no anortosito consistem em bruscas modificações na sua coloração, estrutura e composição, com início ao longo do sistema de microfraturas, preenchidas por concentrações de oxi-hidróxido de ferro e uma mistura de material argiloso e bauxítico, que cortam a rocha-mãe.

A pouca estabilidade relativa dos minerais formadores da rocha-mãe no ciclo supergênico é responsável por uma alteração muito intensa, marcada pela passagem

brusca da rocha-mãe para o manto de alteração. Assim as principais transformações ocorridas nos minerais primários com formação de minerais supergênicos ocorreram, praticamente restritas ao nível do *córtex de alteração*, tendo o plagioclásio e os minerais máficos (piroxênio e anfibólio) como exemplos de minerais cuja a desestabilização se processou integralmente nos estágios iniciais da alteração.

7.2.1. Plagioclásio

Da paragênese primária do anortosito, o plagioclásio é o mineral mais abundante e o mais susceptível a alterações intempéricas, devido a sua elevada instabilidade química nas condições superficiais, principalmente os termos mais cálcicos, conforme se verifica na série de Goldich (1938).

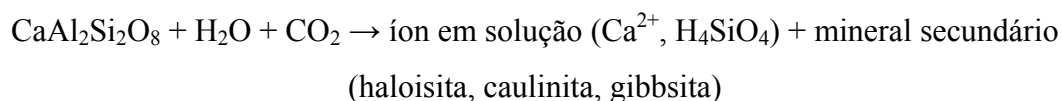
Com o início da alteração, o plagioclásio é o primeiro mineral a ser afetado. A alteração do plagioclásio se dá ao longo dos contatos interminerais, favorecida pela trama de descontinuidades formadas por planos de clivagem, geminação e microfissuras irregulares e descontínuas no interior dos cristais (figura 7.5). De acordo com Meunier (1977) o desenvolvimento de um microssistema de alteração, localizado nos contatos entre os minerais e nos espaços abertos no interior dos cristais, denominado de *microssistema de contato*, seria a sede de todas as reações de alteração e de neogênese mineral. Assim, no microssistema de contato, as soluções de alteração percolam o meio, através de canais formados nos contatos ou no interior dos cristais, e podem dar origem a produtos secundários, provenientes da alteração dos minerais primários (Groke *et al*, 1980).

O processo de alteração do plagioclásio se dá em duas fases:

1º - hidrólise e liberação dos íons, alcalinos e alcalinos terrosos;

2º - dissolução do ácido (H_4SiO_4) e liberação da sílica;

Em geral, a reação de hidrólise pode ser representada pela seguinte equação:



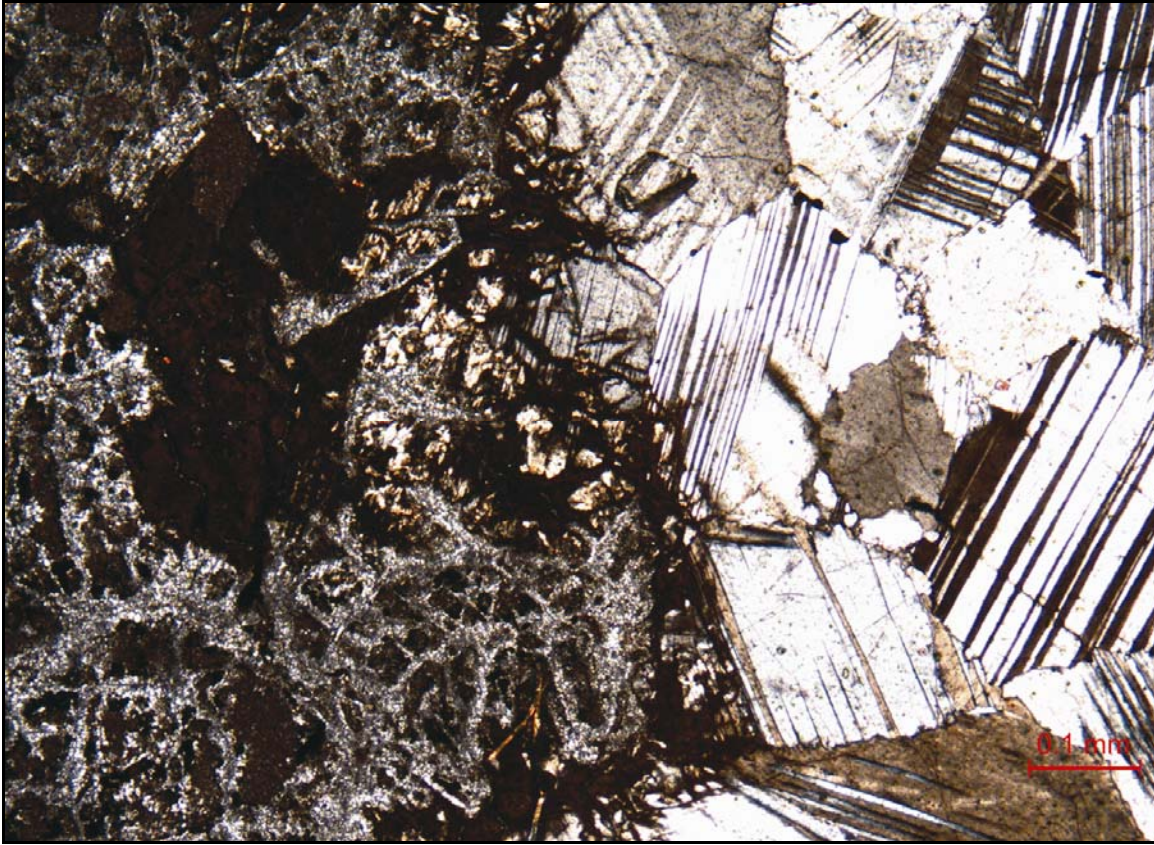


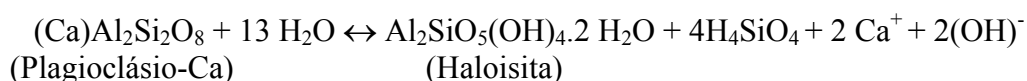
Figura 7.5. Alteração do plagioclásio. Rápida transformação por hidrólise do plagioclásio. A dissolução se dá ao longo dos contatos interminerais favorecidas pelas descontinuidades presentes nos minerais.

A intensidade da alteração do plagioclásio está relacionada às condições topográficas e da eficiência da drenagem e são dependentes da composição química das soluções que circulam através do perfil de alteração e também da composição dos minerais primários alterados (Velbel, 1984). No caso do plagioclásio, a formação do produto da alteração depende da disponibilidade de sílica no sistema. Com a alta disponibilidade de sílica, plagioclásio altera para argilominerais, com pouca sílica disponível, o produto formado é a gibbsita (Formoso *et al*, 1997). Segundo Valeton (1972) antes da formação dos produtos secundários, gibbsita e caulinita, ocorre a formação de material amorfo nos planos de fratura, clivagem ou geminação. Este material amorfo representa uma fase intermediária na evolução supergênica da alteração dos plagioclásios. Este material pode evoluir para gibbsita se a eficiência de drenagem for muito boa, ou para haloisita se a solução tiver uma composição com alta concentração de H_4SiO_4 (Formoso *et al*, 1997).

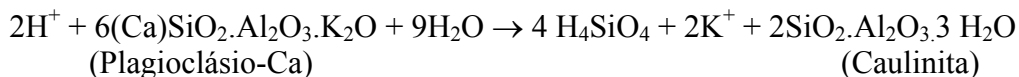
Foram observadas as seguintes seqüências de alteração do plagioclásio:

- Plagioclásio-Ca → Gibbsita;
- Plagioclásio-Ca → Caulinita → Gibbsita ;
- Plagioclásio-Ca → Halloisita → Caulinita → Gibbsita;

A alteração do plagioclásio para halloisita não foi observado em microscópio e foi observada, por DRX, de forma restrita, próximo a alteração de blocos de anortosito (*boulders*) encontrados no interior do manto de alteração (ver figura 6.10). Provavelmente, sob condição de drenagem insuficiente para lixiviação total da sílica e condições de pH mais ácido. A formação da halloisita é dada pela seguinte equação:



Subordinadamente, ocorre nas áreas de baixa eficiência de drenagem, como visto no FURO-32 por exemplo, a formação de caulinita, como estágio intermediário da alteração do plagioclásio. Neste caso, a não foi possível a remoção total da sílica do sistema, ocorrendo hidrólise parcial (mossialitização):



Não foi possível observar o início da alteração para caulinita, porque, provavelmente essa neoformação ocorra de forma rápida, tendo como resultado final a formação de gibbsita. As fácies de alteração são frequentemente cortadas por veios milimétricos de gibbsita bem cristalizada, que cresce perpendicularmente às paredes das fraturas, o que pode resultar numa maior mistura entre o material gibbsítico e argiloso, como frequentemente observado no perfil de alteração.

Entretanto, a alteração que melhor foi observada, e é predominante na jazida, é dada pela dissolução total do plagioclásio ao longo das discontinuidades inter e

intramineral. Esta dissolução produz inicialmente um material isotrópico que possui o mesmo índice de relevo das gibbsitas microcristalinas e uma rápida substituição dos cristais de plagioclásio por microcristais de gibbsita. Esta rápida substituição do plagioclásio por gibbsita foi constatada por Nahon & Merino (1997), mostrando que altas taxas de dissolução congruente são influenciadas pelas condições de pH baixo, alta concentração de Al, em função da profundidade e do tempo da reação. Em algumas lâminas, foi observada que a desestabilização interna dos cristais de plagioclásio começa a partir da substituição do seu núcleo por material gibbsítico (figura 7.6), por meio de fissuras, e prossegue envolvendo cristais ainda frescos a ligeiramente alterados de piroxênio, granada e opacos.

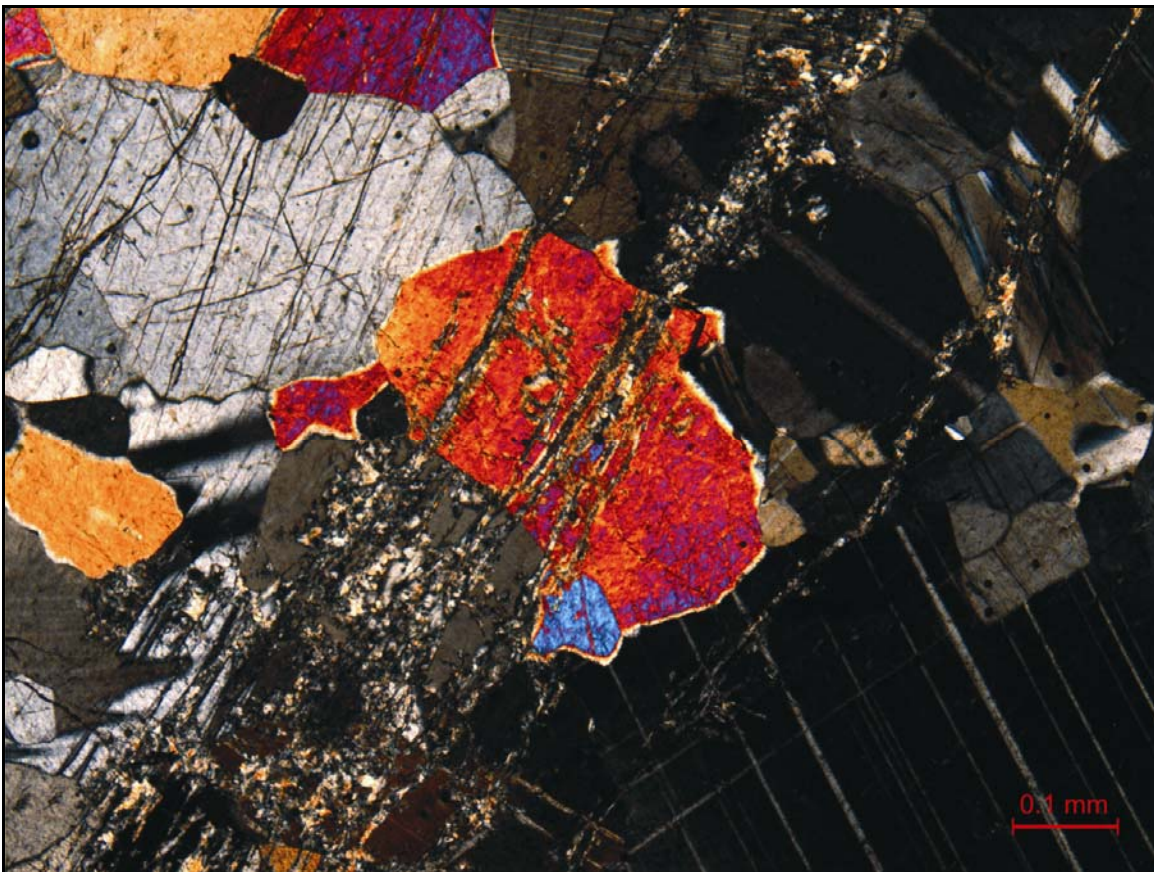


Figura 7.6. Minerais primários cortados por fraturas ocasionando a dissolução no interior do cristal.

A gibbsita cristaliza apoiando-se no arcabouço dos planos de clivagem e nos contatos entre os cristais de plagioclásio, de modo que sua estrutura primária seja conservada, mesmo com o desenvolvimento de uma porosidade bem marcada. Meunier *et*

al., (2007) descreve que o progresso das reações minerais está diretamente relacionado à porosidade gerada durante o intemperismo, isso certamente contribuiu para a eficiência da alteração do anortosito.

Com a continuidade do processo de neoformação da gibbsita, a dissolução do plagioclásio é tão intensa que não são mais reconhecíveis seus pseudomorfes. Os fragmentos relictos de plagioclásio ficam dispersos no material gibbsítico.

7.2.2. Piroxênio e Anfibólio

Com a alteração do anortosito um pouco mais desenvolvida, os minerais máficos apresentam diminuição de suas cores de interferência, com as bordas levementemente corroídas e marcadas por uma auréola de alteração esbranquiçada. O piroxênio e o anfibólio se desestabilizam e há o aparecimento, no microsistema de contato, de um halo ferruginoso, marrom claro, tanto ao redor dos cristais, como nas clivagens e fissuras internas, devido à acumulação de oxi-hidróxidos de ferro liberado pela hidrólise dos mesmos (figura 7.7).

A alteração dos minerais máficos prossegue com o aumento dos halos ferruginosos onde persistem resquícios de piroxênio. Posteriormente com a dissolução dos núcleos ainda frescos, ocorre o desaparecimento do piroxênio, a formação de material microcristalino/amorfo associado aos oxi-hidróxidos de ferro, substituindo o piroxênio e a formação de vazios responsáveis por um aumento na porosidade. As cavidades de dissolução dos piroxênios são preenchidas por gibbsita, o que pode estar relacionado a contribuição do alumínio presente nos minerais máficos para a formação da gibbsita.

A cristalização dos oxi-hidróxidos de ferro liberado na hidrólise dos minerais máficos, na forma, principalmente de goethita ocorre nas bordas e fissuras internas dos cristais mantendo o arcabouço original destes minerais preservados (estrutura do tipo *box-work*), que acompanha as descontinuidades do piroxênio original. Trata-se de uma alteração em estrutura do tipo plana irregular (Stoops *et al.*, 1979). As cavidades são geralmente preenchidas por gibbsita, por material silico-aluminoso e óxi-hidróxidos de ferro (figura 7.8), embora raramente sejam encontrados pseudomorfos de minerais máficos com núcleos ainda frescos ao lado de vazios preenchidos por gibbsita.

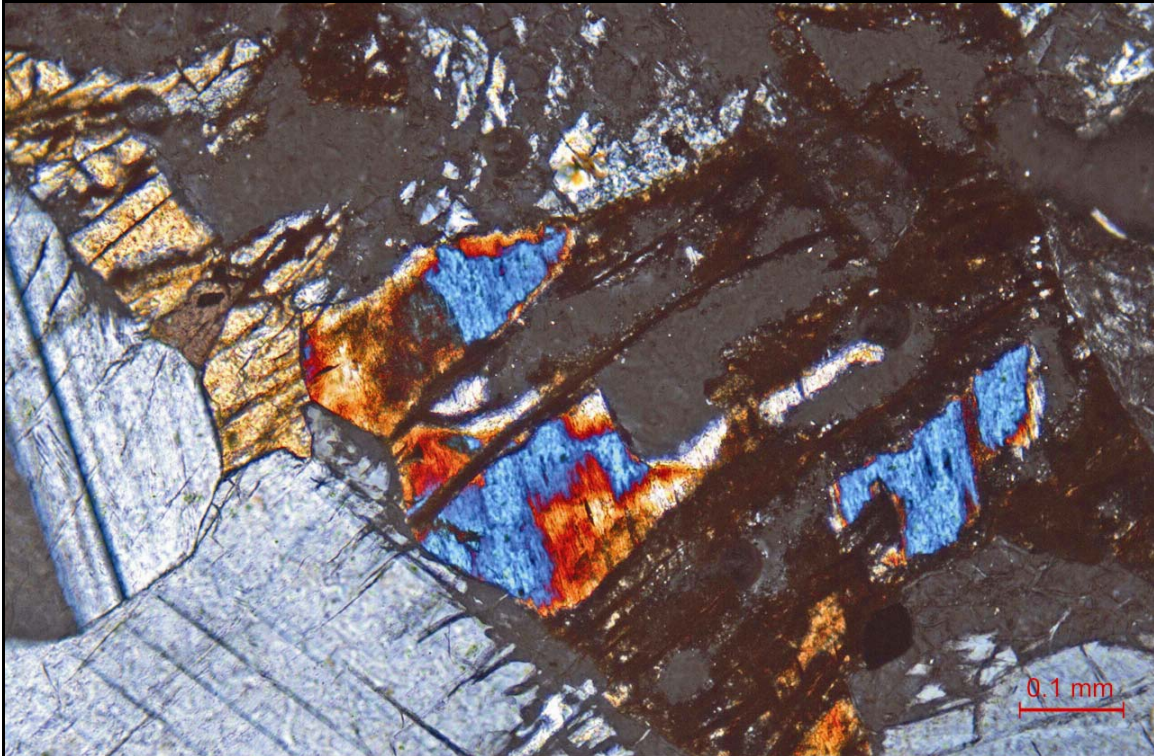


Figura 7.7. Alteração do piroxênio marcada pela diminuição das cores de interferência e instalação de oxidróxidos de ferro nas bordas dos cristais.

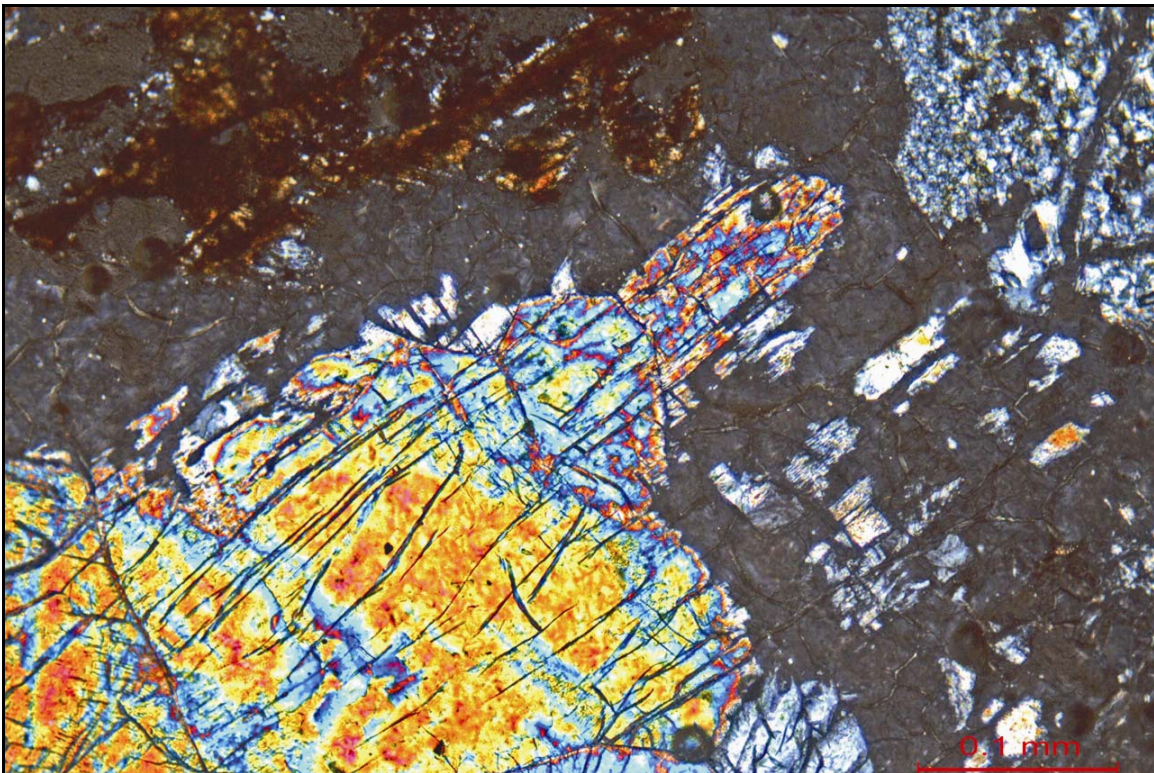


Figura 7.8. A alteração dos minerais máficos prossegue com o aumento dos halos ferruginosos onde persistem resquícios de piroxênio na parte interna dos minerais.

7.2.3. Granada

A granada é um exemplo de mineral cuja alteração começa nos estágios iniciais, mas é intensificada e complementada ao longo do perfil de alteração. Sua alteração inicia-se pelas discontinuidades criadas pelas fissuras, onde ocorre uma descoloração do mineral, e que por alteração, liberam o ferro, que se cristaliza na forma de goethita, ao longo das fissuras e discontinuidades e sustentam a estrutura e forma do grão primário, segundo um padrão plano irregular. Assim, o produto desta alteração é caracterizado por uma rede de goethita relativamente espessa, marcante, com preenchimento dos vazios por gibbsita, semelhante à alteração dos piroxênios (figura 7.9).



Figura 7.9. Pseudomorfos de granada, marcados pela cristalização de goethita ao longo dos planos de fissuras formando uma estrutura do tipo “*box-work*” e preenchidos por gibbsita.

Os pseudomorfos de granada são mais abundantes ao longo do perfil que os pseudomorfos de piroxênio, que ocorrem restritos aos níveis próximos a rocha-mãe. O ferro oriundo dos minerais máficos migra para as cavidades da bauxita preenchendo-as como goethita.

7.2.4. Escapolita

A escapolita é bastante suscetível a alteração intempérica, e normalmente se altera para caulinita ou micas (Deer *et al*, 1976). Devido a sua composição química, é provável que sua alteração se dê concomitante a do plagioclásio, no entanto não foi possível observá-lo, nem mesmo no córtex de alteração, nem verificar até que fácies este mineral ocorre no perfil e nem como se altera, provavelmente sua transformação tenha sido muito rápida e intensa.

7.3.5. Minerais opacos

Os minerais opacos ocorrem em todas as fácies de alteração. São representados por magnetita e ilmenita e espinélio. O espinélio é um mineral cuja alteração é moderada ou baixa, caracterizada por finas auréolas, difusas, de cor avermelhada presentes nas bordas dos cristais (figura 7.10). Por vezes são observadas feições de dissolução ao redor dos minerais, na forma de uma película de oxidação, provavelmente de hematita, envolvendo cristais de magnetita e rodeados por gibbsita ou por goethita.

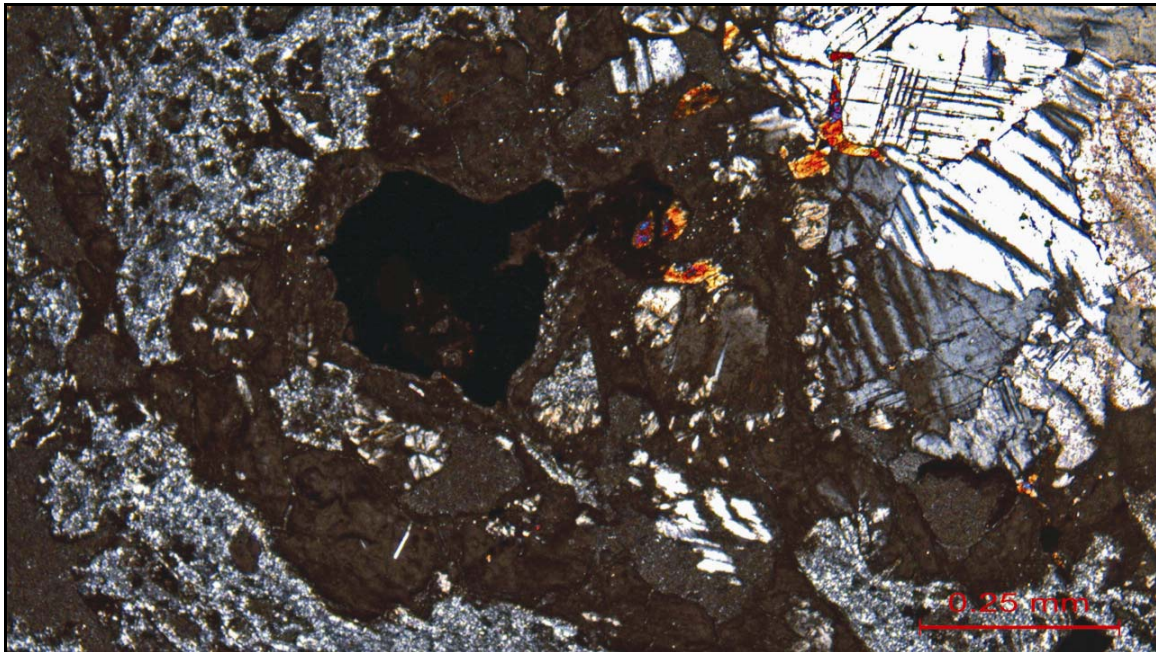


Figura 7.10. Mineral opaco pouco alterado envolto pelo material de alteração.

7.3. Minerais Neoformados

A partir da mineralogia primária simples, composta predominantemente por plagioclásio cálcico, e subordinadamente de piroxênio, granada, escapolita, ilmenita, magnetita e espinélio, a atuação intensa do intemperismo sobre o anortosito gerou um manto de alteração espesso, com grande expressão em volume de material secundário, constituído essencialmente por gibbsita e por níveis caulíníticos e contribuições de oxihidróxidos de ferro (figura 7.11).

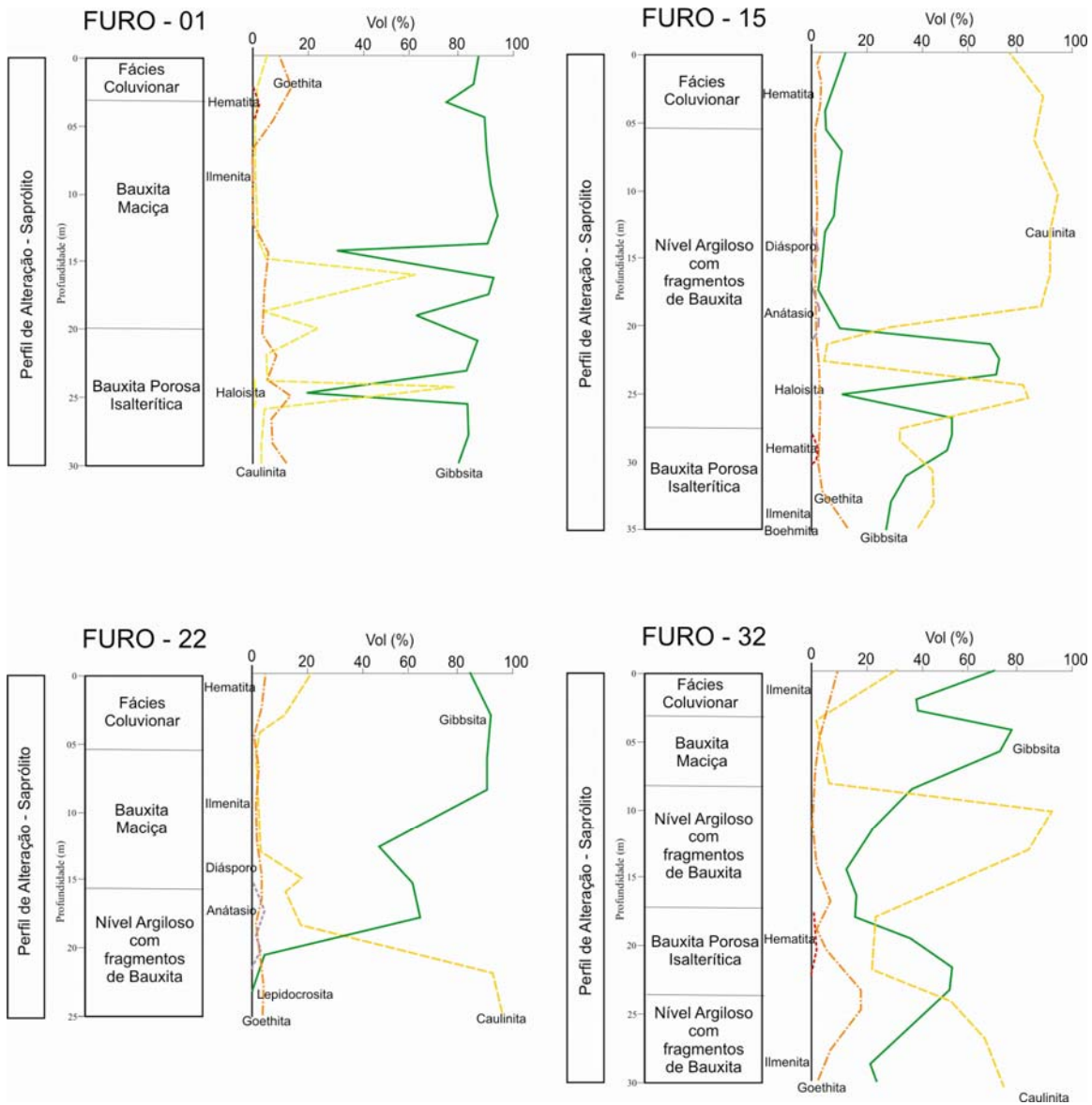


Figura 7.11. Variação da mineralogia nos furos de sondagem (F-01; F-15; F-22 e F-32). Estes dados foram obtidos confrontando as análises de raio-x e análises químicas.

7.3.1. Gibbsita, Boehmita, Diásporo

A gibbsita é a principal fase mineral dos óxido/hidróxidos de alumínio neoformados, seguido por quantidades restritas de boehmita e diásporo. A gênese da gibbsita pode ser diferenciada em dois episódios:

1) Formada diretamente da alteração do plagioclásio por dessilificação, lixiviação das bases e cristalização *in situ* (figura 7.12).

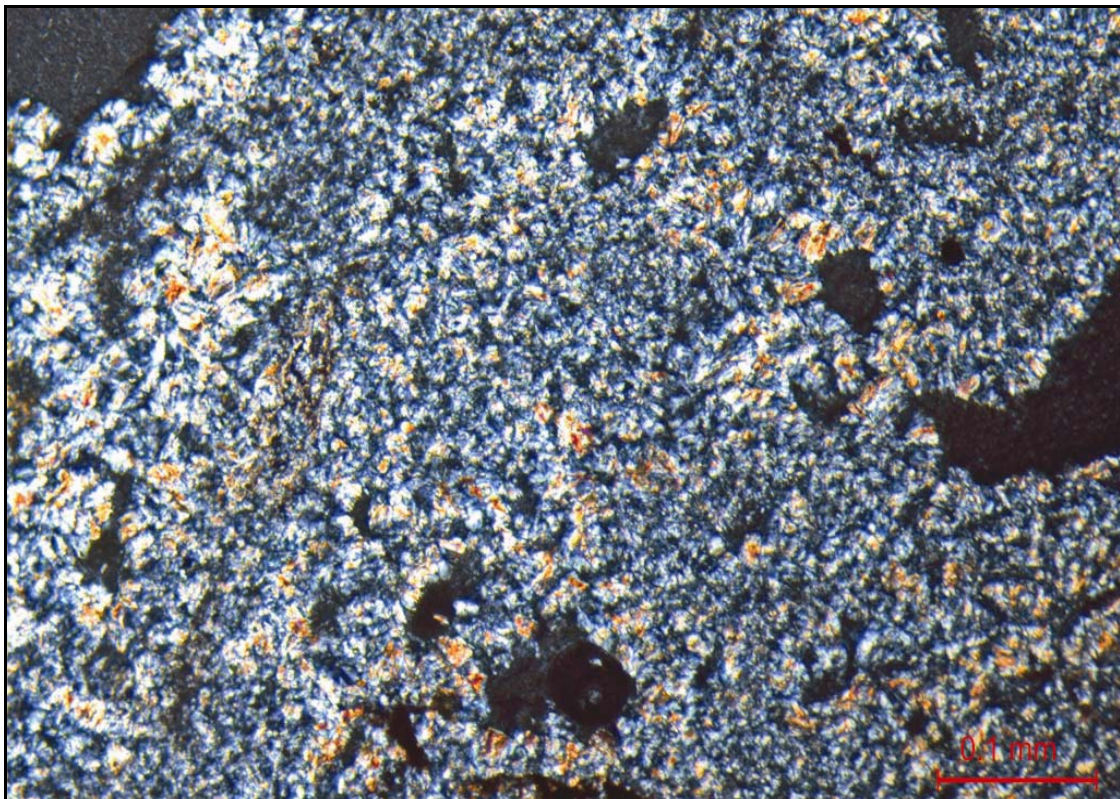


Figura 7.12. Agregado de cristais de microcristalino de gibbsita mostrando porosidade incipiente.

2) Origem relacionada a precipitação de $\text{Al}(\text{OH})_3$ a partir de soluções que percolam o perfil de alteração proveniente da alta concentração de alumínio em solução, causada pela desestabilização de minerais aluminosos do topo do perfil, sob influência da matéria orgânica que abaixa o pH do meio e fornece íons complexantes. Assim, com o aumento posterior do pH, nas fácies de alteração, ocorrem condições favoráveis a precipitação do $\text{Al}(\text{OH})_3$ (Oliveira, 1985). Considerada uma segunda geração de gibbsita (figuras 7.13).

Em ambos os casos, a gibbsita ocorre como cristais ou como agregados micro a mesocristalino ou em matriz gibbsítica microcristalina com impregnação de hidróxidos de ferro, ou ainda preenchendo poros e fissuras.

A gibbsita sempre apresenta um grau elevado de cristalinidade.

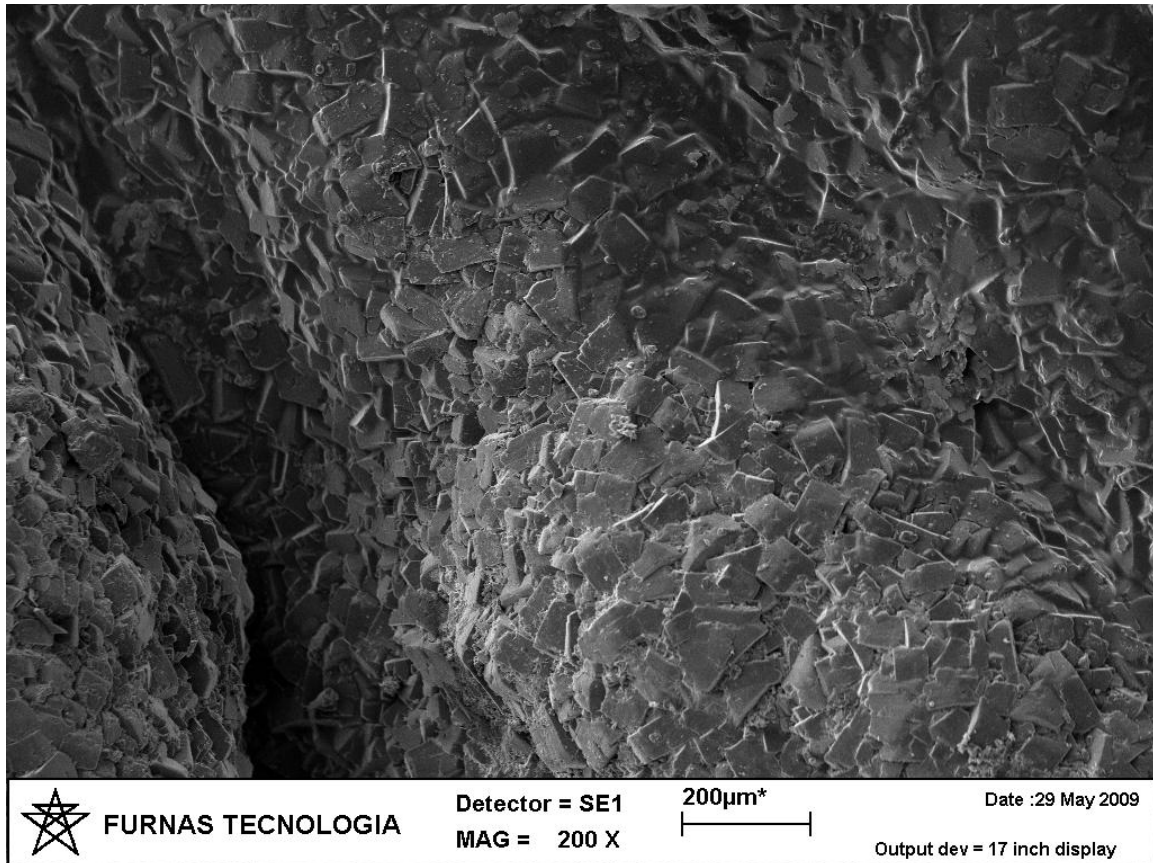


Figura 7.13. Cristais euédricos de gibbsita formando estruturas tipo “estalactites”.

A boehmita e o diásporo ocorrem associados à gibbsita, ou dispersos no perfil, e derivam da gibbsita por desidratação:



A paragênese gibbsita-boehmita e diásporo é estável na ausência de H_2O como fase independente (Chesworth, 1972). Isso explica porque a boehmita e o diásporo são

encontrados, geralmente, nas porções superiores no manto de alteração, onde a umidade é menos permanente (Oliveira, 1985).

Por ATG/ATD não foi possível diferenciar as espécies dos óxidos/hidróxidos de alumínio, entretanto é possível verificar comportamentos distintos destas fases minerais quando em interação com outras fases minerais.

Os resultados mostram a gibbsita com temperaturas de perda de massa, em aproximadamente 280-300°C. A perda de água estrutural da gibbsita foi da ordem de 29% a 300°C, bem compatível com a percentagem de hidróxila teórica da sua composição. Essa temperatura pode ser ainda inferior se o hidróxido de alumínio contiver impurezas ou estiver associado à argilominerais e/ou for mal cristalizado, conforme a figura (7.14).

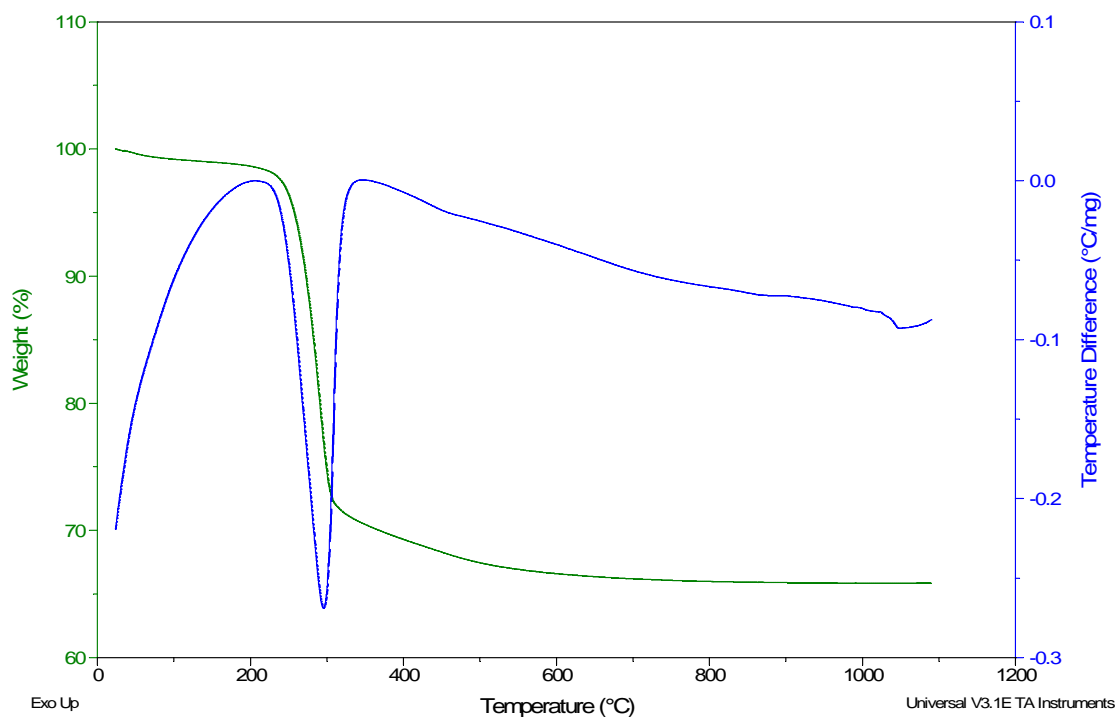


Figura 7.14. Termograma da gibbsita, mostrando perda abrupta de OH estrutural a ~300°C.

A temperatura de desidroxilação das boehmitas e outros hidróxidos de alumínio são influenciadas pelo grau de cristalinidade. Por exemplo, uma boehmita mal formada, com cristais pequenos, com pico de difração de raios-X largo e baixa intensidade, desidroxila a 20°C antes que a boehmita bem formada, em torno de 350°C.

7.3.1.1. Ocorrência de Coríndon no Perfil de Alteração

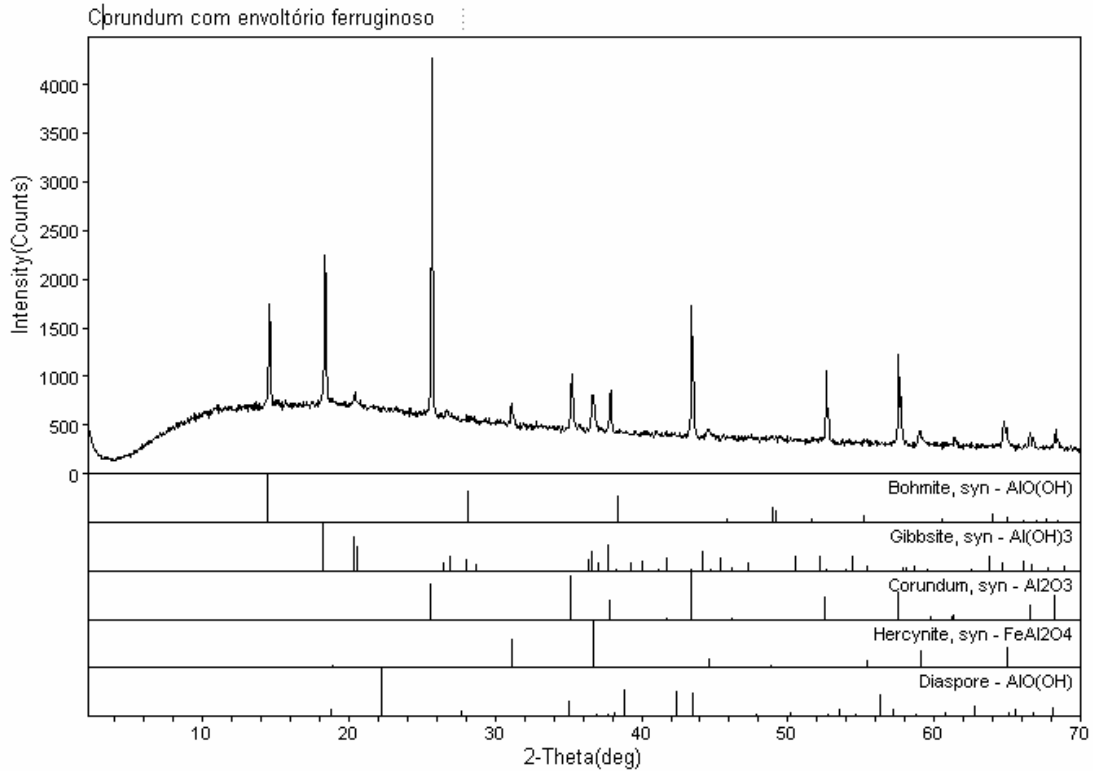
O coríndon ocorre associado à bauxita maciça, como cristais milimétricos a centimétricos (2 cm), euédricos, tabulares, em tons de cinza a alaranjado, com brilho vítreo e sempre envolto por um halo ferruginoso (figura 7.15).



Figura 7.15. Cristal de coríndon centimétrico, envolto por halo ferruginoso, associado a bauxita maciça.

A análise por difração de raio-x, mostrou que o cristal é composto por gibbsita, boehmita, diásporo e coríndon, além de hercenita, referente ao halo ferruginoso (figura 7.16).

No diagrama de ATG/ATD aparece bem caracterizado uma reação endotérmica muito acentuada a mais de 1000°C e na ATG, uma perda de massa insignificante, na faixa de temperatura, entre 480 e 550, de aproximadamente 1% do seu peso. Como pela difração de raios X observou-se a presença de diásporo, é pertinente associar esta perda de massa à liberação de água da fase hidratada (figura 7.17). O coríndon é estável em altas temperaturas (2000°C), não devendo portanto apresentar nenhuma perda de massa por aquecimento (Liccardo *et al.* 2000).



Laboratorio de DRX - IG/UnB

Figura 7.16. Difratoograma do cristal de coríndon e halo ferruginoso associado.

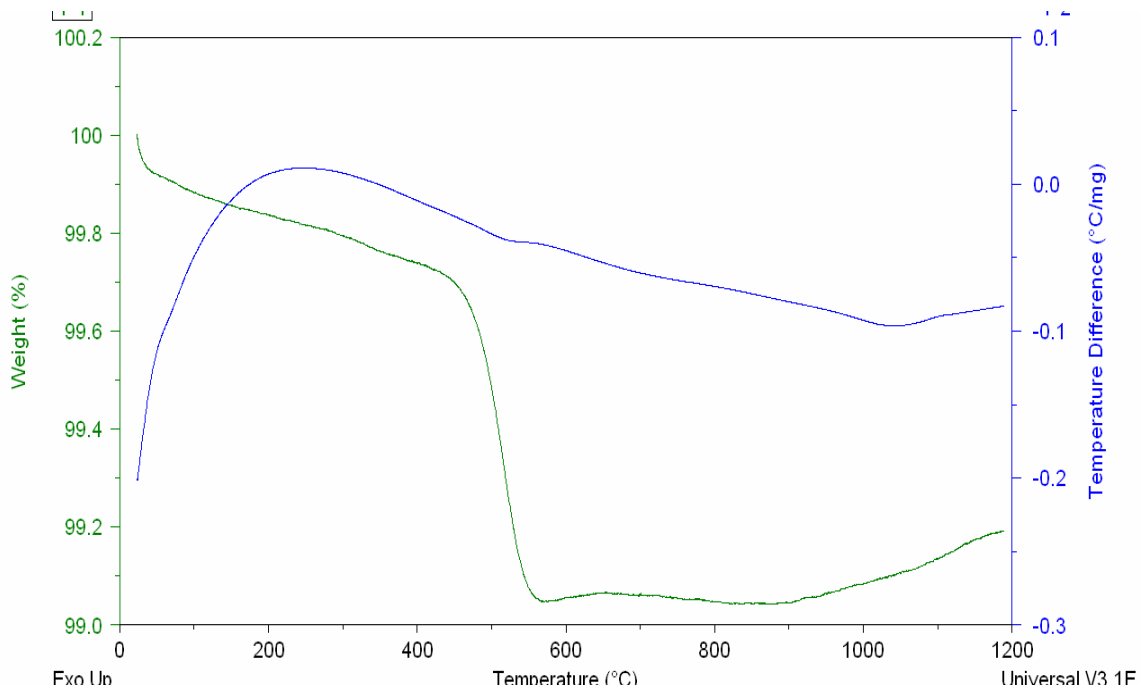
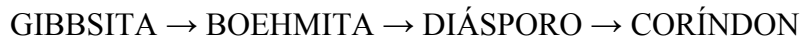


Figura 7.17. Termograma do cristal de coríndon, mostrando perda mínima de OH estrutural a ~ 550°C, perda possivelmente associada a presença do diásporo.

Sem evidências de diagênese, metamorfismo ou de transporte do material, o coríndon ocorre associado à gibbsita, boehmita, diásporo, na bauxita maciça, próximos a superfície, o que segundo Peryea & Kittrick (1988) sugere uma ausência de equilíbrio termodinâmico.

Assim, o problema da gênese do coríndon é complexo e não pode ser inteiramente entendido a nível deste trabalho. No entanto, observações micromorfológicas e a distribuição deste mineral no perfil de alteração sugere a seguinte tentativa de interpretação, na qual, consideramos uma origem epigenética para coríndon a partir da cristalização de hidróxidos de alumínio, conforme a sequência:



Em períodos de clima seco ou em condições específicas de queimadas, que proporcionaram condições de altas temperaturas próximas a superfície e desidratação do material aluminoso, e também, outro fator importante é alta concentração de alumínio em solução, como mostrado no item 7.3.1.

Diversos autores citam a ocorrência de coríndon em condições de desidratação superficiais, relativos a períodos de seca, tais como Grubb (1971), nos depósitos de Jarrahdale (Austrália); Bushinsky (1975) nos depósitos bauxíticos do Cazaquistão, dos Urais, da Sibéria; ou ainda sob o efeito de queimadas, citado por Anand & Gilkes (1987) em Darling Range (Austrália).

7.3.2. Caulinita, Haloisita

A caulinita, representa o principal argilomineral encontrado, e ocorre por todo o perfil. A caulinita origina-se pela alteração direta do plagioclásio em condições de drenagem insuficiente para a lixiviação da sílica, conforme visto na equação do item 7.2.1.

Outra origem atribuída a caulinita é dada pela ressilicificação da gibbsita. Este processo de gênese da caulinita é predominante sobre o primeiro. Provavelmente o aporte de sílica liberada na continuidade de lixiviação da bauxita porosa forneça condições de

desequilíbrio geoquímico na bauxita, que ao entrar em contato com soluções ricas em sílica reage com ela resultando na cristalização da caulinita, segundo a equação:



Na análise de MEV é possível observar a substituição da gibbsita por caulinita, conforme a figura 7.18. A caulinita apresenta-se como cristais tabulares, subédricos a euédricos, com até 8 µm de diâmetro, distribuídos desordenadamente, e eventualmente intercrescidos ou formando pequenas “sanfonas”. Evidências da gênese direta da gibbsita a partir de silicatos primários e de formação de caulinita por ressilicificação de gibbsita são mencionados na literatura por diversos autores, entre os quais Goldman & Trancey Jr (1946), Formoso *et al.* (1997).

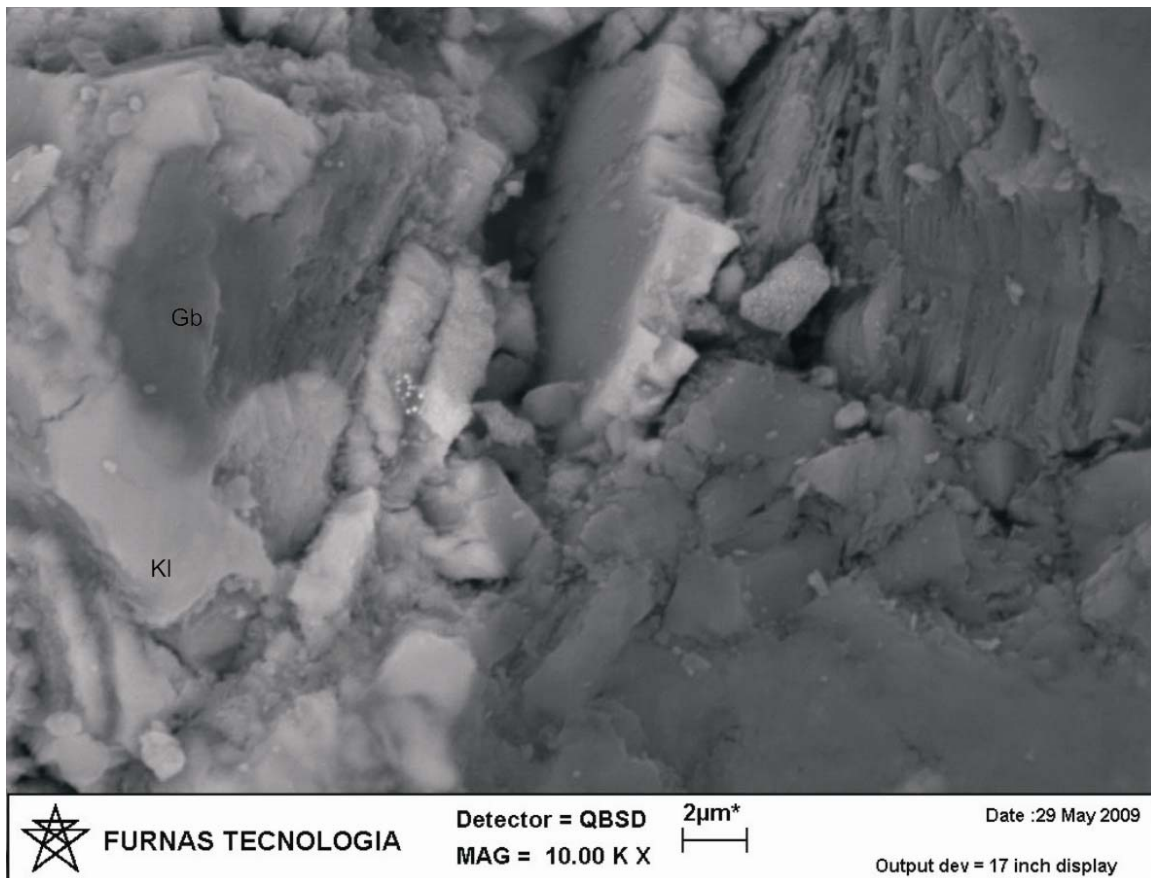


Figura 7.18. Feição de substituição da gibbsita por caulinita. Gb: gibbsita; KI: caulinita.

O grau de cristalinidade da caulinita, é de moderado a alto, e essa variação pode estar associada às condições genéticas da caulinita.

Nas áreas onde a caulinita aparece em contato com a rocha-mãe, esta apresenta um grau de cristalinidade elevado. Entretanto quando ocorre preenchendo poros ou fraturas, como matriz, e/ou contém quantidades fortemente subordinadas e variáveis de oxi-hidróxidos de ferro e gibbsita a caulinita encontra-se fundamentalmente com grau moderado de cristalinidade

A desidroxilação da caulinita se dá entre 480 e 500°C com percentual de perda de massa de 9% (figura 7.19).

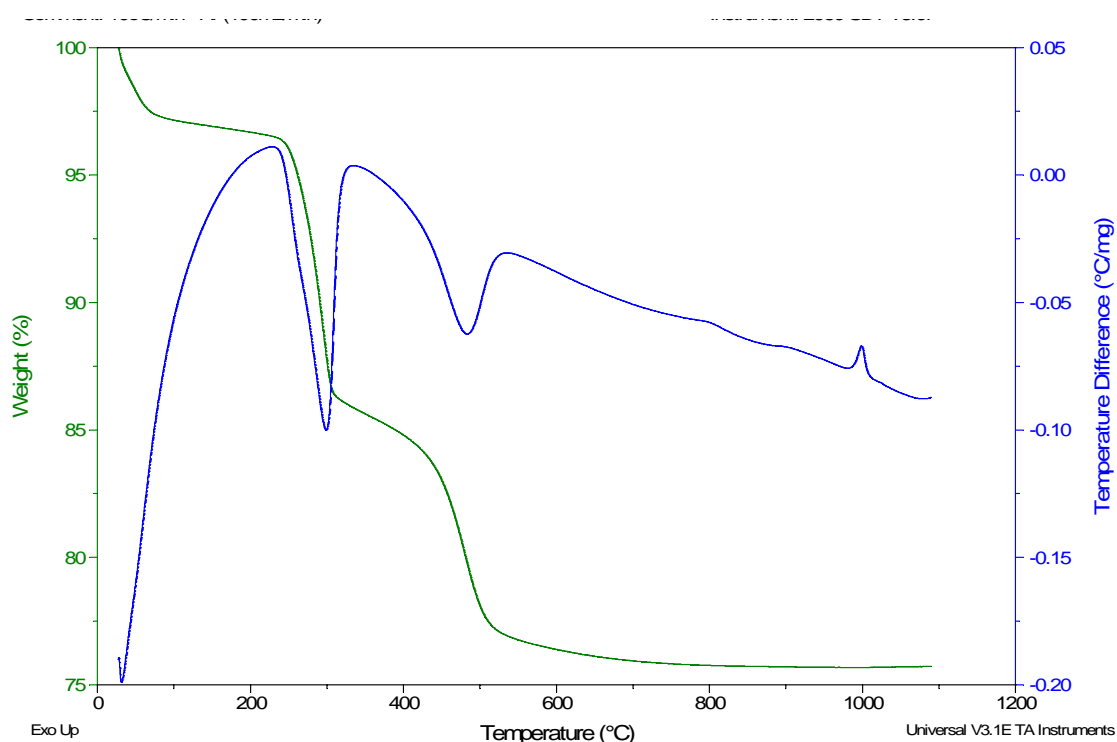
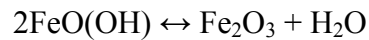


Figura 7.19. Termograma típico da gibbsita e caulinita, com perda de OH estrutural em 300°C e 500°C, respectivamente

A haloisita foi observada, por difração de raio-x, em amostra de bauxita porosa, como constituinte traço, próxima a blocos de anortosito fresco (*boulder*), indicando uma porção mais hidratada do perfil.

7.3.3. Goethita, Hematita e Lepidocrocita

A goethita, hematita e lepidocrocita, representam os principais óxidos/hidróxidos de ferro presentes no perfil. Destes, a goethita predomina ao longo do perfil, em abundância relativa de traço (conforme visto nos DRX), assim como os demais óxidos de ferro. Um processo de desidratação da goethita pode ter originado a lepidocrocita e a hematita. A equação abaixo indica estas transformações:



Quanto à distribuição vertical da goethita ao longo do perfil, é bastante heterogênea. A goethita pode ocorrer em qualquer porção do perfil, ao longo de fraturas, como películas, ou concreções (figura 7.20). A hematita e a lepidocrocita ocorrem, por vezes, disseminados ou segregados (na forma de nódulos e concreções) nas porções intermediárias do perfil.

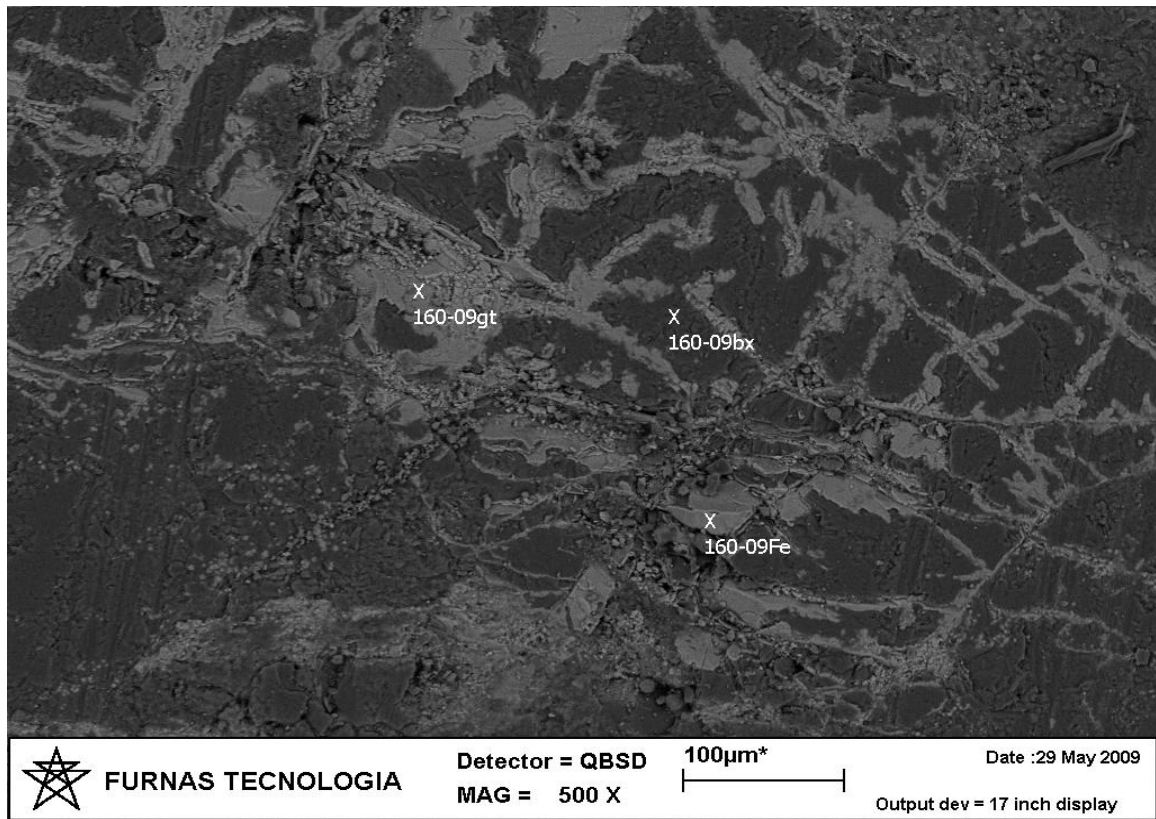


Figura 7.20. Óxi-hidróxidos de ferro percolando fissuras no material bauxítico.

A goethita apresenta grau de cristalinidade baixa, embora, quando intercrescido nas paredes de fissuras ou pseudomorfo o grau de cristalinidade da goethita é maior do que quando ocorre em zonas coluvionares friáveis. A hematita é bem cristalizada. Entretanto, a presença de ferro, na forma amorfa ou como porções coloidais dificultam a identificação destes materiais pelo método da difração de raios-x.

Com base em informações sobre os efeitos do aquecimento em óxidos hidróxidos (Brindley e Brown, 1980), as amostras foram submetidas ao aquecimento, na temperatura de 200°C, com o objetivo de colapsar a estrutura da gibbsita e destacar os óxidos e hidróxidos presentes, visto que a decomposição da estrutura da goethita e da lepidocrocita ocorrem no intervalo de 230-280°C. Esse procedimento foi importante porque a alta cristalinidade da gibbsita subjugava as reflexões destes minerais, que por estarem presentes em pequenas quantidades e também por apresentarem baixa cristalinidade não realçariam os picos característicos dos óxidos e hidróxidos.

7.3.3.1. Substituição do alumínio por ferro na goethita

A goethita é identificada em DRX por seu pico diagnóstico a 4.18 Å (110). Entretanto, quando este mineral apresenta substituição de Al na estrutura ocorre um deslocamento do padrão difratométrico para 2θ maiores em função da distorção da estrutura. Foram verificados substituições de FeOOH por AlOOH da ordem 17 a 31%. É possível que ocorra igualmente alguma substituição de Fe₂O₃ por Al₂O₃ na hematita, associada à significativa presença deste mineral no perfil, e sua interação com óxidos de alumínio e ferro, porém o grau de substituição não pôde ser avaliado pelo método usado.

7.3.4. Anatásio

O anatásio é um mineral pouco presente no perfil de alteração, ocorre disseminado no perfil e tem sua origem relacionada à dissolução da titanita e oxidação da ilmenita. Foi caracterizado por difratometria de raios-x, identificado pelo pico característico (d: 3.52 Å) e apresenta baixa cristalinidade, apesar da ocorrência muito restrita no perfil de alteração, por meio de processos de separação da fração argila, pode ser constatar a presença deste mineral no manto de alteração.

7.4. Filiação Mineralógica

A figura 7.21 resume as considerações sobre as filiações mineralógicas desenvolvidas a partir do anortosito e procura estabelecer os vínculos genéticos entre os minerais primários e secundários. Em resumo, segue algumas das características observadas no manto de alteração em relação as diversas transformações a partir da mineralogia neoformada, representadas por:

- não ocorrência de minerais primários residuais, que não sofreram alteração e que se concentraram nos níveis superiores do manto intempérico;
- fases de alteração formadas por acumulações relativas e absolutas de gibbsita e goethita, representadas pela remoção e precipitação do alumínio oriundo do plagioclásio, e pela distribuição de ferro a partir da alteração dos minerais máficos, formadas a partir da migração intermineral e ao longo do perfil de material aluminoso e ferruginoso preenchendo fissuras e poros, semelhante ao descrito por Segolo & Boulangé (1987) para as bauxita do Maciço Alcalino de Passa Quatro.
- níveis característicos da remobilização de alumínio gerando uma segunda geração de gibbsita, cimentados por filmes microcristalinos ou por cimento (plasma) microcristalino gibbsita-caulinítico, relacionados a fácies bauxita maciça;
- Caulinita formada pela ressilicificação da gibbsita, representando os minerais desenvolvidos pelos processos supergênicos.
- As transformações dos óxi-hidróxidos de ferro e titânio - o anatásio é produto neoformado da alteração da titanita e da ilmenita. A titanita aparentemente se altera concomitantemente aos minerais máficos. A presença da hematita e da lepidocrocita podem estar relacionados à desidratação da goethita.
- A boehmita e o diásporo, encontrado em pequena quantidade nos níveis superiores da bauxita derivam da gibbsita por desidratação, caracterizando minerais secundários desenvolvidos pelo processo supergênico.
- O coríndon é um exemplo de mineral supergênico epigenético;

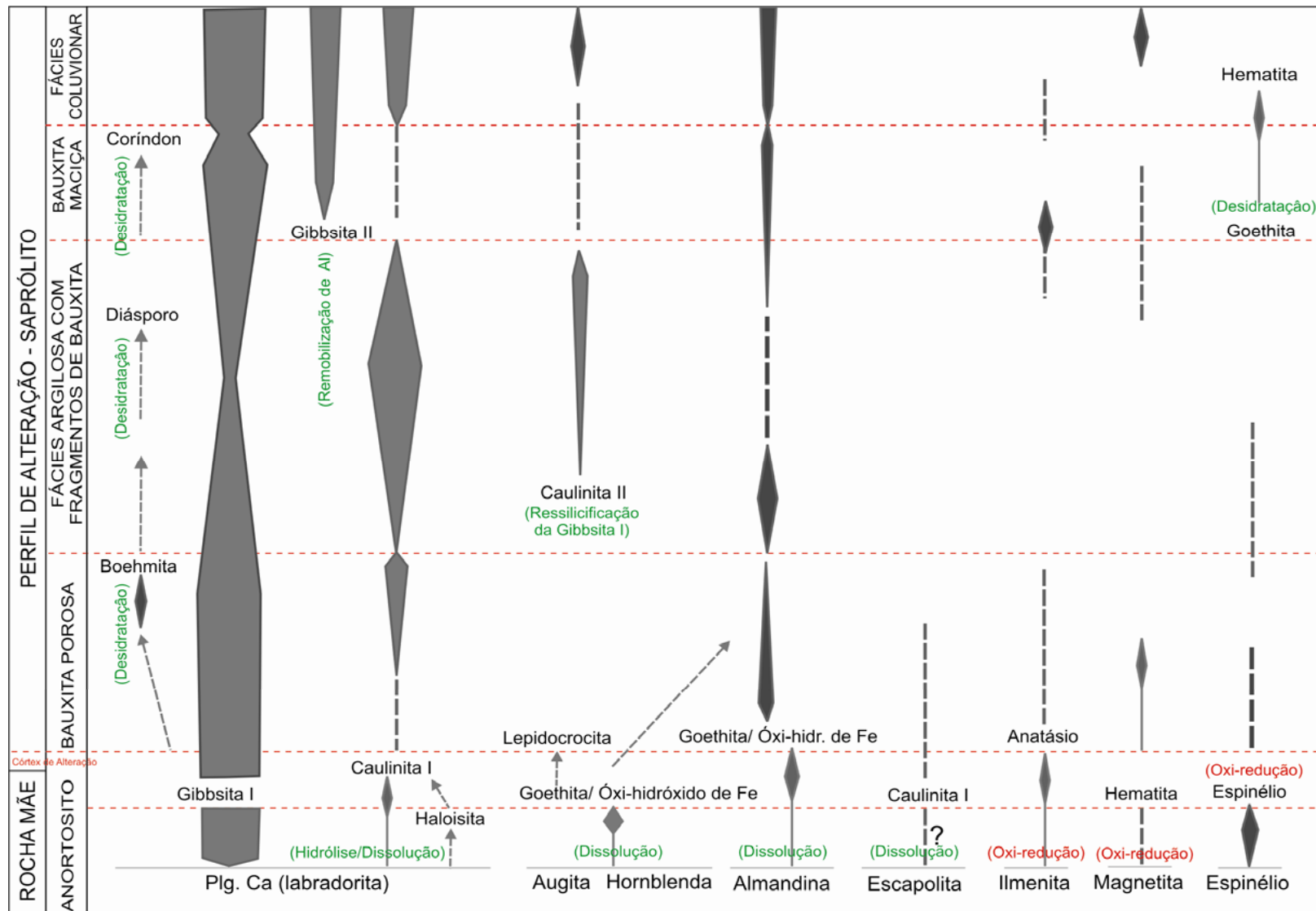


Figura 7.21. Representação esquemática das relações genéticas entre os minerais primários e minerais secundários neofornados.

CAPÍTULO 8

Evolução Geoquímica do Perfil de Alteração

8.1. Composição química do Anortosito

A composição química média dos anortositos encontrados na crosta continental é caracterizada por teores de SiO₂ geralmente, acima de 50%, Al₂O₃ próximo a 30% e baixos teores de ferro e titânio.

São rochas com valores de CaO superiores a 10% e pobre em outros álcalis. O teor de Na₂O, fica em torno de 3%, enquanto, os teores de MgO raramente atingem 2% e MnO, K₂O, Cr e P com teores insignificantes, que não totalizam 1% (Best, 2003). Composição semelhante à encontrada no anortosito de Barro Alto, destacando-se o alto teor de CaO (>15%) encontrado, devido a composição química do plagioclásio (An₅₆-An₇₂). Os baixos teores de TiO₂ (0.1%) e Mn (0.02%) são comuns nos anortositos associados a corpos gabróicos em intrusões máficas-ultramáficas acamadadas (Ashwal, 1993).

Quanto aos elementos traços, o anortosito de Barro Alto possui teores, no geral muito baixos, quando comparado a outros anortositos. Dentre os elementos traços analisados, os mais representativos são W (568 ppm), Sr (260 ppm) e Co (79 ppm), enquanto Be, Cs, Sn, Ag, Bi, Cd, tem valores abaixo dos respectivos limites de detecção.

Os teores de W e Sr correspondem a valores comumente encontrados em anortositos (Ashwal, 1993). Os teores de Ga, Ni, Zr, Ba e V variam entre 12 a 20 ppm, e elementos tais como Rb, Y, Sc, Hf, Nb, Ta, Th e U que são altamente incompatíveis no plagioclásio (Aigner-Torres *et al*, 2007), mostram variações entre si, mas não alcançando valores superiores a 5 ppm.

A Tabela 8.1 apresenta a composição química média do anortosito e das diferentes fácies de alteração.

Tabela 8.1. Composição química média do Anortosito e fácies de alteração.

	AN	FBP	FBM	FAB	FCP	FBC
	n = 5	n = 14	n = 8	n = 26	n = 3	n = 6
Elementos Maiores (% em peso)						
Densidade*	2.75	1.50	1.80	1.45-1.70	-	1.45
Al₂O₃	31.79	60.62	62.66	41.09	36.29	50.60
SiO₂	46.30	1.57	0.92	34.19	42.26	11.25
Fe₂O₃	1.78	3.32	2.90	4.27	4.44	5.61
TiO₂	0.10	0.28	0.27	0.30	0.14	0.79
CaO	15.56	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02
MgO	0.69	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02
MnO	0.02	0.01	0.01	0.05	0.02	0.01
Na₂O	2.53	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K₂O	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P₂O₅	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02
Cr₂O₃	0.002	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
P.F.	0.77	31.56	33.03	19.32	17.70	21.89
Elementos Traços em ppm						
Ba	18.59	1.60	1.50	42.43	171.12	2.33
Be	<1.0	<1.0	<1.0	<1.0	<1.0	<1.0
Co	78.30	24.16	3.33	8.17	8.13	4.10
Cu	2.10	6.20	2.63	11.91	17.03	5.87
Ga	17.90	31.82	30.08	22.89	22.00	30.27
Hf	0.20	1.22	4.35	0.99	0.25	13.83
Mo	0.25	0.30	0.15	0.11	0.10	0.27
Ni	12.25	2.38	0.65	31.66	33.33	8.40
Nb	2.15	2.84	3.05	6.49	4.31	9.50
Pb	0.70	0.70	0.80	3.43	0.20	2.87
Sn	<1.0	<1.0	<1.0	1.14	<1.0	<1.0
Sr	259.63	0.98	0.50	1.56	1.53	1.57
Zn	3.0	3.0	1.50	7.71	9.46	2.67
Zr	5.40	47.52	190.45	32.30	14.18	600.83
V	19.50	94.20	56.50	80.29	56.28	162.33
W	568.55	50.12	10.85	7.81	6.05	7.00
Th	0.25	1.32	0.63	0.56	0.30	1.67
U	0.10	0.54	0.83	0.26	0.15	1.33

Legenda: AN: Anortosito; FBP: Fácies Bauxita Porosa; FBM: Fácies Bauxita Maciça; FAB: Fácies Argilosa com blocos de Bauxita; FCP: Fácies caulinitica derivada da alteração do plagioclásio e FBC: Fácies Bauxita Coluvionar; (* Veiga, 2008)

8.2. Composição Química nas Fácies de Alteração

O saprólito é constituído essencialmente por bauxita e porções argilosas. Esses materiais foram diferenciados em seis fácies de alteração (cap. 6). O estudo químico

destas fácies auxiliam no entendimento das transformações minerais, das filiações mineralógicas e do processo evolutivo da jazida.

A transição brusca entre o anortosito e o manto de alteração, também é marcada por uma queda significativa nos valores da densidade aparente, passando de 2.75, em média no anortosito para valores entre 1.40 a 1.50, explicada pela perda de coesão e pela porosidade desenvolvida no saprólito.

Do ponto de vista mineralógico e químico, o saprólito bauxítico subdivido em Fácies Bauxita Porosa Isalterítica (FBP) e Fácies Bauxita Maciça (FBM), apresenta grandes semelhanças, marcadas pela composição essencialmente gibbsítica, com teores médios de Al_2O_3 entre 60 e 62% e de SiO_2 , entre 1.57 e 0.92, para ambas as fácies, e valores de perda ao fogo acima de 30%, entretanto, é possível perceber ligeiras diferenças, tais como:

- a bauxita porosa apresenta uma densidade aparente ligeiramente menor;
- a bauxita porosa possui teores de Fe_2O_3 , SiO_2 e álcalis mais altos;
- a bauxita maciça apresenta teores de Al_2O_3 ligeiramente mais alto;
- a bauxita maciça mostra um maior grau de hidratação;

As fácies argilosas são constituídas essencialmente por caulinita, embora o teor de Al_2O_3 e SiO_2 sejam fortemente variáveis, com maior ou menor conteúdo de material gibbsítico. Um parâmetro importante para distinguir esses níveis argilosos é a perda ao fogo, com valores entre 5 a 25%, abaixo do encontrado nos materiais bauxíticos. Os valores mais baixos são encontrados nas porções mais ricas em caulinita, enquanto o aumento destes valores representa acréscimo de material gibbsítico na mistura.

O material de cobertura, representado pela Fácies Coluvionar, apresenta uma composição química semelhante a encontra na Fácies Argilosa com blocos de bauxita (FAB), com relação aos principais componentes, embora com um leve aumento no conteúdo de Al_2O_3 , uma diminuição no conteúdo de sílica e um enriquecimento, em relação às outras fácies, em ferro, titânio e fósforo.

Quanto aos elementos traços, o zircônio e o háfnio aparecem nitidamente enriquecidos nas fácies bauxíticas, em relação ao anortosito, e na porção de topo do perfil. O Ga, U, Th apresentam um aumento incipiente em direção ao topo do perfil.

O Cu, Nb, Pb, Zn e V também se mostram enriquecidos em relação ao anortosito, e neste caso, mais enriquecidos nas porções argilosas em relação à bauxita, com exceção

do vanádio. No geral, o perfil de alteração do anortosito fica empobrecido em Ba, Co, Ni, Sr e W, sendo que estes elementos apresentam geralmente valores menores na bauxita que nas porções argilosas.

Há ainda os elementos, como Be, Mo e Sn que não apresentam tendência bem marcada no decorrer da alteração, variando apenas ligeiramente nos diferentes materiais.

8.3. Tendências Gerais da Alteração

Os dados químicos apresentados mostram que a alteração intempérica do anortosito provocou uma concentração residual de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , fósforo e cromo, perda intensa de SiO_2 nas fácies bauxíticas e moderada, no caso das fácies argilosas, devido a ressilicificação da gibbsita, e perda muito expressiva dos álcalis, desde os estágios iniciais da alteração, em ambos os materiais, bauxítico e argilosos. Esse comportamento dos elementos maiores é típico de alteração bauxítica, conforme ilustra o diagrama das fases SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 , conforme ilustra a figura 8.1.

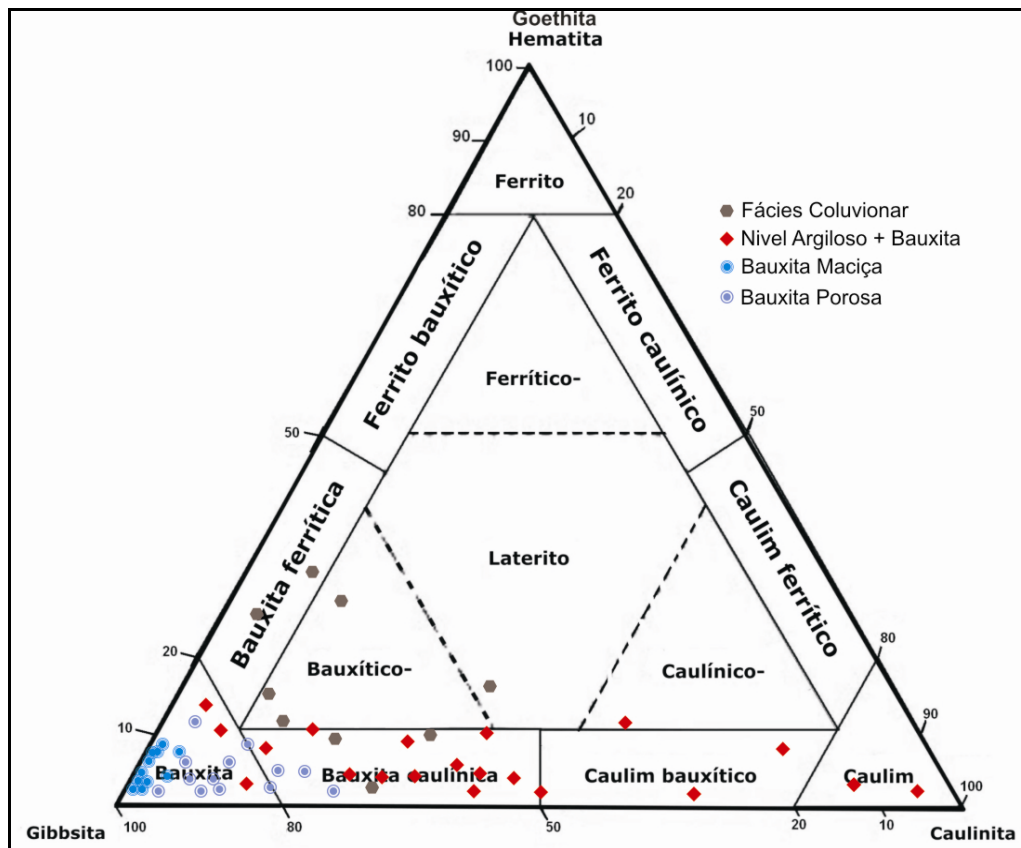


Figura 8.1. Diagrama triangular mostrando a distribuição de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , no saprólito, típica de alteração bauxítica (Bardossy & Aleva, 1997).

Estas mesmas fases foram utilizadas para verificar o grau de bauxitização a que foi submetido o anortosito, segundo os critérios propostos por Schellmann (1981).

O FURO-01 representa o perfil constituído essencialmente por um nível bauxítico em contato abrupto com o anortosito, sendo marcado desde os estágios iniciais de alteração por processo de bauxitização forte (figura 8.2a).

O perfil representado pelo FURO-22 é constituído da mistura de caulinita e gibbsita. A Fácies Argilosa Primária não ocupa a zona de caulinitização do gráfico pois corresponde a uma mistura de caulinita e gibbsita (figura 8.2b).

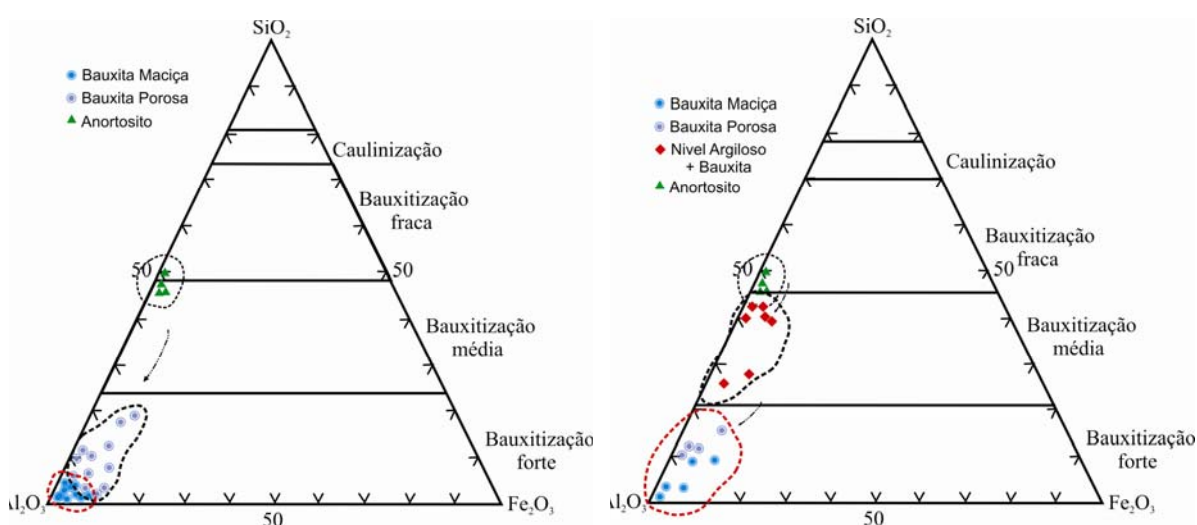


Figura 8.2. Diagrama triangular de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , para conceituação do grau de bauxitização (Schellmann, 1981). À esquerda, mostra a bauxita como um processo de bauxitização forte (furo 1). À direita, o perfil mostra que mesmo as zonas mais caulinitizadas ocorrem como uma mistura de caulinita e gibbsita.

Neste trabalho foram realizados tratamentos estatísticos através do coeficiente de correlação Pearson e análise de *clusters*, a fim de identificar e classificar grupos de elementos com comportamentos similares durante o processo alteração e evidenciar as relações entre as espécies químicas.

Foram calculados os coeficientes de correlação Pearson entre as variáveis para 62 amostras, representativas de todo o perfil de alteração, sendo os resultados apresentados na Tabela 8.2. É possível distinguir quatro grupos principais:

- 1) constituído pelos elementos associados ao Al_2O_3 ;
- 2) Elementos com afinidade com Fe_2O_3 e TiO_2 (correlação positiva entre si e negativa com as demais);

	Al	Fe	Ti	Ca	Mg	Na	P	P.F.	Sr	Ba	Ni	Ga	Co	Zr	V	W	La	Ce	Nd	Sm
Si	-0.88	-0.22	-0.04	+0.41	+0.24	+0.33	-0.34	-0.74	+0.40	+0.34	+0.68	-0.80	-0.08	-0.35	-0.23	-0.17	+0.13	+0.26	+0.41	+0.43
Al	+0.07	-0.21	-0.43	-0.30	-0.35	+0.09	+0.67	-0.44	-0.29	-0.64	+0.80	+0.05	+0.19	+0.03	+0.18	-0.41	-0.50	-0.68	-0.68	
Fe	+0.43	-0.19	+0.07	-0.15	+0.59	-0.07	-0.24	-0.17	-0.02	+0.19	-0.09	+0.31	+0.44	-0.08	+0.47	+0.38	+0.40	+0.40		
Ti	+0.04	+0.41	+0.02	+0.61	-0.12	-0.12	+0.01	-0.14	+0.14	-0.30	-0.08	+0.23	+0.67	-0.11	+0.77	+0.73	+0.81	+0.77		
Ca	+0.66	+0.95	-0.18	-0.68	+0.98	-0.07	+0.17	-0.59	+0.17	-0.09	-0.11	+0.03	+0.20	+0.15	+0.49	+0.41				
Mg	+0.53	-0.03	-0.51	+0.60	+0.60	-0.09	+0.13	-0.56	+0.06	-0.09	+0.17	0.00	+0.20	+0.28	+0.51	+0.42				
Na	-0.20	-0.69	+0.99	-0.06	+0.13	-0.54	+0.17	-0.09	-0.15	+0.04	+0.20	+0.13	+0.43	+0.35						
P	+0.22	-0.20	-0.23	-0.06	+0.15	-0.09	+0.60	+0.71	-0.10	+0.73	+0.49	+0.49	+0.44							
P.F.	-0.70	-0.16	-0.54	+0.83	+0.02	+0.28	+0.12	+0.12	+0.12	+0.12	+0.12	+0.12	-0.29	-0.34	-0.61	-0.58				
Sr	-0.06	+0.11	-0.55	+0.16	-0.09	-0.12	+0.04	+0.20	+0.13	+0.45	+0.38									
Ba	-0.31	+0.40	-0.07	-0.14	-0.15	-0.10	-0.03	-0.01	+0.04	+0.04										
Ni	-0.61	-0.06	-0.28	-0.13	-0.14	+0.20	+0.39	+0.37	+0.42											
Ga	0.13	+0.31	+0.09	0.14	-0.25	-0.31	-0.57	-0.58												
Co	-0.07	-0.10	1.00	-0.05	-0.08	-0.07	-0.08													
Zr	+0.38	-0.10	+0.41	+0.22	+0.08	-0.03														
V	-0.15	+0.73	+0.66	+0.63	+0.60															
W	-0.07	-0.10	-0.09	-0.10																
La	+0.79	+0.88	+0.82																	
Ce	+0.73	+0.67																		
Nd	+0.73																			

Tabela 8.2. Coeficientes de correlação Pearson, calculado em 62 amostras das diferentes fácies da jazida de Barro Alto.

3) o grupo dos elementos solúveis, representados pela sílica, os álcalis e Terras Raras (o comportamento dos elementos terras raras será discutido mais adiante);

4) o grupo de elementos com comportamento independente.

A água estrutural, representada pela perda ao fogo, tem forte correlação positiva com Al_2O_3 e cresce em importância quanto mais evoluída é a fácies de alteração e maior a concentração de gibbsita.

Estes quatro grupos ficam bem evidenciados na figura 8.3, em que foram plotados sobre dois eixos ortogonais os coeficientes de correlação de cada elemento com relação ao alumínio e o silício (Tabela 8.2), escolhidos como referência por apresentarem entre si o comportamento mais discrepante.

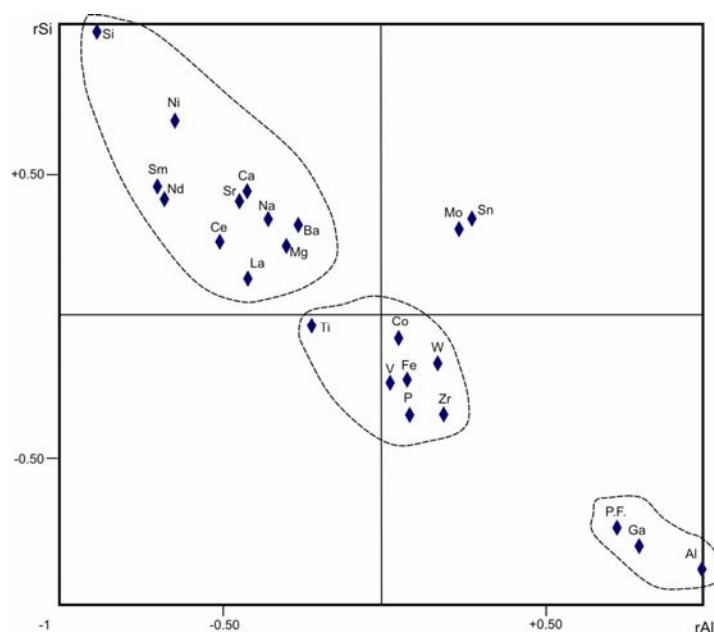


Figura 8.3. Representação gráfica dos coeficientes de correlação para os principais elementos em função dos coeficientes de correlação do Al e Si.

Para uma análise mais detalhada do comportamento químico de alguns elementos foram computadas análise de *clusters* separadamente para a bauxita e para as porções argilosas (figura 8.4).

Na análise dos *clusters* para a porção argilosa (figura 8.4a) três associações principais de elementos foram caracterizadas. A primeira associação compreende Al_2O_3 - H_2O^+ com coeficiente de correlação positivo muito forte (+0.97) e o gálio, com coeficiente de correlação positivo substancial (+0.65), em relação ao Al_2O_3 . A segunda é bem ampla e inclui os elementos terras raras, com coeficientes de correlação positivo

entre si muito fortes, variando entre 0.75 a 0.95 e mostrando afinidade com o silício. A terceira formada pela associação de Fe₂O₃-Cr-Sr-Zr-Hf-TiO₂-MgO-MnO-V-Y-P₂O₅-Sc-Sn-Nb-Ta-Cu-Co-Zn mostrando coeficientes de correlação variando entre 0.74-0.95. É possível subdividi-lo em quatro partes, formadas por: (1) Fe₂O₃-Cr-Sr-Zr-Hf-TiO₂; (2) MgO-MnO-V-Y; (3) P₂O₅-Sc-Sn-Nb-Ta-Cu e (4) Co-Zn. Sendo que cada *cluster* reflete um comportamento geoquímico similar entre os elementos.

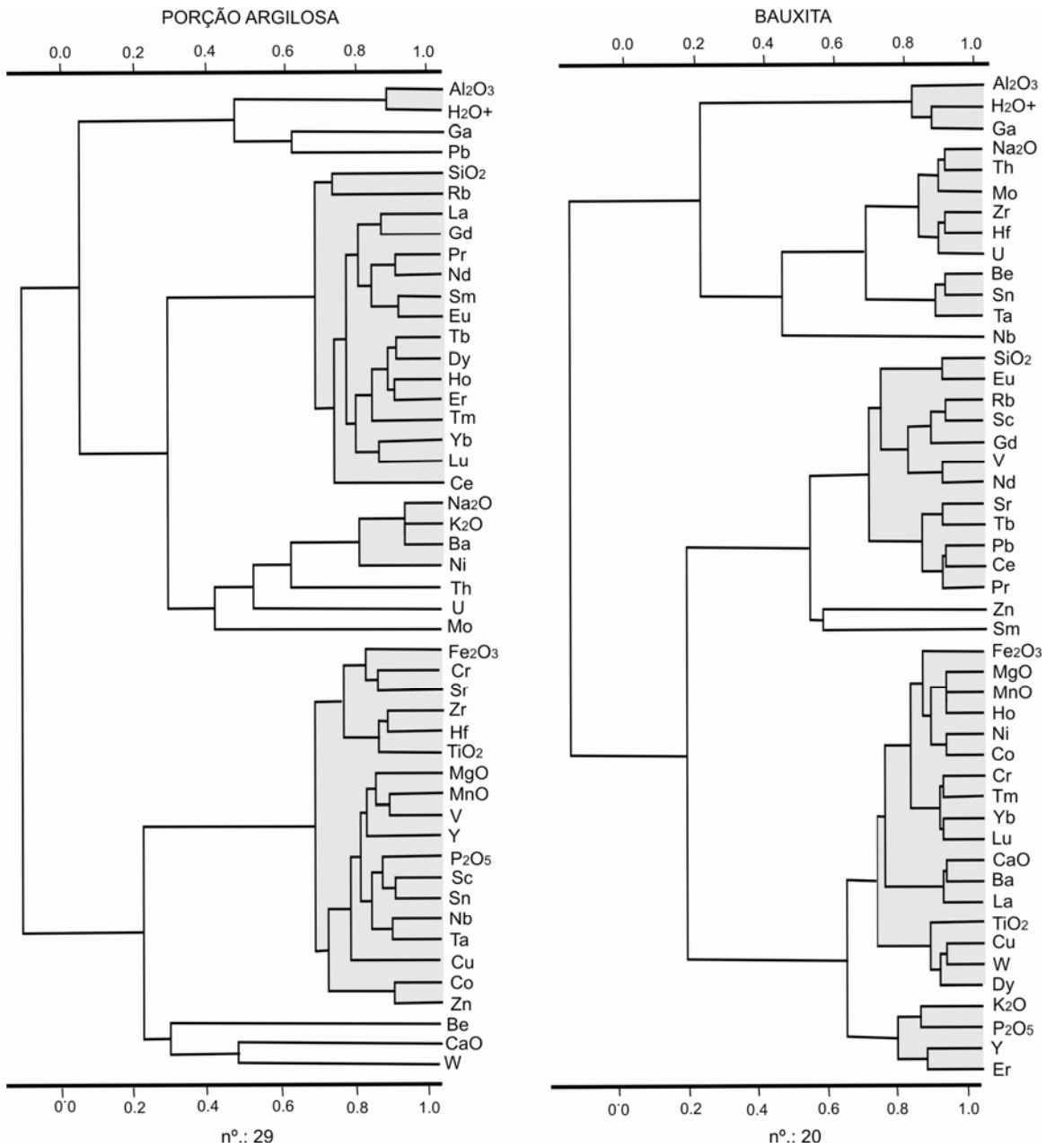


Figura 8.4. Análise de *clusters* em relação as fácies argilosas e as fácies bauxíticas desenvolvidas sobre o anortosito.

Na análise de *clusters* da bauxita (8.4b) foram individualizadas três associações principais, com coeficientes de correlação positivo acima de 0.65 e com importantes subdivisões internas. A primeira é formada, principalmente por elementos bauxitófilos (Schroll, 1979) Al-H₂O⁺-Ga-Na-Th-Mo-Zr-Hf-U-Be-Sn-Ta, que em geral tem seus teores enriquecidos durante a alteração. Neste grupo a associação mais representativa, no contexto da alteração, é o formado por Al-H₂O⁺-Ga. A segunda é composta pela associação entre SiO₂-Ce-Nd-Eu-Pr-Tb-Gd-Rb-Sc-V-Pb, onde é importante destacar a associação entre a sílica e os elementos Terras Raras leves. A terceira associação é bem extensa, compreendendo coeficientes de correlação entre 0.7-0.95, formado por Fe₂O₃-MgO-MnO-Ho-Ni-Co-Cr-Tm-Yb-Lu-CaO-Ba-La-TiO₂-Cu-W-Dy-K₂O-P₂O₅-Y-Er.

Das subassociações identificadas é importante destacar a associação do ferro e titânio com elementos terras raras pesados.

Comparando os *clusters* das bauxitas e das fácies argilosas é possível perceber, no geral, grandes semelhanças. Nos dois casos, as principais associações são formadas por grupos comandados pelo alumínio, silício, ferro+titânio. Alguns pontos importantes:

- Nas porções argilosas temos uma forte afinidade entre a sílica e o todo o grupo dos elementos terras raras, enquanto que na bauxita, empobrecida em sílica, esta relação é maior com ETR leves.
- A combinação dos elementos terras raras pesados com Fe e Ti, como visto no *cluster* da bauxita, pode ser relacionado a minerais primários ricos em Fe e Ti, como a augita, almandina e ilmenita, que possuem terras raras em suas estruturas;
- O rubídio está sempre em associação com a sílica;
- O zircônio e háfnio apresentam, tanto na bauxita quanto nas porções argilosas, um coeficiente de correlação perfeito igual a 1.
- Alguns elementos como Na, Mo, Sn, Ba, Be, Pb não mostram tendências claras de associação com outros elementos.

Em síntese, a análise das composições químicas médias e dos tratamentos estatísticos coloca em evidência a relação entre as seguintes espécies, subdividas em quatro grupos de elementos:

- Elementos com afinidade com o alumínio e que se concentram nas fácies mais gibbsíticas (Ga, H₂O⁺);

- Elementos com afinidade com o silício e que se concentram nas fácies mais argilosas (Rb, ETR, Ca, Sr);
- Elementos com comportamento similar ao do ferro (TiO_2 , Cr, Zr, Hf, Co, P, Mg, Mn, Ni e ETRs pesados);
- Elementos com comportamento independente (Ba, Be, Mo, Sn, Na, K).

8.3.1. Distribuição do Ferro e Titânio

Nos perfis estudados, o ferro é enriquecido em relação à rocha-mãe, sendo que a concentração é maior no topo e nas fácies argilosas que nas fácies bauxíticas, embora sua distribuição em todo o perfil de alteração seja bastante heterogênea (figura 8.5). Estas variações observadas são controladas pelas condições de Eh e pH, já que, em condições hidrolíticas normais, o ferro permanece integralmente no meio de alteração, ao contrário, uma diminuição do pH ou uma evolução em meio redutor, provocam a mobilização do ferro e facilitam sua redistribuição nos perfis, conduzindo desse modo à formação de níveis empobrecidos em relação à rocha original (Krauskopf, 1972).

Os principais óxi-hidróxidos de ferro, encontrados, são a goethita, que predomina sobre os demais em toda a fácies de alteração, e por vezes ocorre associada à hematita. Ocorre também a lepidocrocita, que tem ocorrência restrita às porções mais hidratadas e de lixiviação lenta. A presença destes minerais também está relacionada às condições de drenagem e às condições climáticas, na qual o processo de desidratação da goethita, durante períodos mais secos, ou em regiões de pouca circulação de água, forma a hematita, que também pode ser originada por oxidação da magnetita primária.

Segundo Melfi & Pedro (1978) no decorrer da alteração dos silicatos de ferro, o ferro se apresenta na forma oxidada (Fe^{3+}), sendo que a hidrólise ocorre entre valores de pH de 5 a 9,6. De acordo com as condições do meio evolutivo, a hidrólise é mais ou menos completa (Pedro e Delmas, 1972). Segundo Melfi *et al.* (1979) em meio bem drenado e quente ela é total, sendo que nessas condições, a hidrólise de piroxênios ou anfibólios, por exemplo, libera o silício e todo o magnésio do mineral, enquanto o ferro se individualiza *in situ* sob a forma de hidróxidos, mais ou menos cristalizados. No caso em que o meio é imperfeitamente drenado e mais confinado, a hidrólise toma-se parcial,

com isso, parte da sílica extraída do mineral primário pode reagir com o ferro liberado, para formar hidrossilicatos ferríferos, que são argilominerais ferríferos.

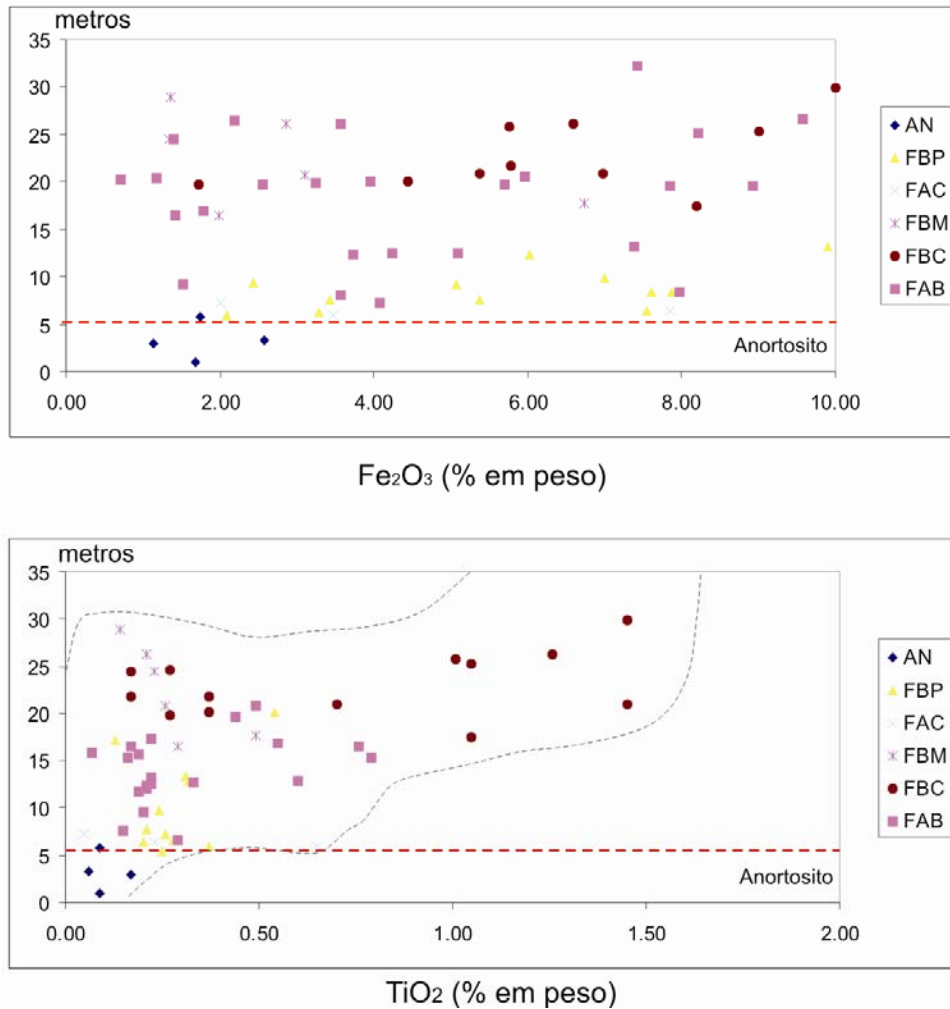


Figura 8.5. Distribuição do ferro e titânio ao longo dos perfis de alteração.

O ferro pode ainda, estar associado aos argilominerais, acompanhando-os durante sua mobilização dentro do perfil, no processo coluvionar, seja sob a forma de hidróxidos, seja inserido nas estruturas dos argilominerais.

Os teores de TiO₂ variam de 0.1 no anortosito a 0.79% na Fácies Coluvionar, havendo diferenças sensíveis entre as fácies. As análises químicas revelaram teores médios de TiO₂ mais elevados nos horizontes mais argilosos (até 0.3%) que na bauxita (até 0.28%), sendo que os maiores teores são encontrados nas porções mais superficiais do perfil (figura 8.6).

O conteúdo de TiO_2 reflete basicamente a presença de anatásio, ao longo do perfil, principalmente nas porções mais próximas ao topo do perfil (figura 8.5). O titânio apresentou um coeficiente de correlação positivo em relação ao ferro maior na porção argilosa (0.63) que na bauxita (0.23) e um coeficiente negativo moderado com o alumínio. Entretanto, nos horizontes ricos em ferro, no qual o conteúdo de alumínio é geralmente mais baixo, observa-se correlação negativa moderada entre o Al_2O_3 e o Fe_2O_3 .

A alteração dos minerais primários e a lixiviação dos elementos mais móveis (alcalinos, alcalinos-terrosos e sílica) levam ao enriquecimento relativo em titânio.

Segundo Kotschoubey *et al* (2006) durante a evolução supergênica sob condições tropicais úmidas, a distribuição do anatásio, como mineral secundário estável tende a ser homogênea, qualquer que seja o padrão de distribuição dos minerais titaníferos primários.

8.3.2. Distribuição do Gálio

Considerado um elemento raro, a concentração média de gálio na crosta continental é de cerca de 16 ppm. Entretanto, podem atingir até 4000 ppm em plagioclásios de rochas sieníticas de Thor Lake, Canadá (Jorre, 1988). Segundo Biond (2003) o gálio pode ser lavrado como sub-produto do alumínio quando os teores médios são da ordem de 20 ppm.

O gálio pode ser empregado em diversas áreas, principalmente da indústria de alta tecnologia, como aeroespaciais, telecomunicações, de computadores e eletrônicos (Moskalyk, 2003)

Os teores médios de gálio, na jazida de bauxita de Barro Alto, pouco variam ao longo do perfil, vão de 17.90 no anortosito a 31.8 no saprólito bauxítico, observando-se uma ligeira queda nas porções argilosas. Na porção bauxítica, há uma forte correlação positiva entre Ga e Al_2O_3 (0.88), já nas fácies argilosas essa correlação é fraca (0.27). Assim, embora a correlação positiva entre Al o gálio tenha sido mantida na fase inicial do processo de alteração, a remobilização posterior de alumínio e do silício pode ter ocasionado uma separação e diminuição desta correlação.

No ambiente supergênico sob clima tropical, o comportamento do gálio depende das condições físico-químicas do meio (Golshimidt, 1950). Assim, estreitamente

associado ao alumínio no plagioclásio, o gálio permanece ligado a este elemento nos produtos de alteração intempérica, gibbsita e caulinita na medida em que houve o enriquecimento relativo em Fe e Al (Kotschoubey *et al*, 2006). No entanto, as relações entre Ga e Al mudam radicalmente em caso de dissolução dos produtos de alteração: Al, menos solúvel, migra, porém permanece no manto intempérico, na forma de gibbsita, enquanto o gálio, mais solúvel, tende a ser lixiviado, porém pode ainda ser retido pelos oxí-hidróxidos de Fe e permanecer no perfil (Hieronymus *et al*, 2001).

8.4. Balanço Geoquímico da Alteração

A conservação da estrutura original da rocha durante a alteração na fácies bauxita porosa isalterítica e em parte da fácies argilosa com fragmentos de bauxita (FAB), permite calcular a quantidade de cada elemento por unidade de volume e compará-la com a quantidade inicialmente presente no mesmo volume de rocha inalterada.

O balanço geoquímico da alteração pode ser calculado pelo modelo proposto por Brimhall e Dietrich (1986) com base nas variações de densidade, porosidade e as concentrações de um elemento imóvel. Este balanço considera:

1. Enriquecimento Residual

É a consequência da acumulação de material menos solúvel, quando os elementos solúveis são lixiviados, causando um aumento da porosidade, com preservação da textura e volumes primários. Esta circunstância pode ser expressa pela densidade, segundo a equação abaixo:

$$K_{jw} = [((C_{jw} \times \rho_{jp}) / (C_{jp} \times \rho_{jw})) - 1] \times 100,$$

onde K_{jw} representa o fator de enriquecimento/empobrecimento; C_{jw} a concentração do elemento j no horizonte intemperizado; C_{jp} a concentração do elemento j na rocha inalterada; ρ_{jw} a densidade do horizonte intemperizado; e ρ_{jp} a densidade da rocha inalterada.

2. Mudança Volumétrica

Trata-se da acumulação de material menos solúvel em razão da lixiviação, levando à perda da textura e do volume primários. O balanço geoquímico pode ser calculado a partir da concentração de elementos considerados imóveis, como Ti e Zr.

$$\varepsilon_{jw} = [((C_{jp} \times \rho_p) / (C_w \times \rho_{jw})) - 1] \times 100,$$

onde ϵ_{jw} representa o fator de colapso das concentrações de um elemento imóvel j referência.

3. Ganhos e Perdas Absolutas

Esta variação acontece em sistemas abertos, como o intemperismo, em que a concentração de um dado constituinte é maior que sua concentração calculada como enriquecimento residual. É dado pela seguinte equação:

$$\tau_{iw} = [((C_{iw} \times \rho_w) / (C_p \times \rho_{ip}))(\epsilon_{jw} + 1) - 1] \times 100$$

onde τ_{iw} é a massa do elemento i adicionada ao sistema não alterado.

Nesta dissertação foi calculado o enriquecimento residual nas fácies bauxita porosa isalterítica (FBP) e fácies argilosa com fragmentos de bauxita (FAB), nas porções onde a estrutura bandada está preservada.

A análise destes dados mostra que o processo de alteração intempérica do anortosito, apresenta as seguintes características:

- Lixiviação muito intensa de sílica (~ -98%) nas fases iniciais da alteração;
- Certa mobilidade de ferro e titânio e acumulações destes na parte superior do perfil;
- Ligeiro enriquecimento de Al;
- Lixiviação praticamente total dos álcalis nos estágios iniciais da alteração;
- Enriquecimento progressivo em fósforo e ligeiro empobrecimento em cromo;

Essas características gerais, da alteração nos estágios iniciais da alteração são comuns no processo de alitização. No entanto, a intensidade do processo é mais atenuada em condições de drenagem ineficiente, ocorrendo a monossilização. Assim as perdas de sílica são praticamente totais para as bauxita, entretanto, com um enriquecimento relativo, em relação a rocha-mãe, na porção argilosa, devido a substituição da gibbsita por caulinita, sendo que em alguns casos é mantida preservada parte das estruturas da bauxita isalterítica.

As perdas apresentadas pelo alumínio na porção argilosa se devem, mais pela entrada de sílica no sistema do que a uma perda ou remobilização expressiva, marcando seu comportamento residual na alteração, embora se encontre estruturas de remobilização/precipitação do alumínio, como cavidades/fissuras preenchidas por micro-estalactites gibbsíticas.

Tabela 8.3. Balanço dos ganhos e perdas médias (expresso em %) para cada fácies em relação ao anortosito.

	FBP	FAB
Elementos Maiores		
Al₂O₃	+4.0	-42
SiO₂	-98	-67
Fe₂O₃	+1.0	+8.0
TiO₂	+49	+33
CaO	-99	-100
MgO	-98	-98
MnO	-67	-70
Na₂O	-99	-100
K₂O	-83	-86
P₂O₅	+74	+169
Cr₂O₃	+309	+44
P.F.	+2135	+1002
Elementos Traços		
Ba	-95	-94
Be	-45	-53
Co	-83	-98
Cu	+61	+31
Ga	+03	-21
Hf	+232	+310
Mo	-34	-50
Ni	-89	-68
Nb	-28	+10
Pb	+93	+92
Sn	-45	-53
Sr	-99	-100
Zn	-45	-58
Zr	+380	+500
V	+163	+290
W	-95	-99
Th	+188	+21
U	+194	+52

O ferro tem mobilidade variável. Enriquecimento em ferro pode estar relacionado a porosidade do meio, ou seja, quanto menos poroso o meio, menor será a diluição e segregação do ferro e maior será a concentração de ferro. O ferro mostra uma concentração maior em direção ao topo do perfil. O titânio apresenta um comportamento um pouco distinto do ferro, embora seu enriquecimento, em relação ao anortosito, seja proporcionalmente maior que o do ferro.

Entre os álcalis, as perdas são contínuas e extremamente intensas. O cálcio e o sódio apresentam perdas de conteúdo mais expressivas, da ordem de 100%, seguido pelo potássio, com uma perda da ordem de 86%. Embora, o potássio mostre uma perda maior na porção argilosa.

O magnésio, assim como os álcalis, mostra uma forte lixiviação contínua no perfil, já a mobilidade do Mn é marcada considerável, 70% em média, ao longo do perfil, embora, a perda seja maior nos níveis argilosos.

Os elementos traços apresentam uma mobilidade bastante variável no manto intempérico em relação aos respectivos teores no anortosito. O comportamento dos elementos traços possui as seguintes características:

- Lixiviação intensa, maiores que 90% de Ba, Ni, Sr, W nos estágios iniciais da alteração. A associação do Sr e Ba com os álcalis, do Ni com a sílica pode explicar esse comportamento;
- Lixiviação ligeiramente constante, em relação à rocha-mãe, e medianamente intensa de Co, Be, Mo, Sn e W;
- O Nb apresenta perdas nas bauxitas e enriquecimento nas porções argilosas;
- O Ga e tem seu conteúdo aumentado prioritariamente nas bauxitas;
- Enriquecimento, em relação à rocha-mãe em todo o perfil: Zr, V, Th e U. O Zr tem um comportamento semelhante ao do Ti, tendo uma boa correlação entre si e com elementos radioativos, o vanádio tem uma estreita relação com o ferro e aponta pra uma fixação deste pelos oxi-hidróxidos de ferro ;

O cálculo do balanço isovolumétrico permite estabelecer uma escala relativa de mobilidade para os principais elementos constituintes da rocha até a porção argilosa. Do mais móvel para o mais imóvel, temos:



Sendo que o Ca, Na e o Mg estão ausentes, tanto nas fácies argilosas quanto bauxíticas. O Si está praticamente ausente nas fácies bauxíticas e presente, relativamente, empobrecido, nas fácies argilosa, em relação a sua proporção inicial no anortosito. O K permanece em quantidades mais ou menos constantes, em todas as fácies. O Mn está presente, em ambas as fácies, embora ligeiramente mais concentrado nas argilas. O Fe e Ti são mais enriquecidos nas fácies mais evoluídas e se empobrecem na Fácies Bauxita

Maciça (FBM). O Al permanece em quantidade mais ou menos constante até a bauxita porosa isalterítica (FBP), mas é empobrecido em valor absoluto nas fácies mais superiores do perfil.

8.5. Comportamento dos Elementos Terras Raras (ETR)

Em rochas básicas intemperizadas, a maioria dos ETR está associada a minerais acessórios resistentes à alteração química, sendo por isto considerados como relativamente imóveis. Entretanto, evidências da mobilização sob condições supergênicas incluem a liberação por dissolução dos minerais acessórios primários, o fracionamento dos ETR leves e pesados, bem como sua redistribuição no perfil de alteração (Duddy, 1980). Este tópico visa conhecer o comportamento dos ETR durante a evolução da jazida.

8.5.1. Distribuição e Fracionamento dos ETR no perfis de Alteração

Em geral, o conteúdo de ETR nos anortositos é muito baixo, variando de 1.7 a 148 ppm (Cullers & Graf, 1984; Seifert *et al*, 2010). No anortosito de Barro Alto, a média de Σ ETR é de 35.7 ppm, sendo que deste montante, cerca de 74% é constituído por ETR leves. A concentração dos ETR nas diferentes fácies de alteração é extremamente baixa, muito próxima dos valores médios crustais (Henderson, 1984).

A análise da Tabela 8.4 e do padrão dos ETR normalizado, em relação ao condrito (Taylor & Maclann, 1985) (figura 8.6) indicam que a partir do início do intemperismo do anortosito houve a mobilização e fracionamento dos ETR nas diferentes fácies de alteração, caracterizada por perda generalizada destes elementos, com exceção do Ce e La.

Nota-se que o empobrecimento geral dos ETR no perfil de alteração se dá, principalmente, nas fácies bauxíticas. Assim a média de Σ ETR na Fácies Bauxita Porosa (FBP) e Bauxita Maciça (FBM) é de 7.46 ppm e 4.18 ppm, respectivamente, enquanto que nas fácies argilosas e na parte superior do perfil esta média é superior a 20 ppm, entretanto estes teores são inferiores ao encontrado no anortosito.

Em todas as fácies de alteração, o conteúdo de ETR leves é maior que o de ETR pesados e uma característica interessante é o aumento do grau de fracionamento entre os ETR leves e pesados, dado pela razão $(La/Yb)_N$ na porção superior do perfil.

Tabela 8.4. Concentração média de ETR do Anortosito e fácies de alteração.

	AN	FBP	FBM	FAB	FCP	FBC
	n = 2	n = 5	n = 4	n = 8	n = 2	n = 3
Elementos Terras Raras (ETR) em ppm						
La	4.35	0.84	0.85	3.34	2.10	6.20
Ce	7.95	4.62	1.80	10.56	4.90	12.03
Pr	1.65	0.21	0.17	1.0	0.80	1.42
Nd	8.75	0.78	0.58	4.99	4.05	5.13
Sm	2.39	0.23	0.14	1.62	1.32	1.09
Eu	1.08	0.07	0.05	0.70	0.52	0.30
Gd	3.10	0.21	0.14	1.99	1.30	0.83
Tb	0.51	0.05	0.03	0.45	0.30	0.14
Dy	2.77	0.32	0.17	2.89	1.83	0.83
Ho	0.53	0.06	0.03	0.59	0.39	0.15
Er	1.36	0.18	0.09	1.91	1.23	0.46
Tm	0.18	0.03	0.02	0.34	0.22	0.08
Yb	0.96	0.20	0.11	2.39	1.36	0.62
Lu	0.14	0.03	0.02	0.36	0.21	0.10
ΣETRs	35.70	7.46	4.18	33.13	20.51	29.39
ΣETRL	26.17	6.39	3.58	22.21	13.69	26.18
ΣETRP	9.53	1.07	0.60	10.92	6.82	3.21
ΣETRL/ΣETRP	2.75	5.97	5.97	2.03	2.01	8.15
(La/Yb)_N	2.97	2.83	5.22	1.05	1.67	6.75
(La/Sm)_N	1.15	2.29	3.82	1.19	1.24	3.58
(Gd/Yb)_N	2.51	0.85	1.03	0.76	0.92	0.92

ΣETRL = La+Ce+Pr+Nd+Sm+Eu

ΣETRP = Gd+Tb+Dy+Ho+Er+Tm+Yb+Lu

Enquanto que nas fácies mais profundas a razão $(La/Yb)_N$ é de cerca de 2.97 (bauxita porosa), 1.05 (argila com fragmentos de bauxita) e 5.22 (bauxita maciça) na porção mais superficial, representada pela Fácies Coluvionar este valor é 6.75. Este valor mostra um enriquecimento dos terras raras leves em relação aos terras raras pesados, que são mais lixiviados durante a alteração. O menor fracionamento nas fácies argilosas pode ser explicado pela tendência das terras raras pesadas estarem associados com minerais de ferro e titânio, que estão em maior concentração nestas fácies do perfil.

As variações nos valores da razão $(La/Yb)_N$ e $(La/Sm)_N$ e $(Gd/Yb)_N$ no perfil sugerem que no contexto geral, houve uma mobilização e fracionamento de ETR. O fracionamento tanto dos ETR leves quanto pesados é mais significativo na bauxita, como mostrado pelos baixos valores das razões $(La/Sm)_N$ e $(Gd/Yb)_N$ no material argiloso, isso

se deve a facilidade dos ETR de serem adsorvidos na superfície dos argilominerais, como a caulinita (Humphris, 1984).

O padrão de distribuição de ETR no condrito normalizado (Taylor & Maclann, 1985) é marcado por dois conjuntos distintos pela forma e conteúdo de ETR. O primeiro, é constituído pelo padrão do anortosito e das porções argilosa e o segundo é formado pelas bauxitas.

O padrão do anortosito tem forma levemente côncava para baixo, assimétrica, onde é notável uma anomalia negativa de Ce, uma ligeira anomalia positiva em Eu e um empobrecimento sutil dos ETR pesados mais extremos.

As fácies argilosas têm um padrão parecido ao do anortosito, em geral são ligeiramente empobrecidos em relação a rocha-mãe, semelhança notadamente bem marcada para a argila oriunda da transformação do plagioclásio da rocha-mãe, onde observa-se a anomalia negativa de Ce, assim como ocorre no anortosito e um ligeiro empobrecimento do ETR pesados mais extremos. A fácies Argilosa com fragmentos de bauxita (FAB) é mais enriquecido em ETR comparado ao nível caulínítico (FCP), embora mostre uma anomalia positiva de Ce, como acontece na bauxita porosa e com um enriquecimento em terras raras pesados. A Fácies Coluvionar é enriquecido em ETR leves e empobrecido em ETR pesados.

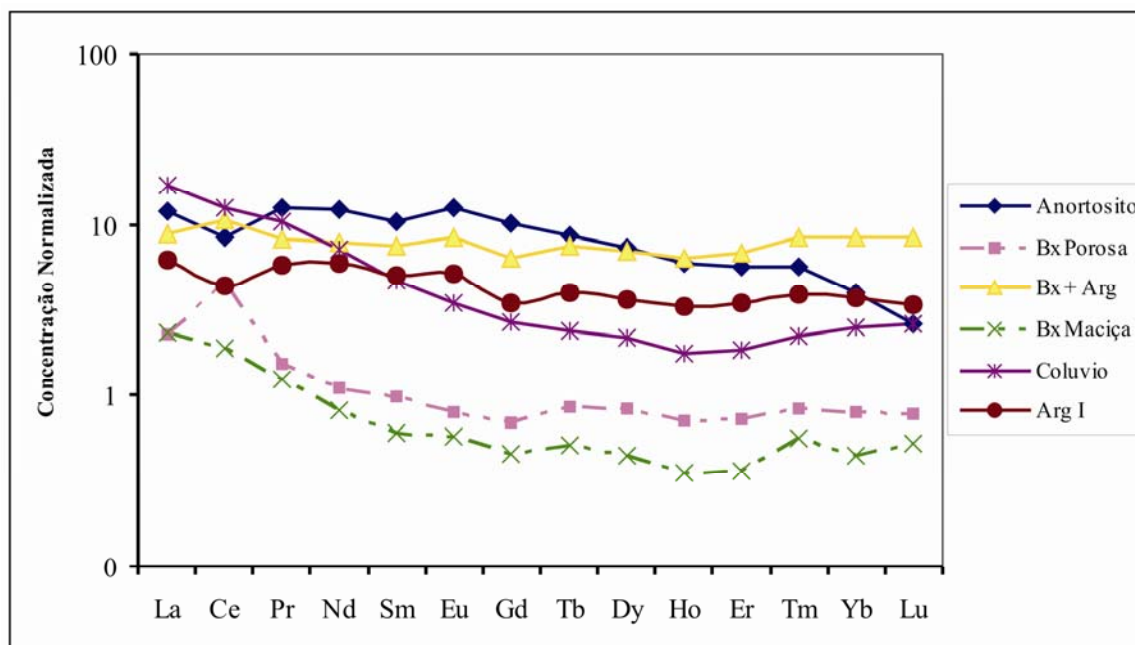


Figura 8.6. Padrão de distribuição dos ETR normalizado para o condrito, com os dados do anortosito e das diferentes fácies de alteração.

O padrão para as bauxitas apresenta um empobrecimento marcante em relação aos níveis argilosos e ao anortosito, principalmente da bauxita maciça, caracterizado por uma forma de cunha assimétrica, devido a uma maior concentração dos ETR mais leves, sendo que na bauxita porosa isalterítica verifica-se uma anomalia positiva em Ce não observada na bauxita maciça.

Este comportamento dos ETRs com menor concentração nas bauxitas e maior concentração nas porções mais argilosas também foi descrita para as bauxitas do norte do Pará (Kotschoubey *et al*, 2006) e de Lages, em Santa Catarina (Formoso *et al*, 1989).

8.5.2. Mobilidade relativa dos ETR

Um padrão diferenciado entre os componentes do perfil pode sugerir que houve uma mobilização e redistribuição significativa de ETR ao longo do manto intempérico e que os ETR teriam sido mobilizados em proporções diferentes. O valor elevado de ETR leves na parte superior do perfil e do nível argiloso em comparação aos demais níveis (tabela 8.5), mostra a remobilização e transferência de parte desses elementos para o topo do perfil.

Tabela 8.5. ganhos e perdas dos ETR nas diferentes fácies de alteração.

	FBP	FAB
Elementos Terras Raras (ETR)		
La	-89	-66
Ce	-71	-40
Pr	-93	-73
Nd	-95	-74
Sm	-95	-70
Eu	-96	-71
Gd	-96	-71
Tb	-94	-60
Dy	-94	-53
Ho	-95	-50
Er	-93	-37
Tm	-90	-13
Yb	-89	-61
Lu	-89	-61

Segundo Humphris (1984) os ganhos e perdas observados durante o processo de intemperismo é função da importância relativa de vários fatores:

- 1) As abundâncias dos ETR em rochas inalteradas, sua distribuição e sítios de concentração nas fases minerais na rocha e a estabilidade relativa da fase mineral com respeito ao fluido.
- 2) A concentração dos ETR no fluido, o comportamento de partição de ETR entre a fase mineral e o fluido, e a possibilidade do fluido de transportar os ETR para fora do sistema.
- 3) A habilidade de minerais secundários, formados durante as reações, para acomodar os ETR provenientes dos minerais originais.

Durante a alteração intempérica, os ETR podem migrar na forma de complexos orgânicos, bicarbonatos ou íons livres, e tendem a se acumular na base do perfil (Fleet, 1984). A estabilidade dos complexos solúveis de ETR, que cresce de La a Lu, e as condições de pH e Eh do meio são os principais fatores que controlam a mobilização e redistribuição de ETR no ambiente supergênico (Nesbitt, 1979).

As mudanças de condições físico-químicas em direção à base do perfil provocam fracionamento de ETR e diminuição progressiva da mobilidade de ETR, de Lu para La (Duddy, 1980).

A Tabela 8.5 quantifica a intensidade da lixiviação dos ETR durante a alteração do anortosito. A rápida perda de todos os elementos corresponde à alteração intensa dos minerais máficos e do plagioclásio nos estágios iniciais da alteração, alcançando valores superiores a 90% de perda dos ETR, similar aos valores observados para os álcalis e para o silício. O valor um pouco menor da perda do Ce pode estar associado à estabilidade maior do mineral portador de Ce, granada ou minerais titaníferos.

A posterior substituição da gibbsita por caulinita traz um acréscimo dos teores de ETR, que se caracteriza por um ganho, principalmente dos ETR pesados, marcadamente Tm, Yb, Lu. .

Assim podemos sumarizar o comportamento dos ETR no perfil de alteração:

- 1) A dissolução dos minerais primários levou a uma forte remoção dos ETR, e em menor proporção de Ce e dos ETR pesados, nas fases iniciais da alteração. A anomalia do Ce é atribuída ao intemperismo da granada e dos minerais primários portadores de titânio.

Essa associação dos ETR com o anatásio foi verificada por Soubies *et al* (1991) nos fosfatos de Tapira, Minas Gerais.

2) Os ETR, em geral possuem uma correlação positiva muito forte a perfeita entre si. Durante o processo de intemperismo apresentam uma associação bem marcada com a sílica (coeficiente positivo moderado) tendendo a se concentrar nos níveis mais argilosos. Associação dos terras raras com a sílica pode explicar um maior empobrecimento destes na bauxita, quando foram lixiviados juntos com a sílica.

3) A Fácies caulínítica derivada da alteração do plagioclásio (FCP) apresenta um padrão muito semelhante ao do anortosito, distinguindo-se apenas por um leve enriquecimento em Yb e Lu. Diferentemente, a FAB é menos depletada em relação ao anortosito e com maior enriquecimento nos ETR pesados, o que pode sugerir um comportamento distinto dos ETR durante o processo de intemperismo e remobilização da sílica, podendo ser utilizado para distinguir a origem da caulinita no perfil.

4) A menor concentração de ETR ocorre na Fácies Bauxita Maciça o que favorece a hipótese de remobilização do alumínio, devida ao efeito “diluidor” destes pelo aporte de alumínio.

5) Os ETR são mobilizados por todo o perfil. Entretanto sua mobilidade é menor nas porções mais argilosas. A alta mobilidade dos ETR, em relação Ce, pode ser devido a diferença de estabilidade dos minerais portadores ou a mudança de um ambiente ácido para levemente básico ou pelo grau médio de evolução do perfil (Beyala, 2009).

6) Parte importante dos ETR encontram-se na caulinita, no anatásio, e em minerais resistentes, como a ilmenita e espinélio, o que faz com que os teores obtidos reflitam mais a composição das diversas fácies que a própria distribuição do elemento.

CAPÍTULO 9

Esquema Genético e Evolutivo da Jazida

Processos intempéricos produzem numerosos tipos de acumulações de importância econômica, dentre elas os depósitos de bauxita. A ação de processos intempéricos sobre o anortosito, em Barro Alto, resultou em um expressivo perfil bauxítico, que representa o corpo do minério da jazida de bauxita.

9.1. Fatores Condicionantes da Intensa Bauxitização do Anortosito

A bauxitização é essencialmente um processo de dissolução e lixiviação da sílica e das bases dos silicatos primários constituintes da rocha-mãe e concomitante enriquecimento em alumínio, cristalizado principalmente sob a forma de gibbsita (Oliveira, 1985).

A seguir, será mostrado o papel dos fatores litológicos, climáticos, topográficos na formação da jazida de Barro Alto.

9.1.1. Fator Litológico

A alteração intempérica sobre o anortosito de Barro Alto e a consequente gênese do perfil bauxítico são fortemente controlados pela composição mineral primária da rocha-mãe, pela textura, estrutura e pelo grau de fraturamento.

A composição mineral do anortosito é muito simples, e extremamente favorável a formação de bauxita. Constituída essencialmente por plagioclásio cálcico, possui um teor muito adequado de Al_2O_3 , pois quanto mais cálcico é o plagioclásio maior é o seu conteúdo em alumínio. Subordinadamente, é formado por minerais máficos (augita e hornblenda), granada, escapolita e opacos. Essa paragênese é extremamente susceptível a alteração intempérica. Além disso, o anortosito, de Barro Alto, apresenta uma razão

$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, baixa, igual a 1,46, o que mostra uma tendência favorável à alitização. Tão importante quanto o conteúdo de Al, é a baixa relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ da ordem de 0.06, o que favorece a formação de bauxita de boa qualidade.

A ausência de quartzo no anortosito é outro fator extremamente favorável, pois a dissolução deste mineral eleva o teor de H_4SiO_4 nas águas, dificultando a cristalização da gibbsita e favorecendo a formação da caulinita (Oliveira, 1985).

Em Barro Alto, as expressivas dimensões do corpo anortosítico e sua uniformidade litológica, são importantes fatores que determinam à extensão do corpo de minério.

Além da composição mineral e química, favoráveis à formação da bauxita, o anortosito de Barro Alto apresenta outra característica importante que é a estrutura bandada. Esta facilita a geração da porosidade e permeabilidade que controlam as taxas de dissolução das fases minerais, durante o processo intempérico.

Este processo é favorecido também pela presença de fraturas e fissuras por onde percolam soluções que afetam os minerais constituintes da rocha. Além de favorecerem a penetração de agentes de intemperismo, essas descontinuidades aumentam a superfície de contato entre mineral e solução, acelerando a alteração da rocha.

Em Barro Alto, é marcante a presença de fraturas e falhas geralmente subverticais com diferentes orientações (N20°W; N50°W e N60°E), cortando tanto a rocha-mãe quanto o material de alteração, por vezes preenchidas por material argiloso, gibbsítico e por oxi-hidróxidos de ferro (figura 9.1). Veiga (2005) associa o sistema de fraturas aos desníveis ao longo do espigão. A presença de estrias impressas na bauxita fornece indícios de processos neotectônicos na área da jazida.

Outro ponto relevante que favorece a intensidade da alteração, é o fato de que, nas intersecções entre as fraturas subverticalizadas e os planos de alívio de tensões ocorre a maior circulação de fluidos. Como consequência são geradas estruturas esferoidais, contendo um núcleo de rocha inalterada (*boulders*), envolta pelo material de alteração, constituído essencialmente por gibbsita.

Assim, além da composição das fases minerais, a alteração intempérica depende da maior ou menor facilidade de circulação dos fluidos, condicionada pelo tamanho dos poros (Louhnan, 1969; Nahon, 1991) e pelo grau de fraturamento da rocha.

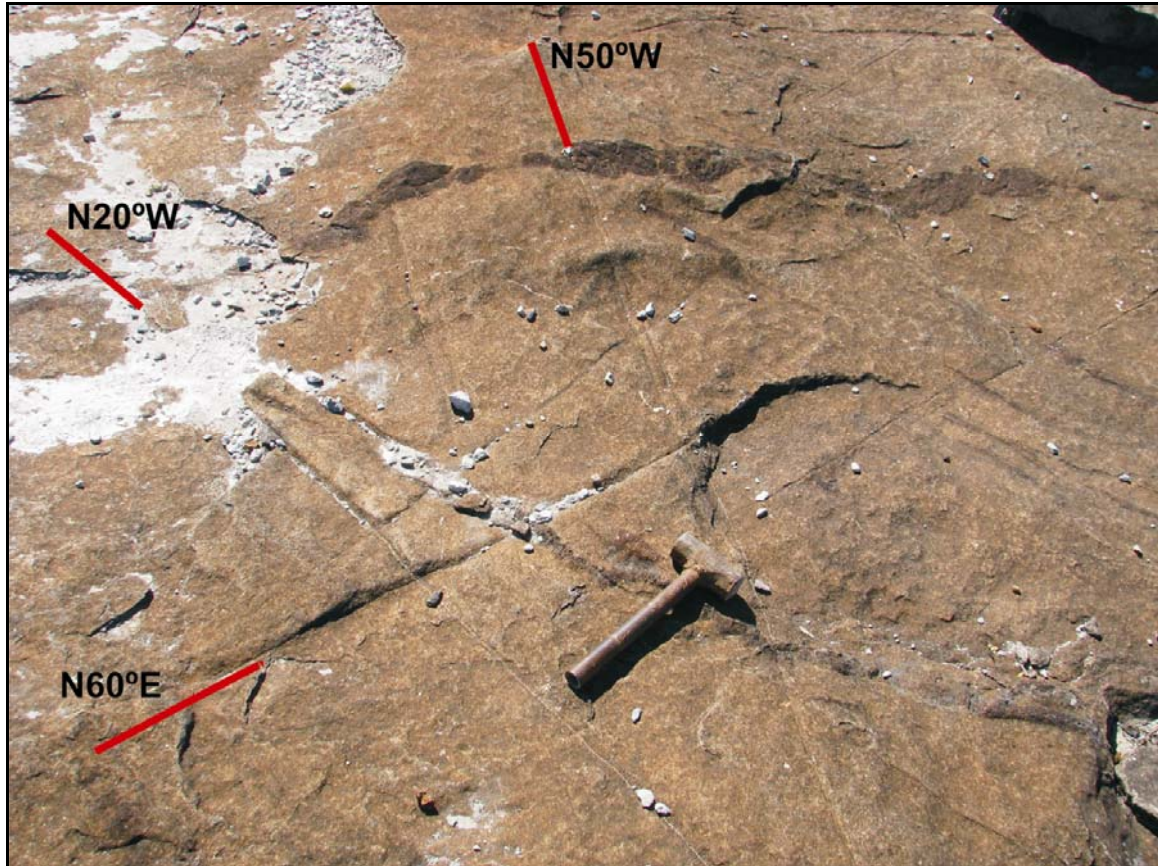


Figura 9.1. Sistema de fraturas que cortam o anortosito.

9.1.2. Fator Climático

A maior parte dos estudiosos dos processos de intemperismo destaca o papel do clima tropical, úmido e quente, para a formação de bauxita (Tardy, 1992). Segundo Bardossy & Aleva (1990) as condições climáticas mais favoráveis a bauxitização são:

- Temperatura média anual maior que 22 °C;
- Precipitação média anual maior que 1200 mm, distribuídos entre as estações seca e chuvosa;

As condições climáticas favoráveis à bauxitização, em escala mundial, parecem ter predominado em determinadas épocas, como no final do Terciário Inferior (Valenton, 1972). A partir de então, o processo tem prosseguido com intensidade variável até a época atual, resultando na formação de gibbsita, principalmente sobre rochas ricas em alumina e deficientes em sílica, como as rochas alcalinas.

As condições mais áridas favorecem os processos erosivos, enquanto que, em clima tropical com alternância de estações úmidas e secas, o intemperismo químico predomina sobre o processo erosivo.

Em Barro Alto, o desenvolvimento do perfil bauxítico pode ter ocorrido sob condições climáticas distintas da atual, mas tendo em comum a alternância de períodos mais secos com períodos mais úmidos (Melfi *et al.*, 1980; Martins, 2000). Mesmo com episódios de variações climáticas, as temperaturas eram elevadas, o que favoreceu a solubilização dos minerais e a diminuição na viscosidade da água, favorecendo a percolação mais rápida e, conseqüentemente, a lixiviação mais completa de SiO₂. Assim sob climas mais quentes, a tendência da alteração é em direção a alitização com formação da gibbsita, conforme ocorrido em Barro Alto.

9.1.3. Fator Topográfico

Desenvolvida sobre anortositos, a jazida de bauxita faz parte da *Serra da Torre*, que constitui o testemunho residual relacionado ao Ciclo Sulamericano e que se sobressai sobre a superfície de erosão atual (Souza, 1973). Assim, condições diferenciais do anortosito frente ao intemperismo, diferença de resistência ao intemperismo e à erosão contribuíram para criar condições topográficas que condicionassem a eficiência de lixiviação, marcados por:

- Locais de drenagem desimpedida, permitindo completa lixiviação da sílica e das bases;
- Locais de declive moderado, que favoreceu o espessamento do manto de alteração, limitando os processos erosivos;

Atualmente a Serra da Torre, possui configuração de *inselberg*, orientada NNE-SSW, situada entre cotas de 1500 a 900 metros. Nestas cotas, está distribuído o nível extenso e contínuo de bauxita, com espessura média de 25 metros, sempre associado a porções de topo e encostas convexas e íngremes. O manto de alteração é fortemente erodido nos flancos, inclusive com exposição do anortosito. Do desmantelamento da cobertura intempérica resultaram blocos de dimensões variadas, que formaram, nas

regiões de sopé e baixada, os depósitos coluvionares, pouco espessos, constituídos de material aluminoso e marcados pela presença de argilas aluminosas.

9.2. Esquema Genético e Evolutivo da Jazida

A formação das diferentes fácies de alteração (bauxitas porosa, maciça e coluvionar; argilosas bauxítica e caulínica primária) resulta de mecanismos e processos geoquímicos aos quais foi submetida a rocha-mãe. No caso do anortosito de Barro Alto, os processos geoquímicos foram essencialmente de alitização, do qual resultou a bauxita e, localmente de monossilicificação, em regiões de drenagem menos intensa (que não eliminou suficientemente a sílica), dando origem à argila caulínica derivada da alteração do plagioclásio. Por outro lado, mediante disponibilidade de sílica, a gibbsita foi substituída pela caulinita, ou seja, ocorreu a ressilicificação da bauxita.

As feições de estrutura, textura, as relações de contato entre as fácies e em cada uma delas, aliadas às características químicas apontam claramente para sequência de eventos que sugere gênese complexa e polifásica. Assim, foram definidas 3 fases na evolução da jazida (figura 9.2):

- 1) Fase primária da qual resultaram a bauxita porosa e a caulinita primária;
- 2) Fase secundária que gerou as fácies argilosa bauxítica e bauxita maciça;
- 3) Fase tardia com a formação da bauxita coluvionar;

1. Gênese da Bauxita Porosa Isalterítica

A feição peculiar desta fácies, além da porosidade, é a preservação da estrutura da rocha-mãe, com a qual apresenta um contato abrupto. Estas características são indicativas do processo de bauxitização muito intenso e direto, o que sugere clima úmido e quente, bem como a eficiência da drenagem para dissolução e lixiviação dos íons liberados. Trata-se do estágio inicial da alteração, pela dissolução dos principais minerais primários, de tal forma que sejam bruscamente substituídos por gibbsita e oxi-hidróxidos de ferro, ou dissolvidos gerando uma notável porosidade, que por sua vez facilita a circulação de fluidos, intensificando a alteração.

Neste estágio, elementos pouco móveis como Al, Fe e Ti permaneceram como formas residuais, enquanto os alcális, a sílica e ETR foram intensamente lixiviados. Assim, o íon $\text{AlO}(\text{OH})_4^-$ foi polimerizado, dando origem a um complexo insolúvel que se transforma em gibbsita por cristalização. Esse processo é facilitado pela lixiviação rápida dos elementos alcalinos e alcalinos-terrosos, bem como da sílica, tornando o meio alcalino (Krauskopf, 1972).

A espessura, em média 16 metros, de bauxita porosa isalterítica, está relacionada à rápida velocidade que se deu a alteração na base do perfil e a dominância do intemperismo químico sobre processos erosivos, preservando-a. Assim a gênese da bauxita porosa isalterítica se dá por processos que envolvam acumulação relativa.

O processo de bauxitização é atribuído ao início do ciclo de aplainamento, no Terciário Inferior, que gerou a superfície Sulamericana (Braun, 1971; Trescases & Oliveira, 1981; Martins, 2000). Sob condições climáticas adequadas e estabilidade tectônica ocorreu a lixiviação intensa de sílica e álcalis, e concentração residual do Al possibilitaram o desenvolvimento da fácies bauxita porosa. Parece, entretanto, que este processo não está restrito a um único evento e tem se prolongado até os dias atuais.

2. A Caulinitização derivada da alteração do plagioclásio

A caulinita derivada da alteração do plagioclásio, ocorre de forma restrita, sempre associada à rocha-mãe. Resulta de condições moderadamente ácidas e de drenagem limitada, com lixiviação incompleta de sílica. Esta fácies é marcada por uma assinatura geoquímica de ETR muito próxima ao anortosito indicando estágio inicial de alteração.

3. Caulinitização da Bauxita

Amplamente distribuída ao longo do manto de alteração a fácies argilosa bauxítica (FAB) tem, em geral, contato brusco com as demais fácies. Pode envolver a bauxita porosa tomando a forma de blocos, mantendo preservada, mesmo que de forma incipiente, a textura primária, indicando uma origem e evolução do tipo isalterítica, onde o processo de desestabilização geoquímica, que permite a passagem de gibbsita em caulinita.

Os estudos microscópicos e micromorfológicos do material constituinte desta fácies de alteração, indicam um processo de ressilicificação da bauxita porosa isalterítica (figura 7.18).

É sugerida como fonte, a sílica liberada pela continuação da alteração do anortosito em locais com condições pouco eficientes de drenagem e também da, sílica liberada na alteração dos blocos de rocha fresca (*boulders*) preservados no interior do manto de alteração que proporciona condições de desequilíbrio geoquímico na bauxita. Processo semelhante é descrito por Goldman & Tracey (1946) para as bauxitas do Arkansas (EUA) mostrando o desenvolvimento, por alteração química, de uma argila dispersa derivada de remanescentes da rocha original.

Mais enriquecida em ETR que os demais níveis de alteração e que a própria rocha-mãe em Ce, Er, Tm, Yb e Lu, a formação da fácies argilosa bauxítica (FAB) implica no aporte destes elementos e da sílica com a qual têm afinidade. Portanto, as feições de ressilicificação da bauxita estão de acordo com o enriquecimento em ETR que ocorre com o aporte de sílica.

O processo de caulinitização da bauxita pode estar associado a eventos posterior à instalação da superfície Sulamericana em que houve maior circulação de água, com liberação e mobilização da sílica.

4. A gênese da Bauxita Maciça

Esta fácies corresponde a uma fase de bauxitização posterior a que deu origem a fácies de bauxita porosa (FBP) atribuída à uma fase de remobilização do Al, evidenciada por estruturas “estalactites”, ou ainda a dessilicificação da caulinita.

Em meios ácidos de $\text{pH} < 4,5$, o alumínio pode ser mobilizado na forma de complexos diversos em soluções coloidais (Valeton, 1972), enquanto a alta concentração no perfil leva à sua precipitação. A migração do material aluminoso por fraturas, em condições menos ácidas e oxidantes leva à precipitação de gibbsita, em forma de cristais romboédricos e milimétricos. Assim, a gibbsita meso a macrocristalina precipitou nas fissuras e espaços da bauxita porosa, a partir de soluções ricas em alumínio remobilizado, caracterizando enriquecimento absoluto em Al. Nesta fase é provável que tenha sido formado o coríndon.

Outra forma de ocorrência da bauxita maciça é associada a blocos com esfoliação esferoidal. A remoção progressiva dos constituintes solúveis da rocha provoca a descamação em placas milimétricas a centimétricas, produzindo formas arredondadas, por vezes preservando núcleos da rocha-mãe (Bigarella *et al.* 1996).

Esta fase secundária de bauxitização é indefinida no tempo, entretanto, corresponde a evento ocorrido próximo a superfície, já que a bauxita gerada, por vezes, envolve raízes, além de ocorrer como esfoliação esferoidal.

5. Formação da Fácies Bauxítica Coluvionar

O último estágio da formação da jazida corresponde à degradação das fácies bauxíticas primária e secundária com a geração de depósitos coluvionares, que recobrem diferentes fácies do manto intempérico. A Fácies de Bauxita Coluvionar contém fragmentos de todas as demais fácies. O início dessa fase de degradação é atribuída a retomada da erosão da superfície Sulamericana, durante o ciclo Velhas, persistindo atualmente em função dos desníveis topográficos.

Gênese do perfil bauxítico desenvolvido sobre o anortosito: Estabilidade tectônica, relevo aplainado (superfície Sulamericana) e condições de clima variando entre seco e úmido. Terciário Inferior e Médio. >> Arqueamento do continente, no Terciário Superior, e retomada do processo erosivo (Ciclo Velhas) >> Retomada do processo erosivo no Quaternário Inferior, moldando a superfície atual.

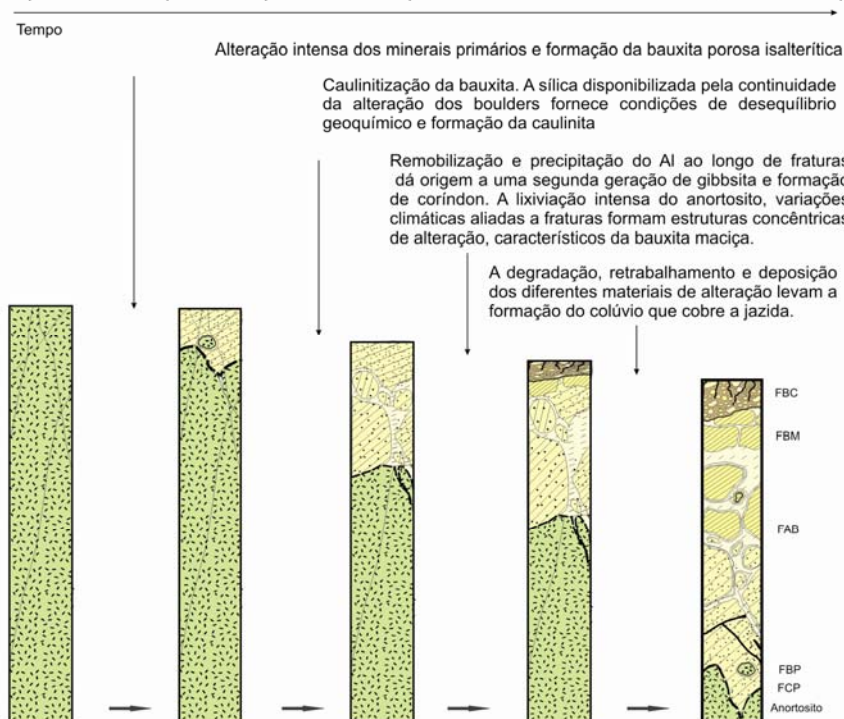


Figura 9.2. Esquema evolutivo da jazida de bauxita de Barro Alto.

CAPÍTULO 10

Considerações Finais

Os estudos petrográficos, mineralógicos e geoquímicos realizados nos materiais de alteração da jazida de bauxita de Barro Alto, forneceram importantes informações sobre a gênese e evolução da jazida. De acordo com objetivos propostos inicialmente, podemos considerar que:

1. O manto intempérico da jazida de bauxita é constituído por materiais bauxíticos e materiais argilosos onde foram caracterizadas as seguintes fácies de alteração: 1) Fácies Bauxita Porosa Isalterítica; 2) Fácies Bauxita Maciça; c) Fácies Bauxita Coluvionar; d) Fácies Argilosa com blocos de Bauxita; e) Fácies Argilosa Primária.

2. A preservação da estrutura da rocha-mãe e ausência de feições de retrabalhamento da bauxita atestam origem *in situ*. A passagem abrupta da rocha-mãe para bauxita relaciona-se a intensidade do processo de lixiviação.

3. A variação da eficiência do processo intempérico e a distribuição dos diferentes perfis de alteração indicam forte interação com a topografia. Assim, nas regiões de topo a tendência da alteração é para formação de bauxita com maiores espessuras. Nas regiões íngremes e de encosta o processo de intemperismo compete com o processo erosivo. Nas regiões de baixada e sopé forma-se bauxita com espessura menor e teores de sílica mais altos indicando quantidades maiores de caulinita, ao lado de bauxita em blocos.

4. O minério se formou a partir da alteração do anortosito, composto predominantemente por plagioclásio cálcico (labradorita), e subordinadamente por piroxênio, granada, escapolita, além de traços de minerais opacos (ilmenita, magnetita e espinélio). A mineralogia secundária formada a partir da rocha-mãe é constituída por gibbsita, caulinita e goethita, além de outros minerais neoformados, como o anatásio,

boehmita, diásporo e hematita. Notáveis cristais centimétricos de coríndon, de origem supergênica, ocorrem envoltos por halo ferruginoso.

- 5. A preservação, na Fácies Bauxita Porosa, da trama primária do anortosito indica que a alteração do plagioclásio cálcico e dos minerais máficos se deu com a rápida cristalização de fases secundárias, que são acumulações relativas e absolutas de gibbsita e goethita.
- A alteração da granada gerou películas ferruginosas nas fissuras e nos contatos entre os cristais, formando “pseudomorfos”, constituídos por gibbsita.
- Uma segunda fase de bauxitização é indicada pela textura microcristalina da gibbsita, em forma de estruturas “estalactites” que, preenchendo poros e fraturas da bauxita primária, sugerem remobilização de alumínio, dando origem à Fácies Bauxita Maciça.
- A caulinita (Fácies Argilosa Primária) é gerada como alteração do plagioclásio, tem ocorrência restrita sob forma de massas milimétricas difusas. O maior volume de caulinita é associada à gibbsita (Fácies Argilosa com blocos de Bauxita), com feições de substituição da bauxita, indicativas de ressilificação.

6. Os processos geoquímicos atuantes foram: alitização, que levou à formação da bauxita nos topos e meias encostas; monossilificação, em regiões de drenagem menos intensa, não eliminando toda a sílica, com a formação de argila; e ressilificação.

7. Os dados químicos evidenciam um comportamento dos elementos maiores típico de alteração bauxítica, dado por uma concentração de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , perda intensa de SiO_2 , nas fácies bauxíticas e moderada nas fácies argilosas, e perda muito intensa dos álcalis, desde os estágios iniciais da alteração em todo o perfil.

8. A análise das composições químicas médias e dos tratamentos estatísticos mostrou um comportamento diferenciado dos elementos em relação aos materiais bauxítico e argiloso colocando em evidência a relação entre as seguintes espécies: elementos com afinidade com:

- alumínio se concentram nas fácies mais gibbsíticas (Ga, H_2O^+);
- silício se concentram nas fácies mais argilosas (Rb, ETR, Ca, Sr);
- ferro (TiO_2 , Cr, Zr, Hf, Co, P, Mg, Mn, Ni e ETRs pesados);
- elementos com comportamento independente (Ba, Be, Mo, Sn, Na, K);

9. Os perfis estudados são enriquecidos em ferro em relação à rocha-mãe, sendo que a concentração é maior no topo e nas fácies argilosas que nas fácies bauxíticas, embora sua distribuição em todo o perfil de alteração seja bastante heterogênea.

10. Os teores médios de gálio, na jazida de bauxita de Barro Alto, pouco variam ao longo do perfil, vão de 17.90 no anortosito a 31.8 no saprólito, observando-se uma ligeira queda nas porções argilosas.

11. A dissolução dos minerais primários levou a uma forte remoção dos ETR, e em menor proporção de Ce e dos ETR pesados, nas fases iniciais da alteração. Durante o processo de intemperismo apresentam uma associação bem marcada com a sílica (coeficiente positivo moderado) tendendo a se concentrar nos níveis mais argilosos. Associação dos terras raras com a sílica pode explicar um maior empobrecimento destes na bauxita, quando foram lixiviados juntos com a sílica.

12. Os ETR são mobilizados por todo o perfil. Entretanto sua mobilidade é maior nas porções mais argilosas.

13. O início da alteração pode ser contemporânea ao início do ciclo Sulamericano, mas a evolução da jazida e as diferentes fácies de alteração não foram correlacionadas aos principais eventos geomorfológicos atuantes no modelamento da paisagem do planalto central.

14. As relações de contato entre as diferentes fácies de alteração, bem como as relações entre os diferentes materiais constituintes de cada fácies apontam claramente para sequência de eventos sugerindo gênese polifásica para o manto de alteração.

15. A alteração intempérica do anortosito é caracterizada, portanto, por uma tendência fortemente bauxítica, muito marcante, bem pronunciada, onde a composição mineral do anortosito, o grau de fraturamento, as condições climáticas e topográficas e de drenagem existentes na área da jazida são extremamente favoráveis ao desenvolvimento de notáveis perfis bauxíticos, e condicionaram uma bauxitização muito intensa, direta, rápida e praticamente toda desenvolvida nos domínios do córtex de alteração, a milímetros do anortosito completamente inalterado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABAL – Associação Brasileira do Alumínio. 2009 e 2010. Informações diversas sobre alumínio, disponíveis em: www.abal.org.br
- AIGNER-TORRES, M., BLUNDY, J., ULMER, P. & PETTKE, T. 2007. Laser ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach. *Contrib. Mineral Petrol.*, 153: 647-667.
- ALMEIDA, F. M. M., HASUI, Y., NEVES, B. B. & FUCK, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 01-09.
- ANAND R. R. & GILKES R. J. 1987. The association of maghemite and corundum in Darling Range laterites, Western Australia. *Australian Journal of Soil Research* **35**, 303–311.
- ASHWAL, L.D.1993. Anorthosites - Springer-Verlag. Berlim. 422 p.
- BAETA Jr., J.D.A., FIGUEIREDO, A.N., SOUZA, E.P., MELLO, J.C.R. 1972. Projeto Goianésia-Barro Alto. DNPM/CPRM. Relatório Final. Goiânia. 129p.
- BARBOSA, O., BAPTISTA, M.B., BRAUN, O.P.G., CARTNER-DYER, R.C. 1969. Projeto Brasília. DNPM/Prospec S.A. Relatório Preliminar. Rio de Janeiro.
- BARD, J.P. 1986. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. Reidel Publishing Company. Holland. 264p
- BÁRDOSSY, G. & ALEVA, G.J.J. 1990. Lateritic Bauxites. Developments in economic geology (27). Elsevier, Amsterdam, 619p.
- BEST, M.G. 2003. Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed. Oxford Blackwell Science; 729p.
- BEYALA, V.K.K., ONANA, V.L., PRISO, E.N.E., PARISOT, J.C., EKODECK, G.E., (2009). Behavior of REE and mass balance calculations in a lateritic profile over chlorite schists in South Cameroon. *Chemie der Erde - Geochemistry*, Volume 69,1, 61-73p.
- BIGARELLA, J.J., BECKER, R.D., PASSOS, E. 1996. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Vol. 2. Editora da UFSC. 875p.
- BIOND, J.C., 2003. Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros. Oficina de Textos. 528p.

- BLUM, M. L. B. 1999. Processamento e integração de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geofísica regional e à prospecção mineral. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 229p.
- BRAUN, O. P. G. 1971. Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central – *Revista Brasileira Geográfica*, nº 3, ano 32. IBGE p. 3-39.
- BRIMHALL, G.H., & DIETRICH, W.E., 1986 Constitutive Mass Balance relations between chemical composition, volume, density, porosity and strain in metasomatic hydrochemical systems: results on weathering and pedogenesis: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 567-587.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. 1980. *Cristal Structures Of Clays Minerals And Their X-Ray Identification*. Mineralogical Society Monograph nº 5. London, 495p.
- BUSHINSKY, G.I. 1975. *Geology of bauxites*. 2º Ed., Nedra, Moscow, 368p.
- CAMARGO, O. A. de. 1986. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto de Campinas. Campinas, Instituto Agrônômico. 94p. (Boletim técnico nº. 106).
- CHESWORTH, W. 1972. The stability of gibbsite and boehmite at the surface of the earth: *Clays Clay Minerals*, v. 20, p. 369-374.
- CORREIA, C.T. 1994. Petrologia do Complexo Máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás. 151 p. (Tese de Doutorado. IG/USP).
- CORREIA, C.T., JOST, H., TASSINARI, C.C.G., GIRARDI, V.A.V., KINNY, P., 1999. Ectasian Mesoproterozoic U–Pb ages (SHRIMP-II) for the metavolcanosedimentary sequences of Juscelândia and Indaianópolis and for high-grade metamorphosed rocks of Barro Alto stratiform igneous complex, Goiás State, central Brazil. In: SAAGI—South American Symposium on Isotopic Geology, v.2. Actas SEGEMAR, Córdoba, p. 31–33.
- COSTA, M.L., 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências* v. 21 (2), p. 146–160.
- CROSSLEY P. 2001. Bauxite. *Industrial Minerals*. 27-441p.
- CULLERS, R.L. & GRAF J.L., 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks – ore petrogenesis. In: *Rare Earth Element Geochemistry*. (ed. P. Henderson), pp. 237-275. Elsevier, Amsterdam.
- DANNI, J.C.M. & LEONARDOS, O.H. 1980. The Niquelândia mafic-ultramafic granulites and gabbro-anorthosites metavolcanic associations. Universidade de Brasília. Inédito (submetido a Precambrian Research).

- DANNI, J.C.M., FUCK, R.A., KUYUMJIAN, R.M., LEONARDOS, O.H., WINGE, M. 1984. O Complexo de Barro Alto na Região de Ceres-Rubiataba, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(2): 128-136p.
- DARDENNE, M. A. 1978. Síntese sobre a Estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife*. Vol. 2.
- DARDENNE, M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. Tectonic Evolution of South América. U. G. Cordani, Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. Rio de Janeiro: 231-263.
- DARDENNE, M. A. & CAMPOS NETO, M.C. 1976. Geologia da região de Lagamar (Minas Gerais). 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, Resumos, SBG, 17p.
- DARDENNE, M. A & FARIA, A. 1985. Estratigrafia do Grupo Paranoá na Região de Alto Paraíso – GO. 2º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Geologia do Pré-Cambriano. Goiânia – GO. P. 65-69.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A, ZUSSMAN, J. 1976. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Group Limited. 9ª Ed. London. 528p.
- DELLA GUISTINA, M.E.S. 2010. Geocronologia e significado tectônico de rochas máficas de alto grau metamórfico da faixa Brasília. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília.
- DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. 2001. Balanço Mineral Brasileiro 2001 – Alumínio. DNPM, Brasília, 31 p. Disponível em www.dnpm.gov.br
- DUDDY, I.R. 1980. Redistribution and fractionation of rare earth and other elements in a weathering profile. *Chemical Geology*. 30, 363-381.
- FARIA, A. 1995. Estratigrafia e Sistemas Depositionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D’Aliança – Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília/IG. 199p.
- FAVA, N., TORRES, M.G., LENHARO, S.L.R., MARTINS, E.S., BOAVENTURA, G.R. & GASPAR, J.C. 1999. Caracterização e quantificação de argilo-minerais por Difratometria de raios-x e Termogravimetria. 5º CONGRESSO BRASILEIRO DE CIMENTO (CBC). 15p.
- FERREIRA FILHO C.F. 1994. The Niquelândia Mafic-Ultramafic Layered Intrusion, North-Goiás, Brazil: Petrology, Age and Potencial for PGE Deposits. Department of Geology, University of Toronto, Toronto, PhD thesis, 270p.

- FERREIRA FILHO, C.F., 1998. Geology and petrology of the large layered intrusions of central Brazil: implications for PGE mineralization. In: Platinum Symposium, Rustenburg, South Africa, Extended Abstracts, p. 107–110.
- FERREIRA FILHO, C.F. & NALDRETT, A. J. 1991. O Complexo Máfico-Ultramáfico de Niquelândia, Goiás: Novos dados geológicos e estruturais - Implicações para um modelo tectônico-petroológico. Goiânia, SBG, Núcleo Centro-Oeste. p. 1-26 (Boletim Informativo14).
- FERREIRA FILHO, C.F., KAMO, S., FUCK, R.A., KROGH, T.E., NALDRETT, A.J., 1994. Zircon and rutile geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Res.* 68, 241–255.
- FERREIRA FILHO C.F., PIMENTEL, M.M., ARAUJO, S.M., LAUX, J.H. 2009. Layered Intrusions and Volcanic Sequences in Central Brazil: Geological and Geochronological Constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) Igneous Associations. Inédito (submetido a *Precambrian Research*).
- FIGUEIREDO, A.N. 1978. Geologia e mineralizações do extremo norte do Complexo de Barro Alto, Goiás. 104p. (Dissertação de Mestrado - IG/UnB).
- FLEET, A.J. 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: HENDERSON, P. ed. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 343-373.
- FORMOSO, M.L.L., DANI, N., VALETON, I. 1997. The bauxite of Lages District. In: *Brazilian Bauxites* (eds: CARVALHO, A.C., BOULANGÉ, B., MELFI, A.J., LUCAS, Y.USP, São Paulo, FAPESP; OSRTOM, PARIS; 275-308p .
- FORMOSO, M.L.L., RETZMANN, K., VALETON, I. 1989. Fractionation of Rare Earth Elements in weathering profiles on phonolites in the área of Lages, Santa Catarina, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 3 (1): 51-61.
- FUCK, R. A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, Brasília. 184-187.
- FUCK, R.A., DANNI, J.C.M., WINGE, M., ANDRADE, G.F., BARREIRA, C.F., LEONARDOS, O.H. & KUYUMJIAN, R. 1981. Geologia da região de Goianésia. *Atas I^o Simp. Geol. Centro-Oeste, Geologia do Pré-Cambriano*, Goiânia, SBG, 118-130p.
- FUCK, R.A., BRITO NEVES, B.B., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., 1989. Geocronologia Rb–Sr no Complexo Barro Alto, Goiás: Evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central. *Geochimica Brasiliensis* 3, 125–140.

- FUCK, R. A., JARDIM DE SÁ, E. F., PIMENTEL, M. M., DARDENNE, M. A., SOARES, A. C. P. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos conhecimentos. *Simpósio do Cráton do São Francisco*, 2, Salvador (Anais); 161-185p.
- GIESE R. F. 1990. Introduction. In: J. W. Stucki & D. L. Bish (eds.), *Thermal analysis in clay science*, CMS Workshop Lecturers, vol. 3, The Clay Minerals Society, Boulder, 1-7p.
- GOLDICH, S.S. 1938. A study in rock weathering. *J. Geology*, 46: 17-58
- GOLDMAN, M.I. & TRACEY Jr., J.I. 1946. Relations of Bauxite and Kaolin in the Arkansas Bauxite Deposits. *Economic Geology and the Bulletin of The Society of Economic Geologists*. Vol. XLI, n°.: 6, 567-575p.
- GOLDSCHMIDT, V.M. 1950. *Geochemistry*. Clarendon Press; Oxford, 730p.
- GOW, N.N. & LOZEJ, G.P. 1993. Bauxite. In: *Ore deposit Models*. Vol 2. Ed. Sheahan & ME. Cherry. *Geoscience Canada*. Serie 6; 135-143.
- GROKE, M.C.T., MELFI, A.J., WACKERMANN, J.M. 1980. Transformações mineralógicas e estruturais ocorridas durante a bauxitização de rochas cristalinas ácidas: estudo dos depósitos de bauxita de Mogi das Cruzes, SP. *Anais do XXXI Congr. Brás. Geol.* Santa Catarina, V.1; 128-140.
- GRUBB, P.L.C. 1971. Mineralogical anomalies in the Darling Range bauxites at Jarrahdale, Western Australia: *Econ. Geol.*, v. 66, p. 1005-1016.
- GUIMARÃES, E.M. 1999. Difractometria de Raios-X. Minicurso ministrado no XXVII Congresso Brasileiro de Ciências do Solo. Brasília. 23p.
- HABASHI, F. (1993). *A Textbook of Hydrometallurgy*. Published by: Métallurgie Extractive Québec, Enr. 800, rue Alain, #504. Sainte Foy, Quebec. Canadá G1X 4E7.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Brás. Geol.* v. 19(1), p. 5-26.
- HASUI, Y., TASSANARI, C.C.G., SIGA Jr., O., TEIXEIRA, W., ALMEIDA, F.F.M., KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Oeste do Brasil e seu significado geológico-tectônico. In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, 31, Camburiu, Florianópolis. 2659-2676p.
- HENDERSON, P. 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: *Rare Earth Element Geochemistry*. (ed. P. Henderson), pp. 1-32. Elsevier, Amsterdam.

- HUMPHRIS, S.E. 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: *Rare Earth Element Geochemistry*. (ed. P. Henderson), pp. 1-32. Elsevier, Amsterdam.
- HUSSAK, E. 1894. Geologia do Planalto Central do Brasil. Relatório da Com. Expl. Do Planalto Central do Brasil.
- HYERONYMUS B., KOTSCHOUBEY B., BOULÈGUE J. 2001. Gallium behavior in some contrasting lateritic profiles from Cameroon and Brazil. *Journal of Geochemistry Exploration*, 72: 147-163.
- ICDD. 1996. International Center for Diffraction Data – Powder Diffraction File. Pennsylvania, USA.
- JORRE, L. S. & SMITH, D.W.1988. Cathodoluminescent gallium-enriched feldspars from the thor lake rare-metal deposits, northwest territories. *Canadian Mineralogist*. Vol. 26:301-308.
- KING, L. C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*. Ano XVIII, abril-junho de 1956, n. 2.
- KONTA, J. 1958. Proposed classification and terminology of rocks in the series bauxite-clay-iron ore. *J. Sediment. Petrol.* v. 28, p. 83-86.
- KOTSCHOUBEY, B. 1988. Geologia do Alumínio. In: BRASIL/MME-DNPM. Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília. DNPM/CVRD. v. 3, p. 599-619.
- KOTSCHOUBEY, B., CALAF, J.M.C., LOBATO, A.C.C., LEITE, A.S., AZEVEDO, C.H.D. 2006. Caracterização e gênese dos depósitos de Bauxita da Província Bauxitífera de Paragominas, Noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará/oeste do Maranhão. Caracterização e gênese dos depósitos de Bauxita da Província Bauxitífera de Paragominas, Noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará/oeste do Maranhão. In: MARINI, O.J., QUEIROZ, E.T., RAMOS, B.W. (Eds) Caracterização dos Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia; ADIMB; Brasília.; 691-782;
- KRAUSKOPF, K.B., 1972. Introdução a Geoquímica. Vol. 2. Polígono, São Paulo.
- KUYUMIJIAN, R. & DANNI, J.C.M. 1991. Geoquímica de anfibólitos da seqüência de juscelândia, goiás: implicações geotectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 21 (3): 218-223p.
- LACERDA FILHO, J. V.; REZENDE, A.; SILVA, A. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Mapa Geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal Esc. 1:500.000. Goiânia: CPRM. Convênio CPRM/METAGO/UnB. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. 1 CD anexo.

- LATRUBESSE, E. M. (coord.). 2005. Mapa Geomorfológico do Estado de Goiás: Relatório Final. GOIÁS (Estado). Secretaria de Indústria e Comércio. Superintendência de Geologia e Mineração. Goiânia. 81 p.
- LAUGHNAN, J. C. 1969. Chemical weathering of silicates minerals. Elsevier, New York, 154p.
- LICCARDO, A., CHODUR N.L., JORDT-EVANGELISTA, H., COSTA, G.M. 2000. Identificação de Fases Hidratadas em Coríndon no Brasil. *In: Simpósio Brasileiro de Tratamento e Caracterização de Gemas*, 1, Ouro Preto, MG, *Boletim de Resumos*, p. 36.
- MARINI, O. J., FUCK, R. A., DARDENNE, M. A. & FARIA, A. 1977. Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 7, 155-193p.
- MARINI, O. J., FUCK, R. A., DARDENNE, M. A. & DANNI, J. C. M. 1984. Província Tocantins, setores central e sudeste. *In: Pré-Cambriano do Brasil*, eds por Almeida, F.F.M & Hasui, Y. Edgard Blucher, São Paulo, 205-264 pp.
- MARTINS, E.S. 1999. Petrografia, Mineralogia e Geomorfologia de Rególitos Lateríticos no Distrito Federal. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (Inédito).
- MÁRTIRES, R.A.C. 2009/2010. Alumínio. Sumário Mineral Brasileiro. www.dnpm.gov.br
- MELFI, A.J. 1974. Características geoquímicas e mineralógicas dos estádios iniciais de alteração superficial das rochas ultrabásicas de Barro Alto (GO). *Boletim IGUSP*, São Paulo, 5: 117-128.
- MELFI, A.J. 1997. Brazilian bauxite deposits: a review. *In: Brazilian Bauxites* (eds: CARVALHO, A.C., BOULANGÉ, B., MELFI, A.J., LUCAS, Y.USP, São Paulo, FAPESP; OSRTOM, PARIS; 275-308p .
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. 1978. Estudo geoquímico dos solos e formação superficiais do Brasil. Parte 2 – Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. *Rev. bras. Geoc.*, 8: 11-12.
- MELFI, A.J.; TRESCASES, J.J.; OLIVEIRA, S.M.B. - 1980 - Les laterites nickelireres du Brésil. *Cahiers ORSTOM*, Paris, Série Géologie, 11(1): 15-42.
- MEUNIER, A. 1977. Lês mécanismes de lálteération dès granites el lê role dès microsystemes – These Univ. Sci. Poitiers.

- MEUNIER, A., SARDINI, P., ROBINET, J.C., PRÊT, D. 2007. The petrography of weathering processes: facts and outlooks. *Clay Minerals*, v. 42, p. 415–435.
- MORAES, R. 1992. Metamorfismo e Deformação da Seqüência Vulcano-Sedimentar Juscelândia, Goiás, e Geoquímica de seus Anfibólitos. 171 p. (Dissertação de Mestrado - IG/UnB).
- MORAES, R., 1997. Condições e evolução do metamorfismo no Complexo Barro Alto e litogeoquímica do vulcanismo bimodal da seqüência Juscelândia, Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- MORAES, R. & FUCK, R. A. 1994. Deformação e metamorfismo das seqüências juscelândia e serra da malacacheta, Complexo Barro Alto, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 24(3): 189-197p.
- MORAES, R. & FUCK, R. A. 2000. Ultra-high-temperature metamorphism in Central Brazil: the Barro Alto complex. *J. metamorphic Geol.*, 2000, 18, 345–358p.
- MOSKALYK, R.R., 2003. Gallium: the backbone of the electronics industry. *Minerals Engineering*. 16:921-929.
- NAHON, D. 1991. Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering. John Wiley & Sons, New York, 313p.
- NAHON, D., MERINO, E. 1997. Pseudomorphic replacement in tropical weathering: evidence, geochemical consequences and kinetic-rheological origin. *Amer Journ. Scien.*, v. 297, p. 393-417.
- NESBITT, H.W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279:206-210.
- OLLIER, C.D. 1984 *Weathering* (2nd edition). Longman, London.
- OLIVEIRA, S.M.B. 1985. Gênese da bauxita de Lages, SC. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 16: p46-81.
- OLIVEIRA, F.S., VARAJÃO, A.F.D.C., VARAJÃO, C.A.C. BOULANGÉ, B. 2009. Alteração supergênica e morfogênese tropical no Complexo Máfico-ultramáfico Acamadado de Barro Alto, GO. *Geociências. Unesp*. v. 28 (3), p. 255-272.
- PECORA, W.T. & BARBOSA, A.L.M. 1944. Jazidas de níquel e cobalto de São João do Tocantins, estado de Goiás. DNPM. Boletim nº. 64. 69p.
- PEDRO, G. & DELMAS, A.D. 1972. Altération des roches ultrabasiqes. *Encyclopedia Universalis - Paris*, 455-457p.

- PEDRO, G., VOLKOFF, H. 1984. Natureza e Distribuição dos Compostos Ferríferos nos solos do Brasil. Comissão V- Gênese, Morfologia e Classificação do Solo. *Rev. bras. Ci Solo.*, 3: 47-54.
- PERYEA, F.J., KITTRICK, J.A. 1988. Relative solubility of corundum, gibbsite, boehmite and diasprore at standart state conditions. *Clays Clay Minerals*, v. 36, p. 391-396.
- PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., JOST, H. FERREIRA FILHO, C.F., ARAUJO, S.M. 2000. The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Tectonic Evolution of South America, Eds: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. Campos, D.A. 31^o International Geological Congress, Rio de Janeiro 195-230p.
- PIMENTEL, M.M., FERREIRA FILHO, C.F., ARMSTRONG, R.A. 2004. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso- (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*, 132, 133–153p.
- RETALLACK, G.J. 2010. Lateritization and Bauxitization Events. *Economic Geology*, v. 105, p. 655–667.
- RIBEIRO FILHO, W. & TEIXEIRA, N.A. 1981. Seqüência vulcanosedimentares da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Cana Brava. Goiânia, SBG, Núcleo Centro Oeste, p.157-177 (Boletim 10).
- SCHELLMANN, W. 1981. Considerations on the definition and classification of laterites. *I Int. Sem. Lat. Proc.*, India: 1-10.
- SCHOBENHAUS C., *et al.*, 1975. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Goiás. MME/DNPM, DGM.
- SCHROLL, E. 1979. Trace elements in kaolinites and bauxites in relation to their genesis. *Travaux ICSO-BA*, 15:35-41.
- SCHWERTMANN, U., FITZPATRICK, R.W., TAYLOR, R.M. & LEWIS, D.G. 1979. The influence of aluminum on iron oxides. Part II: preparation and properties of Al-substituted hematites. *Clays Clay Minerals.*, v. 27: p. 105-112.
- SEIFERT, K.E., DYMEK, R.F., WHITNEY, P.R., HASKIN, L.A. 2010 Geochemistry of massif anorthosite and associated rocks, Adirondack Mountains, New York. *Geosphere*. V.6; n 6: 855-899p.
- SIGOLO, J.B., BOULANGÉ, B. 1987. Caracterização das fácies de alteração de uma topossequência no maciço alcalino de Passa Quatro (MG). *Ver. Brasil Geocien.* V. 17, p. 269-275.

- SHELLEY, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microtextures and mineral preferred orientations. Chapman & Hall. London. 445p.
- SOUZA, A. de. 1973. Aspectos Geológicos e Geocronológicos do Complexo de Barro Alto, Goiás. Tese de Doutorado. FFCLRC, 105p.
- SOUBIES, F., MELFI, A.J., AUTEFAGE, F.1991. Comportamento geoquímico dos elementos terras raras nos alteritos da jazida de fosfato e titânio de tapira (Minas Gerais, brasil): a importância dos fosfatos. *Rev. Bras. Geociên.* 21(1):3-16.
- STOOPS, G., ALTERMULLER, H.J., BISDOM, E.B.A., DELVIGNE, J., DOBROVOLSKY, V.V., FITZPATRICK, E.A., PANEQUE, P., SLEEMAN, J. 1979. Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphologie. *Pedologie*, XXIX, 1.
- SUITA, M.T.F., KAMO, S., KROGHT, T.E., FYFE, W.S., HARTMANN, L.A., 1994. U–Pb ages from the high-grade Barro Alto mafic–ultramafic complex (Goiás, central Brazil): middle Proterozoic continental mafic magmatism and upper Proterozoic continental collision. In: International Conference on Geochron. *Cosmochr. Isot. Geol.*, ICGO, Abstracts, v. 8, Berkeley, USGS, p. 309.
- TARDY Y. 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. In: Martini I. P. & Chesworth W. eds. *Weathering, Soils and Paleosols*, pp. 379–406. Elsevier, Amsterdam.
- TASSANARI, C.C.G., SIGA Jr., O., TEIXEIRA, W. 1981. Panorama geocronológico do Centro-Oeste Brasileiro: soluções, problemáticas e sugestões. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, SBG/Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 93-116p.
- TAYLOR, S.R & McLENNAN, S.M. 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Black Scientific Publications, Londres, pp. 29-42.
- TEMUR, S. & KANSUN, G. 2006. Geology and petrography of the Masatdagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey. *Journal Of Asian Earth Sciences.* 27: 512-522p.
- TEXEIRA, N.S. & LIMA, M.H.R. 2003. A indústria do alumínio primário no brasil: Perspectivas de relações comerciais com a China. Relatório Iniciação Científica, Geografia, UFRJ. 11p.
- TRESCASES, J.J. & OLIVEIRA, S.M.B. 1981. A jazida de níquel de Barro Alto. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, I, Goiânia. Atas. Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia. p.519-538.

- USGS – United States Geological Survey. 2009. Aluminium. *Mineral Commodity Summaries*. Disponível em www.usgs.gov
- VALETON, I. 1972. Bauxites. *Developments in Soil Science* Vol. 1. Elsevier, Amsterdam, 226p.
- VEIGA, A.T.C., 2005. Relatório Final de Pesquisa – DNPM 860.260/2004. EDEM Mineração. 72p (inédito).
- VEIGA, A.T.C., 2008. Perspectivas para produção de bauxita refratária. Projeto Bauxita de Barro Alto. Mineradora Santo Expedito Ltda. Relatório interno. 04p.
- VELBEL, M. A 1984. Weathering processes of rock-forming minerals. Ottawa, Mineralogical Association of Canada. p.67-111. (Short Course Handbook, v.1 0).
- VITTE, A.C. 2001. Considerações sobre a teoria da *etchplanação* e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. *Paradigmas da geografia*, parte I. Associação dos Geógrafos Brasileiros. Terra Livre: v. 16. p. 11-25.
- WILSON, M.J. 2004. Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. *Clay Minerals*, v. 39, p. 233–266.
- WINGE, M. & DANNI, J.C.M. 1994. A transição entre a Sequência gabro-anortosítica Serra da Malacacheta (SSM) e os metabasaltos da base da Sequência Juscelândia (SJ) – Implicações na gênese dos Complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, Goiás. Atas, IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, SBG, 131-134p.

ANEXO I – Descrição das amostras

ID	PROF.(m)	TIPO	DESCRIÇÃO	OBSERVAÇÃO					
				MACRO	MICRO	MEV	ATG/D	DRX	QUÍMICA
F1 - 01	0 - 1,45	F. sonda	Fragmentos de bauxita, cor branca com tons vermelhos.	X					X
F1 - 02	1,45 - 3,45	F. sonda	Fragmentos de bauxita, cor branca com tons vermelhos.	X				X	X
F1 - 03	3,45 - 6,50	F. sonda	Bauxita maciça na forma de fragmentos, cor branca com tons rosas.	X				X	X
F1 - 04	6,50 - 8,85	F. sonda	Bauxita maciça na forma de fragmentos, cor branca com tons rosas.	X				X	X
F1 - 05	8,85 - 11,70	F. sonda	Bauxita maciça na forma de fragmentos, cor branca com tons rosas.	X				X	X
F1 - 06	11,70 - 14,55	F. sonda	Bauxita maciça na forma de fragmentos, cor branca com tons rosas. De 14,35 a 14,55 ocorre argila, cor branca roseada.	X				X	X
F1 - 06-1	11,70 - 14,55	F. sonda	Argila branca, plástica, friável.	X				X	X
F1 - 07	14,55 - 17,35	F. sonda	Bauxita maciça na forma de fragmentos, cor branca com tons rosas. De 16,30 a 16,50 ocorre argila, cor branca com tons rosas	X				X	X
F1 - 08	17,35 - 20,20	F. sonda	BX porosa + Argila, cor branca.	X				X	X
F1 - 09	20,20 - 23,25	F. sonda	Bauxita porosa na forma de fragmentos, cor branca com tons rosas.	X				X	X
F1 - 10	23,25 - 26,30	F. sonda	Bauxita porosa com bandamento incipiente, cor branca com tons rosas.	X				X	X
F1 - 11	26,30 - 29,15	F. sonda	Bauxita porosa com bandamento incipiente constituído de granada oxidada e gibsita.	X				X	X
F1 - 12	29,15 - 32,20	F. sonda	Bauxita porosa com bandamento incipiente constituído de granada oxidada e gibsita.	X	X	X	X	X	X
F1 - 13	32,20 - 33,20	F. sonda	Anortosito de granulação média a fina, bandado (1 cm), textura inequigranular, cor cinza com faixas pretas e vermelhas.	X	X	X	X	X	X
F15-01	0 - 2,42	F. sonda	Bauxita maciça na forma de fragmentos (50 cm) + solo de granulometria fração areia constituído de bauxita, ocorre 35 cm de argila de coloração branca roxeada, plástica.	X				X	X
F15-02	2,42 - 3,76	F. sonda	Argila plástica de coloração branca roxeada.	X				X	X
F15-03	3,76 - 8,87	F. sonda	Argila plástica de coloração branca roxeada.	X				X	X
F15-04	8,87 - 11,92	F. sonda	Argila plástica de coloração branca roxeada.	X				X	X
F15-05	11,70 - 18,07	F. sonda	Argila plástica de coloração branca roxeada.	X				X	X
F15-06	18,07 - 21,0	F. sonda	Idem. Ocorre 20 cm de bauxita de coloração branca.	X				X	X
F15-07	21,0 - 24,0	F. sonda	Idem. Ocorre 12 cm de bauxita de coloração branca.	X				X	X
F15-08	24,0 - 27,0	F. sonda	Argila plástica de coloração branca roxeada.	X				X	X
F15-09	27,0 - 30,22	F. sonda	Idem. Ocorre 30 cm de bauxita de coloração branca.	X				X	X
F15-10	30,22 - 33,27	F. sonda	Bauxita porosa de coloração branca roxeada. Ocorre um intervalo (8 cm) de bauxita de coloração vermelha (alto teor de ferro).	X				X	X
F15-11	33,27 - 36,32	F. sonda	Bauxita porosa.	X	X		X	X	X

F15-12	36,32 - 37,35	F. sonda	Anortosito (plg-80% + anf-10% + grt-5%) de granulação media a fina de coloração cinza com tons rosas e pretos, bandado (05 cm), textura inequigranular. Contato brusco com a bauxita.	X	X			X	X
F22-01	0 - 2,40	F. sonda	Bauxita maciça de coloração branca rosada (40 cm) + argila plástica de cor branca e bauxita de coloração vermelha (alto teor de ferro).	X				X	X
F22-02	2,40 - 6,75	F. sonda	Bauxita maciça de coloração branca rosada + argila plástica de cor branca e bauxita de coloração vermelha.	X				X	X
F22-03	6,75 - 8,90	F. sonda	Bauxita maciça na forma de fragmentos de coloração branca com tons roxos.	X				X	X
F22-04	8,90 - 10,75	F. sonda	Bauxita maciça	X		X	X	X	X
F22-05	10,75 - 11,95	F. sonda	Bauxita maciça de cor branca + anortosito (12 cm), granulação média, textura inequigranular, cor cinza com bandas (0.5 cm) de coloração verde escuro.	X				X	X
F22-06	11,95 - 15,0	F. sonda	Bauxita (20%) + argila plástica de coloração branca roseada. (80%).	X				X	X
F22-07	15,0 - 21,0	F. sonda	Argila plástica de coloração branca com tons rosas + fragmentos de bauxita na fração areia (10%).	X				X	X
F22-08	21,0 - 24,15	F. sonda	Argila branca plástica.	X	X			X	X
F22-09	24,15 - 28,20	F. sonda	Anortosito (plg-80% + anf-15% + grt-5%) de granulação media a fina de coloração cinza com tons rosas e pretos, bandado (05 cm), textura inequigranular. Contato brusco com a argila	X	X			X	X
F32 - 01	0 - 2,40	F. sonda	Bauxita maciça na forma de fragmentos de coloração branca com tons roxos (30 cm) + solo argiloso com fragmentos de bauxita (20 cm).	X				X	X
F32 - 02	2,40 - 6,80	F. sonda	Bauxita maciça + argila plástica de cor branca.	X				X	X
F32 - 03	6,80 - 8,85	F. sonda	Argila plástica de cor branca.	X				X	X
F32 - 04	8,85 - 11,90	F. sonda	Argila plástica de cor branca (8 cm) + bauxita maciça (6 cm).	X				X	X
F32 - 05	11,90 - 14,95	F. sonda	Argila plástica de cor branca.	X				X	X
F32 - 06	14,95 - 18,0	F. sonda	Argila plástica de cor branca.	X				X	X
F32 - 07	18,0 - 21,05	F. sonda	Fragmentos de bauxita porosa + argila de cor branca com tons roxos.	X		X	X	X	X
F32 - 08	21,05 - 24,10	F. sonda	Argila plástica de cor branca (80%) + bauxita porosa (20%). Ocorre 23 cm de argila + bauxita de coloração vermelha (alto teor de ferro).	X				X	X
F32 - 09	24,10 - 27,0	F. sonda	Argila plástica de cor branca.	X	X			X	X

F32 - 10	27,0 - 28,76	F. sonda	Anortosito (plg-85% + anf-10% + grt-5%) de granulação media a fina de coloração cinza com bandas verdes (3 cm), textura inequigranular. Contato brusco.	X	X			X	X
PW1	1,00	Poço	Fragmentos de bauxita, cor branca com tons vermelhos.	X				X	X
PW1	2,00	Poço	Fragmentos de bauxita, cor branca com tons vermelhos.	X				X	X
PW1	2,20	Poço	Bauxita maciça	X				X	X
PW1	3,40	Poço	Bauxita porosa + argila	X				X	X
PW1	3,60	Poço	Bauxita porosa + argila	X				X	X
PW1	4,90	Poço	Bauxita porosa	X				X	X
PW1	6,40	Poço	Bauxita porosa	X				X	X
PW1	6,90	Poço	Bauxita porosa + argila	X				X	X
PW1	7,50	Poço	Bauxita porosa	X				X	X
PW1	8,80	Poço	Bauxita porosa	X				X	X
PW1	9,60	Poço	Bauxita porosa	X				X	X
PW1	11,00	Poço	Bauxita porosa	X				X	X
PW1	11,50	Poço	Bauxita porosa	X				X	X
PW1	12,00	Poço	Bauxita porosa	X				X	X
PW1	14,00	Poço	Bauxita porosa	X				X	X
PW1	21,80	Poço	Bauxita porosa	X				X	X
PW1	21,90	Poço	Anortosito bandado, fraturado.	X				X	X

ANEXO II – Análises Químicas

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

Final Report

Client: Universidade de Brasilia - UNB
File Created: 06-May-2009
Job Number: GOI09000216
Number of Samples: 24

	Analyte	Al2O3	Ba	Be	CaO	Ce	Co	Cr2O3	Cs	Dy
	Unit	%	PPM	PPM	%	PPM	PPM	%	PPM	PPM
	MDL	0.01	1	1	0.01	0.1	0.2	0.002	0.1	0.05
Sample	Type									
F1 - 01	Rock Pulp	56.49	2	<1	0.02	13.5	2.7	0.012	<0.1	0.58
F1 - 02	Rock Pulp	52.28	2	<1	<0.01	16.7	4.0	0.016	<0.1	0.71
F1 - 03	Rock Pulp	59.40	<1	<1	0.02	2.6	1.2	0.006	<0.1	0.30
F1 - 04	Rock Pulp	62.76	2	<1	0.01	2.3	0.6	0.007	<0.1	0.16
F1 - 05	Rock Pulp	64.08	2	<1	0.01	0.6	4.6	0.005	<0.1	0.08
F1 - 06	Rock Pulp	62.02	1	<1	<0.01	1.7	6.9	0.007	<0.1	0.15
F1 - 06-1	Rock Pulp	43.32	2	<1	0.01	7.4	2.6	0.004	<0.1	0.76
F1 - 07	Rock Pulp	63.21	<1	<1	0.01	3.1	8.1	0.004	<0.1	0.12
F1 - 08	Rock Pulp	52.29	3	<1	0.01	4.1	12.5	0.010	<0.1	0.39
F1 - 09	Rock Pulp	62.01	2	<1	0.02	0.9	8.4	0.018	<0.1	0.56
F1 - 10	Rock Pulp	28.03	7	<1	12.27	17.1	61.0	0.005	<0.1	2.70
F1 - 11	Rock Pulp	61.36	1	<1	0.03	3.4	952.7	0.004	<0.1	0.17
F1 - 12	Rock Pulp	56.22	1	<1	0.08	9.8	39.1	0.039	<0.1	0.34
F1 - 13	Rock Pulp	30.33	34	<1	14.54	14.1	102.4	0.002	<0.1	1.69
F32 - 01	Rock Pulp	55.44	3	<1	0.03	5.9	5.6	0.008	<0.1	1.20
F32 - 02	Rock Pulp	47.30	3	<1	0.03	2.7	5.7	0.010	<0.1	2.21
F32 - 03	Rock Pulp	40.12	130	<1	<0.01	2.2	4.9	<0.002	<0.1	0.22
F32 - 04	Rock Pulp	37.64	93	<1	<0.01	321.5	4.6	<0.002	<0.1	1.14
F32 - 05	Rock Pulp	36.29	8	<1	0.01	9.2	6.2	0.005	<0.1	3.14
F32 - 06	Rock Pulp	38.62	23	<1	0.01	4.0	3.7	<0.002	<0.1	1.27
F32 - 07	Rock Pulp	30.80	38	<1	0.03	26.9	29.5	0.020	<0.1	11.47
F32 - 08	Rock Pulp	34.67	97	<1	0.05	5.6	8.0	0.012	<0.1	2.27
F32 - 09	Rock Pulp	37.88	404	<1	<0.01	4.2	13.8	0.005	<0.1	1.39
F32 - 10	Rock Pulp	31.32	6	<1	15.87	1.8	54.2	0.002	<0.1	3.84

Er	Eu	Fe2O3	Ga	Gd	Hf	Ho	K2O	La	LOI	Lu	MgO	MnO
PPM	PPM	%	PPM	PPM	PPM	PPM	%	PPM	%	PPM	%	%
0.03	0.02	0.04	0.5	0.05	0.1	0.02	0.01	0.1	-5.1	0.01	0.01	0.01
0.35	0.25	10.19	31.8	0.73	26.0	0.12	<0.01	7.2	30.8	0.08	0.02	<0.01
0.30	0.31	15.37	31.1	0.91	14.4	0.10	<0.01	8.7	29.5	0.05	0.03	<0.01
0.15	0.07	6.73	28.5	0.22	11.9	0.06	<0.01	1.3	32.5	0.04	<0.01	<0.01
0.07	0.07	3.10	32.4	0.13	1.0	0.02	<0.01	1.2	33.3	0.01	<0.01	<0.01
0.06	<0.02	1.35	30.6	0.08	4.1	<0.02	<0.01	0.3	33.2	0.01	<0.01	<0.01
0.08	0.04	2.87	28.8	0.11	0.4	0.02	<0.01	0.6	33.1	0.01	<0.01	<0.01
0.49	0.18	3.57	24.5	0.54	1.7	0.15	<0.01	1.4	19.0	0.09	0.01	<0.01
0.06	0.04	2.09	30.1	0.09	0.6	0.02	<0.01	0.7	33.1	<0.01	<0.01	<0.01
0.20	0.09	7.54	39.0	0.31	0.7	0.07	<0.01	1.5	27.7	0.03	<0.01	<0.01
0.37	0.09	3.29	24.7	0.27	2.7	0.12	<0.01	0.3	32.5	0.05	<0.01	<0.01
1.36	1.41	7.43	14.2	2.96	1.9	0.50	0.03	5.0	5.6	0.20	2.75	0.09
0.11	0.05	3.42	31.3	0.12	0.9	0.03	<0.01	1.4	32.9	0.02	<0.01	<0.01
0.15	0.10	10.37	34.0	0.24	1.2	0.06	<0.01	0.3	31.6	0.03	0.04	0.02
1.02	0.57	1.13	18.8	1.72	0.3	0.33	0.12	5.8	0.9	0.15	0.55	0.02
0.74	0.35	4.44	27.9	0.84	1.1	0.23	<0.01	2.7	28.9	0.16	0.01	<0.01
1.72	0.49	3.95	21.8	1.26	0.6	0.48	0.01	1.4	22.4	0.42	0.01	<0.01
0.15	0.06	0.72	24.6	0.17	<0.1	0.04	<0.01	0.8	18.2	0.03	<0.01	<0.01
0.96	0.28	1.18	21.2	0.61	0.1	0.26	0.01	1.6	17.5	0.36	<0.01	0.03
2.33	0.80	5.96	24.7	2.08	0.6	0.66	0.01	2.8	16.8	0.61	0.02	0.03
1.09	0.23	1.39	23.0	0.67	0.2	0.31	0.01	1.5	16.7	0.26	0.02	<0.01
6.64	2.85	20.21	20.4	8.60	3.6	2.22	<0.01	13.9	17.2	0.77	0.10	0.23
1.58	0.59	7.86	23.2	1.53	0.4	0.49	0.01	1.9	17.7	0.28	<0.01	0.02
0.87	0.45	2.00	20.8	1.06	<0.1	0.28	<0.01	2.3	17.7	0.13	<0.01	<0.01
1.69	1.59	1.68	17.0	4.47	0.1	0.72	0.01	2.9	0.7	0.13	0.87	0.03

Na2O %	Nb PPM	Nd PPM	Ni PPM	P2O5 %	Pr PPM	Rb PPM	Sc PPM	SiO2 %	Sm PPM	Sn PPM	Sr PPM	Sum %
0.01	0.1	0.3	20	0.01	0.02	0.1	1	0.01	0.05	1	0.5	0.01
<0.01	10.3	5.3	<20	0.19	1.56	0.1	23	1.05	1.01	<1	1.7	99.79
<0.01	14.7	6.8	<20	0.23	1.91	0.1	29	0.98	1.36	1	2.0	99.84
<0.01	4.4	0.8	<20	0.15	0.26	<0.1	19	0.61	0.22	<1	<0.5	99.88
<0.01	4.6	0.8	<20	0.03	0.24	0.1	7	0.50	0.16	<1	<0.5	99.98
<0.01	1.1	<0.3	<20	0.04	0.07	<0.1	4	1.17	0.05	<1	<0.5	99.96
<0.01	2.1	0.4	<20	0.04	0.12	0.1	10	1.67	0.11	<1	<0.5	99.96
<0.01	6.8	1.8	28	0.04	0.47	0.2	8	33.56	0.65	<1	0.7	99.97
<0.01	6.5	0.4	<20	0.03	0.14	0.1	7	1.31	0.16	<1	<0.5	99.99
<0.01	2.3	1.3	<20	0.06	0.37	0.2	20	12.03	0.33	<1	1.3	99.95
<0.01	3.9	0.5	<20	0.02	0.11	0.1	11	1.73	0.20	<1	0.6	99.96
1.27	22.7	12.3	43	0.08	2.61	0.4	18	38.97	3.15	2	119.1	99.82
<0.01	1.0	1.0	<20	0.04	0.29	<0.1	10	1.05	0.20	<1	1.5	98.96
<0.01	0.5	0.7	<20	<0.01	0.14	<0.1	34	1.02	0.24	<1	1.0	99.92
2.96	3.7	8.4	<20	<0.01	1.83	0.2	4	49.15	1.70	<1	245.7	99.84
<0.01	3.5	3.3	21	0.23	0.79	0.3	10	10.49	0.91	<1	1.0	99.96
<0.01	0.3	2.9	<20	0.04	0.52	0.3	11	26.05	1.03	<1	1.4	99.99
<0.01	0.1	1.0	39	<0.01	0.19	0.3	4	40.84	0.15	<1	0.9	99.96
<0.01	0.2	2.4	60	<0.01	0.50	0.6	6	43.41	0.77	<1	1.9	99.94
<0.01	5.4	5.5	25	0.05	1.05	0.5	16	40.27	1.85	<1	1.4	99.96
<0.01	2.1	1.9	31	<0.01	0.38	0.5	5	43.02	0.56	<1	0.8	99.96
<0.01	30.5	19.4	43	0.26	3.89	0.3	58	27.53	6.36	2	3.8	99.84
<0.01	1.4	3.9	25	0.02	0.80	0.6	15	39.35	1.47	<1	2.7	99.93
<0.01	0.4	4.2	55	0.01	0.80	0.4	7	42.28	1.16	<1	1.2	99.92
2.50	0.6	9.1	<20	<0.01	1.47	<0.1	4	46.84	3.08	<1	238.0	99.87

Ta PPM	Tb PPM	Th PPM	TiO2 %	Tm PPM	U PPM	V PPM	W PPM	Y PPM	Yb PPM	Zr PPM	TOT/C %	TOT/S %
0.1	0.01	0.2	0.01	0.01	0.1	8	0.5	0.1	0.05	0.1	0.02	0.02
0.6	0.11	1.8	1.05	0.06	1.5	164	<0.5	2.5	0.45	1121.8	0.26	0.05
0.8	0.13	2.3	1.45	0.04	1.8	230	<0.5	2.3	0.36	637.4	0.24	<0.02
0.2	0.05	0.4	0.49	0.03	1.5	92	0.6	1.1	0.21	530.7	0.20	<0.02
0.3	0.02	1.4	0.26	0.01	0.8	54	<0.5	0.5	0.07	37.9	0.12	<0.02
0.2	0.01	<0.2	0.14	<0.01	0.5	31	31.8	0.4	0.07	173.4	0.08	<0.02
0.2	0.02	0.5	0.21	0.02	0.5	49	10.5	0.4	0.08	19.8	0.14	<0.02
0.4	0.13	1.9	0.49	0.09	0.3	49	<0.5	1.7	0.63	61.6	0.13	<0.02
0.5	0.02	1.6	0.24	0.01	0.8	33	17.7	0.4	0.06	20.9	0.13	<0.02
0.2	0.06	1.1	0.31	0.04	0.7	123	46.0	1.3	0.24	27.3	0.11	<0.02
0.2	0.08	0.7	0.32	0.06	0.3	70	16.0	2.1	0.38	119.3	0.14	<0.02
2.1	0.49	2.3	3.25	0.21	0.4	216	271.5	12.9	1.34	52.3	0.08	<0.02
3.7	0.04	2.8	0.13	0.02	0.8	32	6942.1	0.9	0.13	29.5	0.27	<0.02
0.2	0.06	0.4	0.54	0.03	0.1	213	128.8	1.0	0.19	40.6	0.18	<0.02
1.5	0.29	0.3	0.17	0.16	<0.1	14	719.7	8.8	1.02	7.0	0.09	<0.02
0.3	0.19	0.9	0.37	0.15	0.7	93	20.0	3.4	1.04	43.3	0.51	<0.02
<0.1	0.33	0.4	0.19	0.37	0.7	57	12.9	7.6	2.72	21.1	0.09	<0.02
<0.1	0.04	<0.2	0.07	0.04	<0.1	<8	9.3	0.8	0.19	0.7	0.04	<0.02
<0.1	0.19	<0.2	0.16	0.22	<0.1	20	8.2	4.0	1.99	3.4	0.04	<0.02
0.4	0.49	0.6	0.55	0.47	0.2	77	7.0	9.0	3.68	23.2	0.06	<0.02
0.1	0.18	0.2	0.17	0.23	<0.1	19	3.1	5.1	1.59	7.6	0.10	<0.02
2.0	1.82	0.4	3.44	0.95	0.3	332	13.7	30.6	5.89	108.5	0.05	<0.02
0.1	0.37	0.4	0.23	0.30	0.2	83	8.7	7.7	1.79	14.1	0.06	<0.02
<0.1	0.23	<0.2	0.05	0.14	<0.1	20	3.4	4.5	0.93	5.0	0.04	<0.02
0.7	0.73	<0.2	0.09	0.19	<0.1	25	417.4	14.6	0.90	3.8	0.08	<0.02

Ag PPM 0.1	As PPM 0.5	Au PPB 0.5	Bi PPM 0.1	Cu PPM 0.1	Hg PPM 0.01	Mo PPM 0.1	Ni PPM 0.1	Pb PPM 0.1	Sb PPM 0.1	Se PPM 0.5	Tl PPM 0.1	Zn PPM 1
0.2	3.2	0.8	<0.1	6.1	0.07	0.3	1.9	3.2	0.1	0.6	<0.1	3
0.5	3.9	2.3	<0.1	7.5	0.09	0.4	2.3	3.7	0.2	0.5	<0.1	2
<0.1	2.0	2.2	<0.1	6.6	0.10	0.3	0.7	1.7	0.1	<0.5	<0.1	3
<0.1	1.5	0.6	<0.1	1.0	0.02	0.1	0.8	0.7	<0.1	<0.5	<0.1	<1
<0.1	0.7	<0.5	<0.1	0.2	<0.01	<0.1	0.4	0.3	<0.1	<0.5	<0.1	<1
<0.1	1.2	1.0	<0.1	2.7	0.04	<0.1	0.7	0.5	<0.1	<0.5	<0.1	1
<0.1	1.0	1.2	<0.1	3.4	0.01	<0.1	3.6	1.8	<0.1	<0.5	<0.1	3
<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	1.2	<0.01	<0.1	0.4	0.5	<0.1	<0.5	<0.1	1
<0.1	1.0	<0.5	<0.1	3.9	<0.01	<0.1	3.0	2.4	<0.1	<0.5	<0.1	6
<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	1.9	<0.01	<0.1	0.9	0.5	<0.1	<0.5	<0.1	3
<0.1	2.6	<0.5	<0.1	48.2	0.01	0.2	27.4	0.5	<0.1	<0.5	<0.1	6
<0.1	4.8	1.1	<0.1	1.6	0.12	1.1	5.5	0.7	<0.1	<0.5	<0.1	2
<0.1	0.8	0.7	<0.1	22.4	<0.01	<0.1	2.1	8.3	<0.1	<0.5	<0.1	3
<0.1	3.7	0.9	<0.1	3.8	<0.01	0.4	4.5	1.0	<0.1	<0.5	<0.1	5
<0.1	2.0	<0.5	<0.1	4.0	0.02	0.1	2.2	1.7	<0.1	<0.5	<0.1	3
<0.1	0.8	1.0	<0.1	2.9	<0.01	<0.1	3.5	2.9	<0.1	<0.5	<0.1	3
<0.1	<0.5	1.0	<0.1	9.4	<0.01	<0.1	9.5	0.2	<0.1	<0.5	<0.1	7
<0.1	<0.5	0.6	<0.1	13.7	<0.01	<0.1	15.9	0.4	<0.1	<0.5	<0.1	4
<0.1	<0.5	0.7	<0.1	8.4	<0.01	<0.1	8.7	14.4	<0.1	<0.5	<0.1	7
<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	3.4	<0.01	<0.1	5.4	4.0	<0.1	<0.5	<0.1	6
<0.1	<0.5	1.5	<0.1	42.2	<0.01	0.2	9.9	0.3	<0.1	0.6	<0.1	24
<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	1.7	<0.01	<0.1	3.1	0.2	<0.1	<0.5	<0.1	6
<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	2.6	<0.01	<0.1	13.4	0.2	<0.1	<0.5	<0.1	15
<0.1	3.5	0.6	<0.1	0.4	0.01	<0.1	1.3	0.4	<0.1	<0.5	<0.1	<1



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
LABORATORIO DE GEOQUÍMICA

Campus Universitário Darcy Ribeiro –Asa Norte – 70910-900-BRASÍLIA -DF

ANÁLISE QUÍMICA: Resultados dos maiores estão expressos em porcentagem e dos traços em mg/L

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Perda ao fogo	Soma
F22-05	65,00	10,97	5,70	1,60	3,90	0,79	0	0	12,01	99,98
F15-01	36,07	39,35	5,79	0,17	LQ	0,49	0	0	18,03	99,93
F15-02	41,24	38,44	3,74	0,29	LQ	0,27	0,18	0,36	15,96	99,99
F15-03	38,11	37,82	5,09	0,15	LQ	0,53	0	0	18,20	99,96
F15-04	42,30	36,72	4,23	0,20	LQ	0,32	0	0	16,15	99,98
F15-05	41,10	36,03	7,38	0,19	0,09	0,37	0	0	14,82	99,98
F15-06	41,75	40,92	1,78	0,21	0,14	0,26	0	0	13,86	98,92
F15-07	2,35	66,64	1,42	0,22	0,08	0,11	0	0	29,09	99,92
F15-08	39,48	35,24	8,93	0,21	0,12	0,23	0	0	15,74	99,95
F15-09	11,37	58,81	2,20	0,22	0,07	0,21	0	0	27,06	99,93
F15-10	38,42	43,79	2,43	0,37	0,09	0,23	0,36	0,89	14,65	99,99
F15-11	38,64	25,53	2,15	11,58	0,72	0,24	0	0	21,06	99,90
F15-12	3,43	62,32	4,68	0,49	0,14	0,82	0	0	28,06	99,94
F22-01	9,51	65,01	1,72	0,27	0,09	0,22	0	0	23,04	99,86
F22-02	1,03	62,67	1,34	0,23	0,10	0,12	0	0	33,70	99,19
F22-03	0,84	66,39	1,98	0,29	0,10	0,13	0	0	30,16	99,90
F22-04	13,51	42,24	17,86	0,33	0,11	1,04	0	0	24,83	99,93
F22-06	10,88	57,43	2,56	0,22	LD	0,11	0	0	28,68	99,89
F22-07	43,13	32,04	3,25	0,79	0,35	0,38	0	0	20,06	99,99
F22-08	45,16	36,32	3,46	0,65	0,23	0,18	0	0	13,97	99,97
F22-09	44,43	33,51	LQ	10,60	0,60	0,07	2,19	0	10,00	99,97
F22-05	65,00	10,97	5,70	1,60	3,90	0,79	0	0	12,01	99,98

^a LD = limite de detecção do aparelho e LQ = limite de quantificação do método; LQ = 10xLD



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
LABORATORIO DE GEOQUÍMICA

Campus Universitário Darcy Ribeiro –Asa Norte – 70910-900-BRASÍLIA -DF

Sample	Nb	Cu	Zn	Y	Zr	Be	Co	Ba	Sr	Mn	V	Ni	Cr
F15-01	22,06	11,13	20,84	5,57	51,59	0,56	18,63	7,24	LD	LQ	76,31	LQ	69,33
F22-05	1,25	0,70	1,72	0,01	0,60	0,01	9,11	1,06	2,50	0,01	1,21	16,60	1,38
F15-02	13,41	5,51	17,00	2,97	12,13	0,30	12,52	1,92	LD	LQ	20,39	LQ	9,65
F15-03	17,17	9,46	22,57	16,47	24,39	0,50	25,65	169	LD	LQ	66,71	LQ	20,96
F15-04	15,66	10,65	17,17	12,24	27,20	0,42	20,14	1,50	LD	LQ	52,99	LQ	25,67
F15-05	17,30	13,02	26,66	17,52	50,92	0,67	27,20	5,76	LD	LQ	89,28	20,61	70,34
F15-06	19,61	11,95	24,35	14,28	19,90	0,75	29,05	72,72	LD	0,04	40,91	20,11	31,43
F15-07	24,59	2,29	15,38	0,86	9,91	0,35	44,25	LD	LD	LD	25,17	LQ	24,20
F15-08	19,36	17,00	36,56	17,77	49,84	0,75	25,33	30,80	LD	0,02	71,51	26,72	53,17
F15-09	17,69	2,57	3,57	LD	11,05	LD	LQ	LD	LD	LD	29,73	LD	32,91
F15-10	14,39	12,83	11,94	6,74	10,12	LD	LQ	0,23	LD	LD	68,23	LD	LD
F15-11	24,63	5,99	10,46	LD	31,22	LD	12,47	109	LD	LD	86,63	LD	24,14
F15-12	11,51	2,35	6,60	25,14	26,83	LD	111	30,21	LD	0,03	29,28	35,37	2,21
F22-01	29,52	30,86	32,52	7,05	93,92	LD	23,12	LD	183	LD	307	LD	154,55
F22-02	18,85	0,92	9,33	LD	10,23	LD	LQ	LD	LD	LD	35,68	LD	10,04
F22-03	18,52	0,79	4,78	LD	LD	LD	LD	398	LD	LD	20,78	LD	20,58
F22-04	18,15	1,03	2,28	LD	7,63	LD	LQ	LD	LD	LD	26,99	LD	20,58
F22-06	18,93	3,46	3,98	LD	39,88	LD	LD	LD	LD	LD	41,45	LD	31,60
F22-07	12,65	4,70	5,26	277	60,57	0,41	LQ	LD	1,40	LD	56,06	LD	34,98
F22-08	11,14	46,79	7,38	44,51	23,44	LD	LQ	12,36	LD	0,04	65,83	LD	24,85
F22-09	3,93	LD	LD	LD	99,07	LD	248	4,14	164	LD	12,09	31,08	2,00
F22-05	1,25	0,70	1,72	0,01	0,60	0,01	9,11	1,06	2,50	0,01	1,21	16,60	1,38

LAGEQ-UnB

Analyte	Al2O3	SiO2	Fe2O3	TiO2	CaO	MgO	Na2O	K2O	LOI	SUM
Unit	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
MDL	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-5.1	
Sample										
PW1 - 15	70,90	1,82	9,98	0,70	0,37	<0,06	0,41	0,00	15,58	99,82
PW1 - 14	43,38	2,92	36,60	3,26	0,51	0,12	0,43	0,00	12,38	99,59
PW1 - 13	41,97	6,18	30,77	2,41	0,64	0,15	0,50	0,00	16,90	99,52
PW1 - 12	49,80	31,93	3,02	0,21	0,32	<0,06	0,32	0,00	13,94	99,60
PW1 - 11	56,29	20,77	4,08	0,21	0,26	<0,06	0,36	0,00	17,05	99,07
PW1 - 10	57,60	4,73	3,58	0,31	0,40	0,07	0,41	0,00	32,55	99,65
PW1 - 09	34,03	30,57	14,97	1,87	0,35	0,12	0,36	0,00	17,04	99,30
PW1 - 08	53,40	25,17	1,53	0,10	0,34	<0,06	0,36	0,00	18,29	99,25
PW1 - 07	67,70	5,95	5,37	0,28	0,41	<0,06	0,32	0,00	19,07	99,15
PW1 - 06	72,70	1,22	5,08	0,20	0,36	<0,06	0,32	0,00	19,53	99,46
PW1 - 05	69,20	1,73	7,87	0,28	0,63	0,07	0,32	0,00	19,06	99,15
PW1 - 04	70,10	1,79	7,61	0,25	0,49	<0,06	0,32	0,00	19,01	99,63
PW1 - 03	41,82	39,64	3,47	0,15	0,48	0,09	0,41	0,00	13,82	99,89
PW1 - 02	70,10	1,72	6,99	0,26	0,44	<0,06	0,37	0,00	19,48	99,42
PW1 - 01	70,90	1,48	6,02	0,21	0,39	<0,06	0,41	0,15	19,60	99,22
PW1 - 00G	61,70	7,78	9,90	0,25	1,88	0,85	0,44	0,00	16,90	99,70
PW1 - 00A	31,99	44,78	1,74	0,09	16,88	0,72	2,45	0,00	0,76	99,40

ANEXO III – Difractogramas

POÇO 162

1. METODOLOGIA

As amostras foram pulverizadas e compactadas a seco em lâmina. A análise de difratometria de raios-x foi procedida em equipamento Bruker D8, operando com tubo de cobre e filtro de Ni, sob voltagem de 40 kv e 30 mA, velocidade de varredura de 2°/minuto, no intervalo de 2 a 70°-2 θ . A identificação e interpretação dos difratogramas foi feita com auxílio do software JADE 3.0, com banco de dados ICCD 1996.

2. CONSTITUINTES MINERAIS:

POÇO 162		MINERAIS				
Amostra	Prof. (m)	Gibbsita	Caulinita	Goethita	Hematita	Anatasio
162_AM_01	7,00	Maior	Traço	Traço	Traço	-
162_AM_02	5,80	Menor	Maior	Traço	Traço	-
162_AM_03	4,50	Menor	Maior	Traço	-	-
162_AM_04	3,00	Maior	-	Traço	Traço	-
162_AM_05	1,70	Menor	Maior	Traço	Traço	-
162_AM_06	0,70	Maior	-	Traço	Traço	Traço

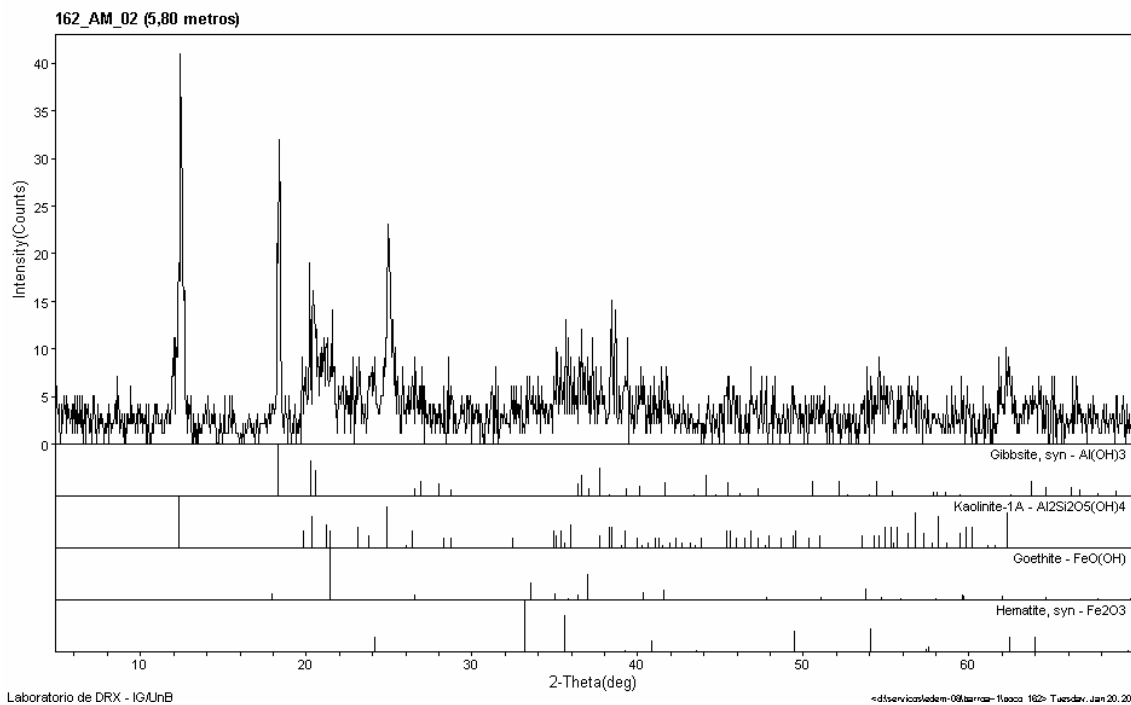
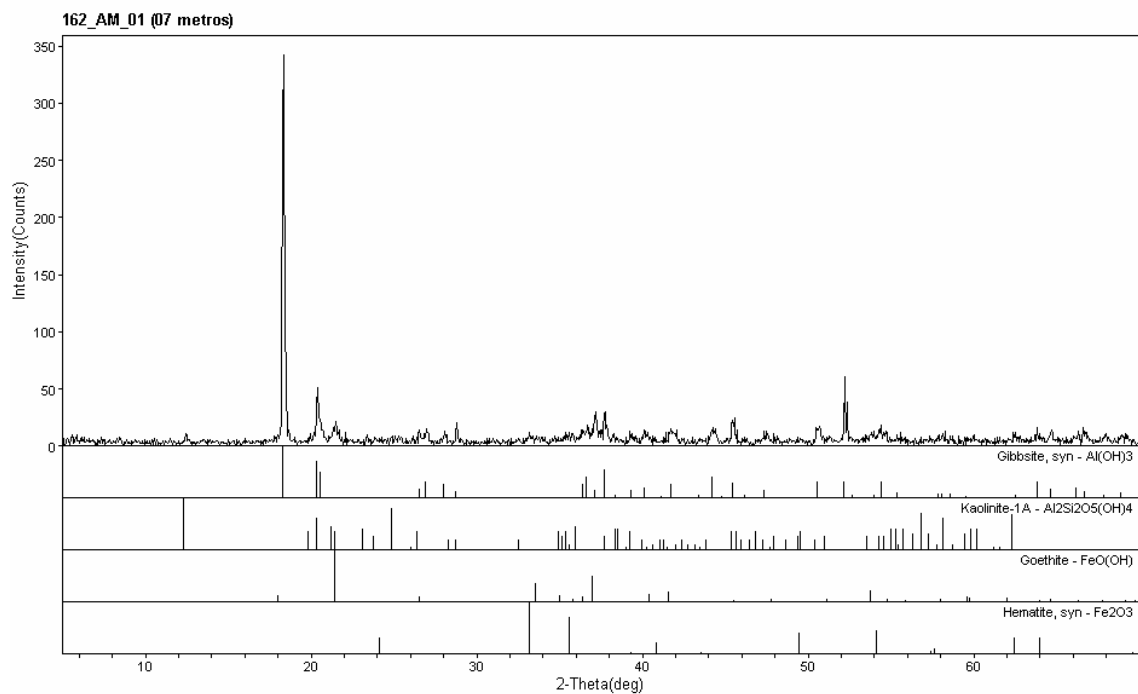
2.1. Resultados

A gibbsita está presente em todo o perfil, ocorrendo como mineral predominante nas amostras (162_AM_01, 162_AM_04 e 162_AM_06), e nas demais amostras ocorre em quantidades subordinadas.

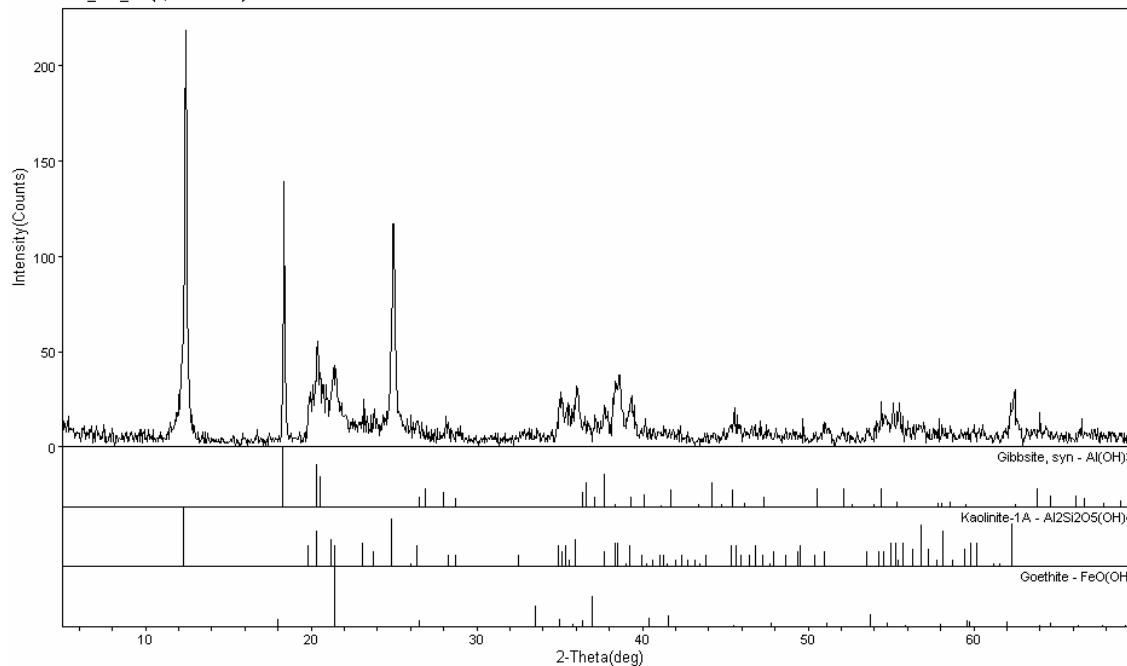
A caulinita ocorre como mineral principal, nas amostras (162_AM_02, 162_AM_03 e 162_AM_05). Na amostra 162_AM_01 ocorre em pouca quantidade.

Os óxidos (goethita e hematita) estão distribuídos ao longo de todo o perfil, como elementos traços. A goethita ocorre em todos os níveis amostrados. O anátasio ocorre como traço na amostra (162_AM_06).

3. DIFRATOGRAMAS



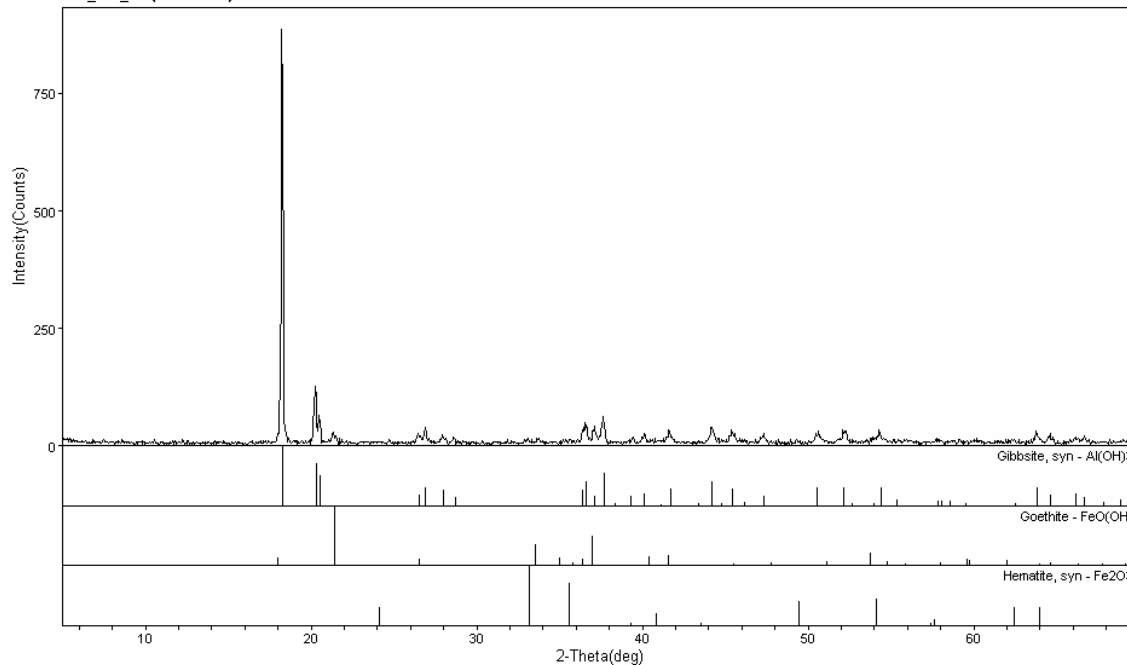
162_AM_03 (4,50 metros)



Laboratorio de DRX - IGA/InB

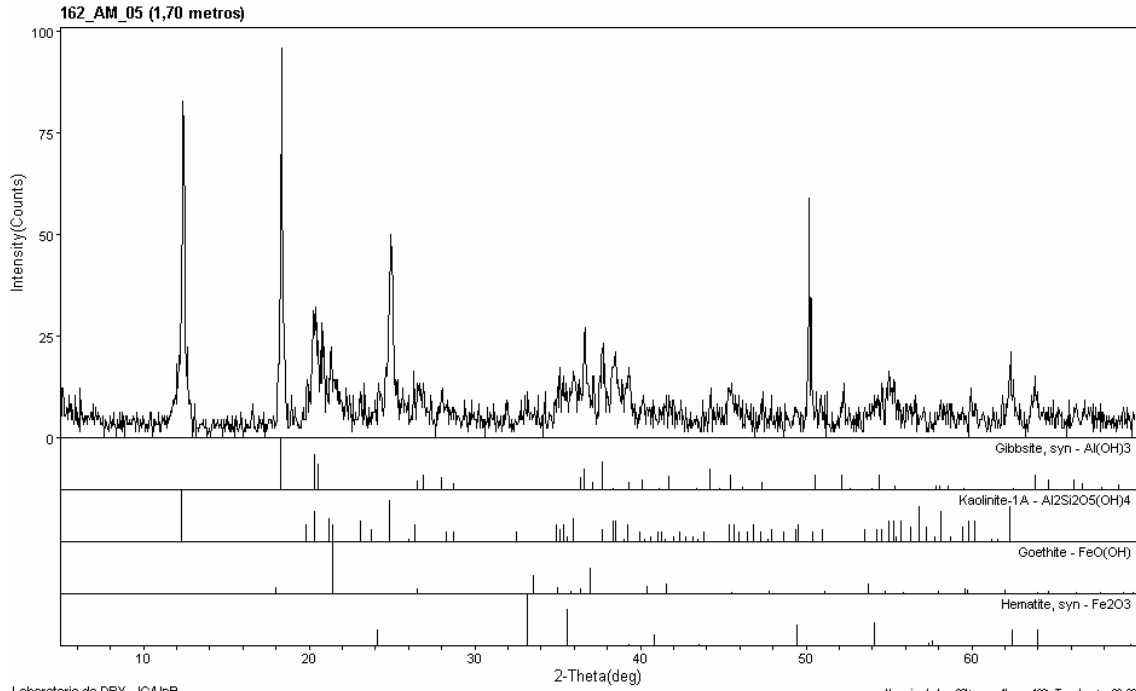
<dserviciodem-09/tercer-11aoca 162> Tuesday, Jan 20, 2009 @ 03:56a

162_AM_04 (03 metros)



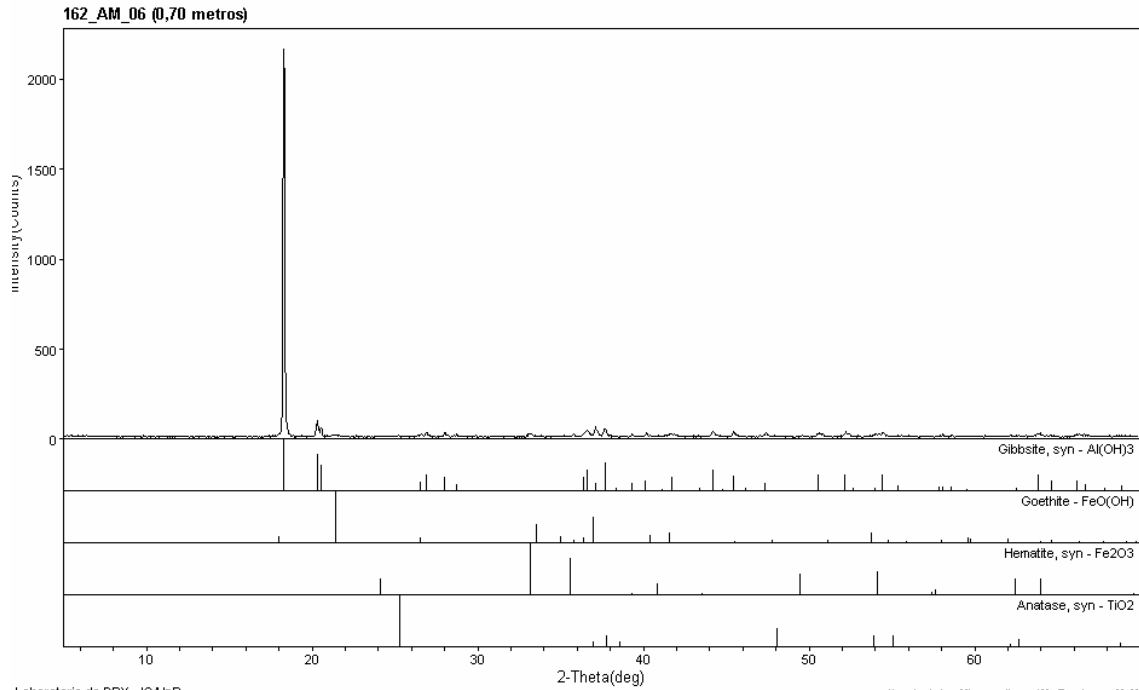
Laboratorio de DRX - IGA/InB

<dserviciodem-09/tercer-11aoca 162> Tuesday, Jan 20, 2009 @ 03:57a



Laboratorio de DRX - IGA/UnB

<dserviciodem-09/terma-11/aca 162> Tuesday, Jan 20, 2009 @ 04:26e



Laboratorio de DRX - IGA/UnB

<dserviciodem-09/terma-11/aca 162> Tuesday, Jan 20, 2009 @ 04:27e

4. DESCRIÇÃO

POÇO W1

1. METODOLOGIA

As amostras foram pulverizadas e compactadas a seco em lâmina. A análise de difratometria de raios-x foi procedida em equipamento Bruker D8, operando com tubo de cobre e filtro de Ni, sob voltagem de 40 kv e 30 mA, velocidade de varredura de 2°/minuto, no intervalo de 2 a 70°-2 θ . A identificação e interpretação dos difratogramas foi feita com auxílio do software JADE 3.0, com banco de dados ICCD 1996.

2. CONSTITUINTES MINERAIS:

POÇO W1		MINERAIS				
Amostra	Prof. (m)	Gibbsita	Caulinita	Goethita	Hematita	Haloisita
W1_AM_01	14,00	Maior	-	Traço	-	-
W1_AM_02	12,00	Maior	-	Traço	-	-
W1_AM_03	11,00	Maior	Traço	Traço	-	Traço
W1_AM_04	11,00	Maior	-	Traço	-	-
W1_AM_05	9,60	Maior	-	Traço	-	-
W1_AM_06	8,80	Maior	-	Traço	-	-
W1_AM_07	7,50	Maior	Traço	Traço	-	-
W1_AM_08	6,90	Maior	Menor	Traço	Traço	-
W1_AM_09	6,40	Maior	Maior	Traço	Traço	-
W1_AM_10	4,90	Maior	Traço	Traço	-	-
W1_AM_11	3,40	Maior	Traço	Traço	-	-
W1_AM_12	3,40	Menor	Maior	Traço	Traço	-
W1_AM_13	2,20	Maior	Menor	Traço	-	-
W1_AM_14	2,00	Maior	Traço	Traço	-	-
W1_AM_15	1,00	Maior	Menor	Traço	-	-
W1_AM_00G	21,90	Maior	-	Traço	Hornblenda (traço)	
W1_AM_00A	21,90	Anortosito - foi identificado: anortita (maior) e hornblenda (Tr)				

2.1. Resultados

A gibbsita está presente em todo o perfil, ocorrendo como mineral predominante, exceto na amostra (W1_AM_12) onde ocorre subordinada à caulinita.

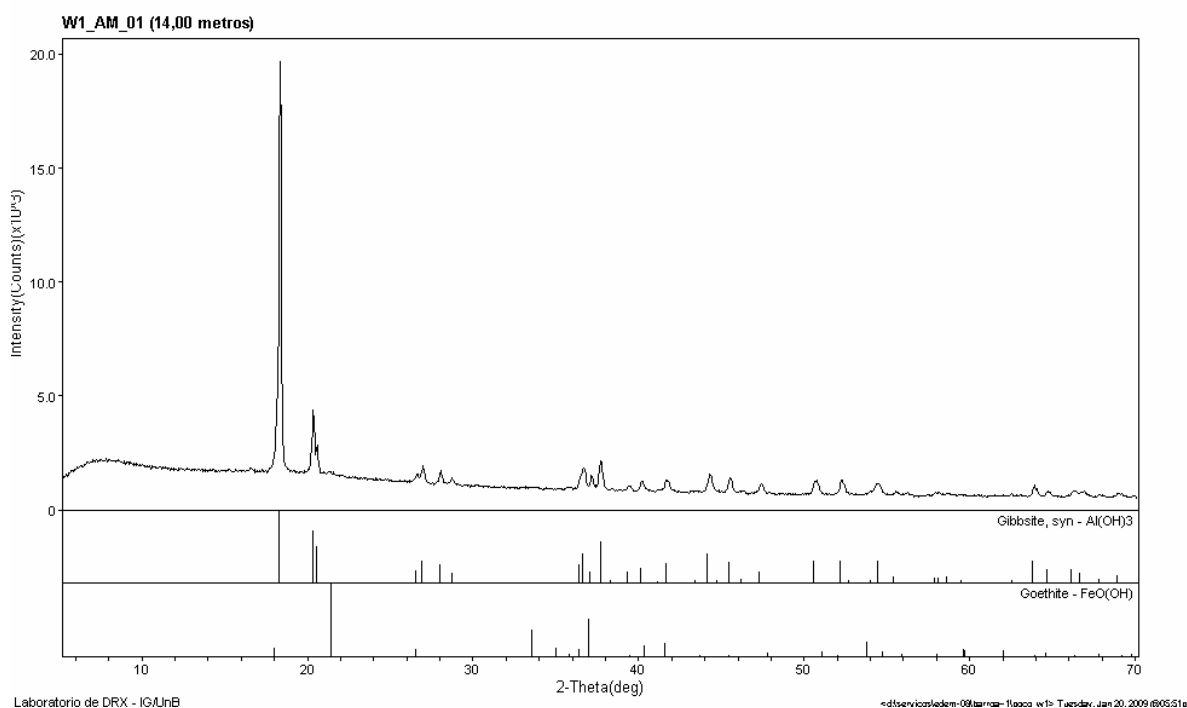
A caulinita ocorre como mineral principal, nas amostras (W1_AM_09 e W1_AM_12). Nas demais amostras onde foi verificada sua presença, ocorre em pequena

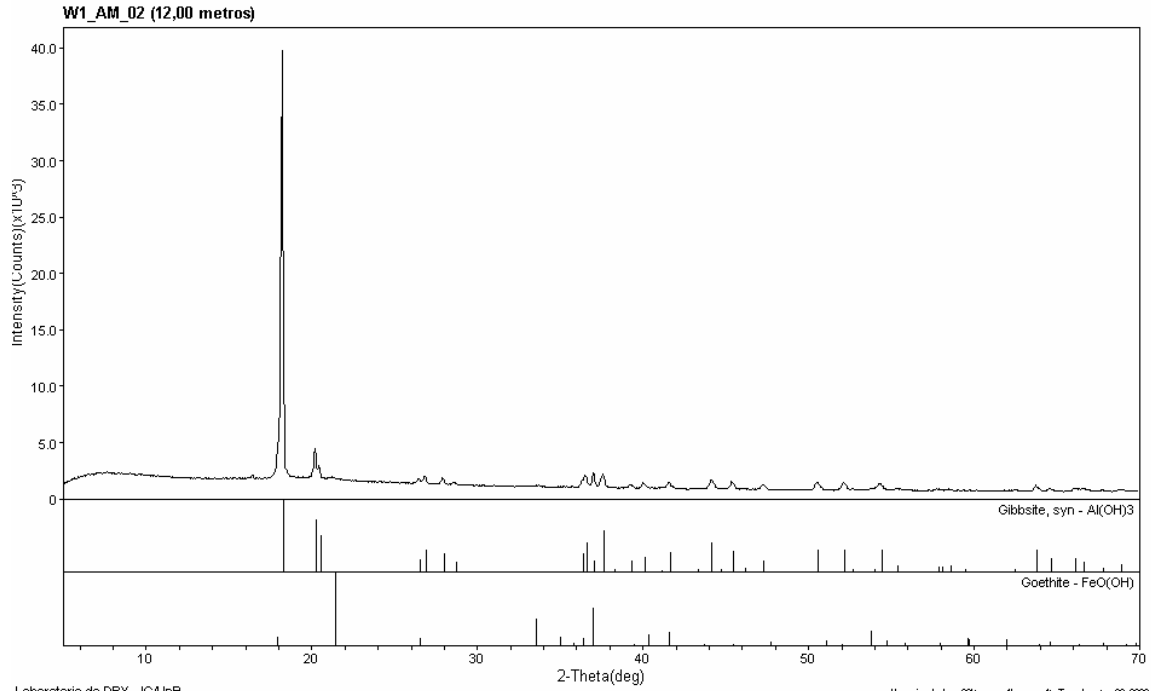
quantidade. Na amostra (W1_AM_03) foi verificado uma reflexão, em 10 Å, o que sugere ser o mineral haloisita, uma espécie de caulinita, hidratada.

Os óxidos (goethita e hematita) estão distribuídos ao longo de todo o perfil, como elementos traços. A goethita ocorre em todos os níveis amostrados. A hematita ocorre apenas em 3 níveis (6,90, 6,40 e 3,40 metros).

Na amostra W1_AM_00 foi realizado a difração da parte não alterada e da bauxita. No anortosito foi identificado apenas anortita (maior) e hornblenda (traço). Na porção alterada foram observados a gibbsita (maior), goethita (traço) e hornblenda (traço), mineral primário preservado na porção bauxítica.

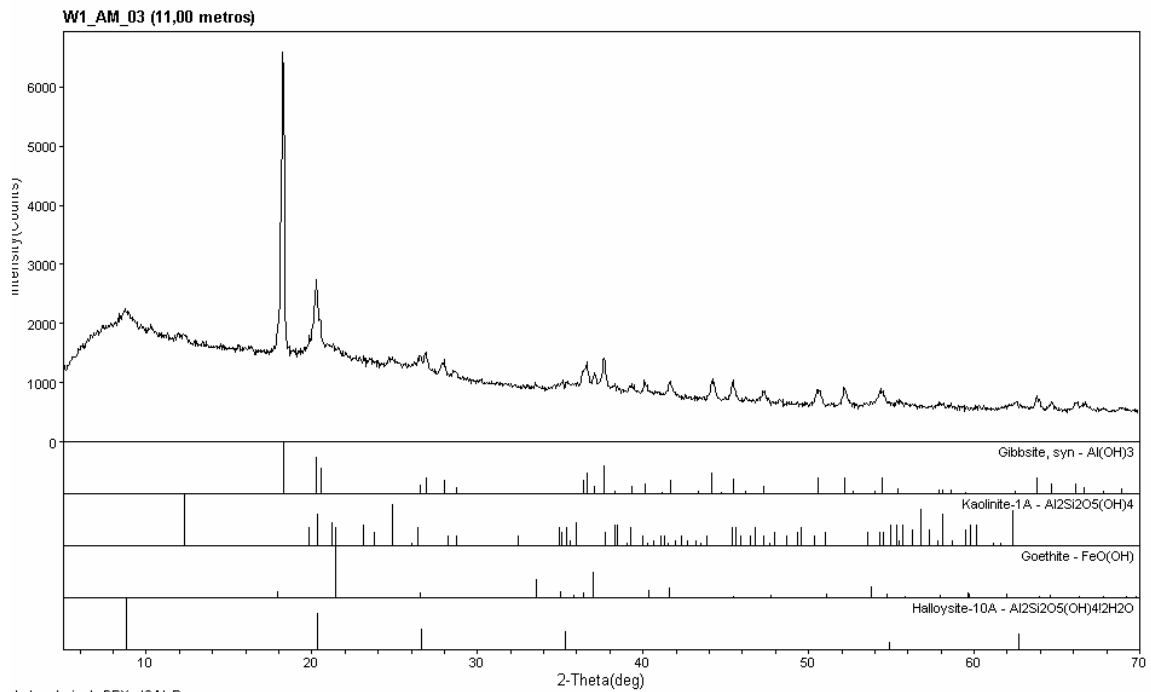
3. DIFRATOGRAMAS





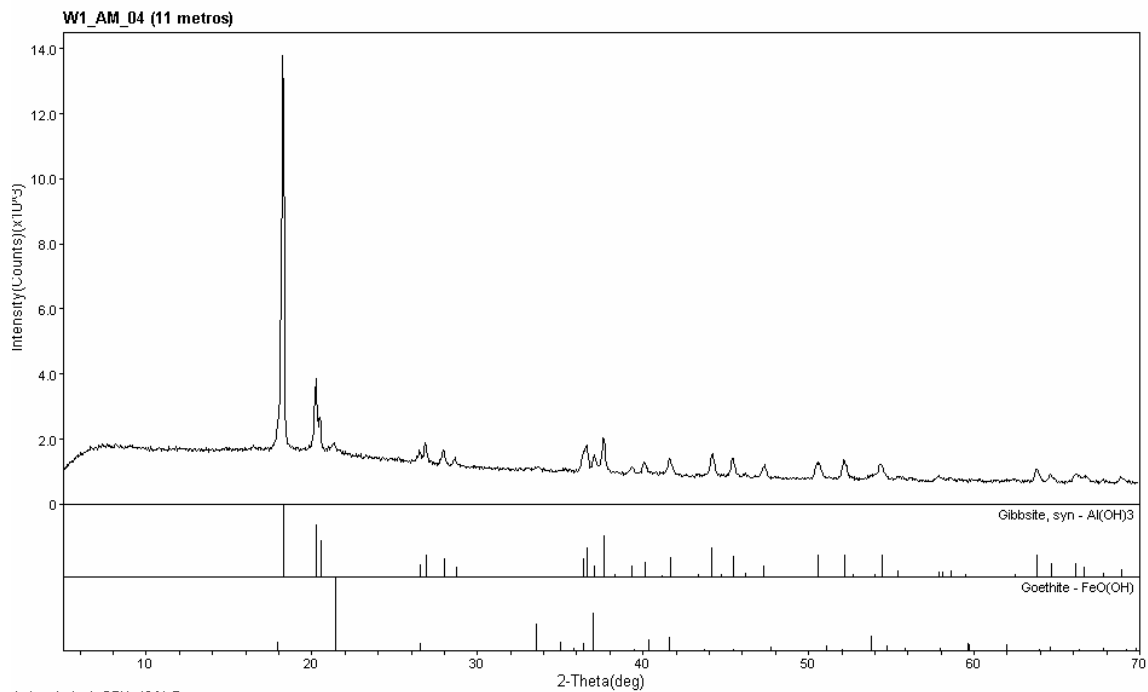
Laboratorio de DRX - IG/UnB

<dfserviciodem-09/abril/2009-11:00:00 w1> Tuesday, Jan 20, 2009 @ 08:10a



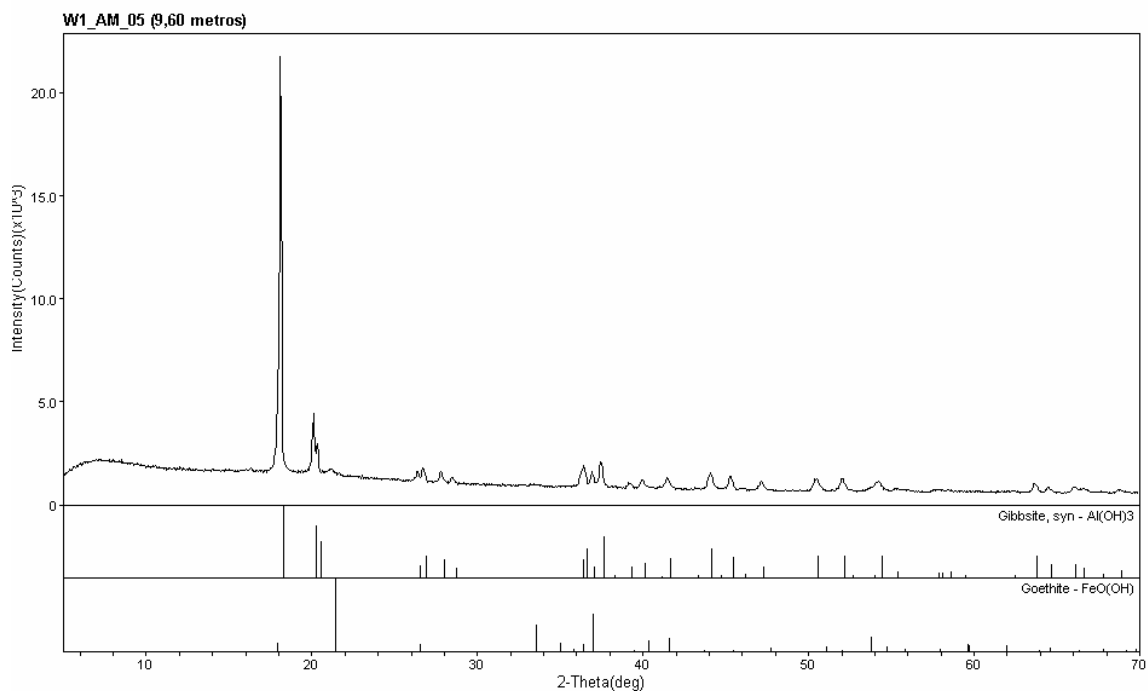
Laboratorio de DRX - IG/UnB

<dfserviciodem-09/abril/2009-11:00:00 w1> Tuesday, Jan 20, 2009 @ 08:22a



Laboratorio de DRX - IG/UnB

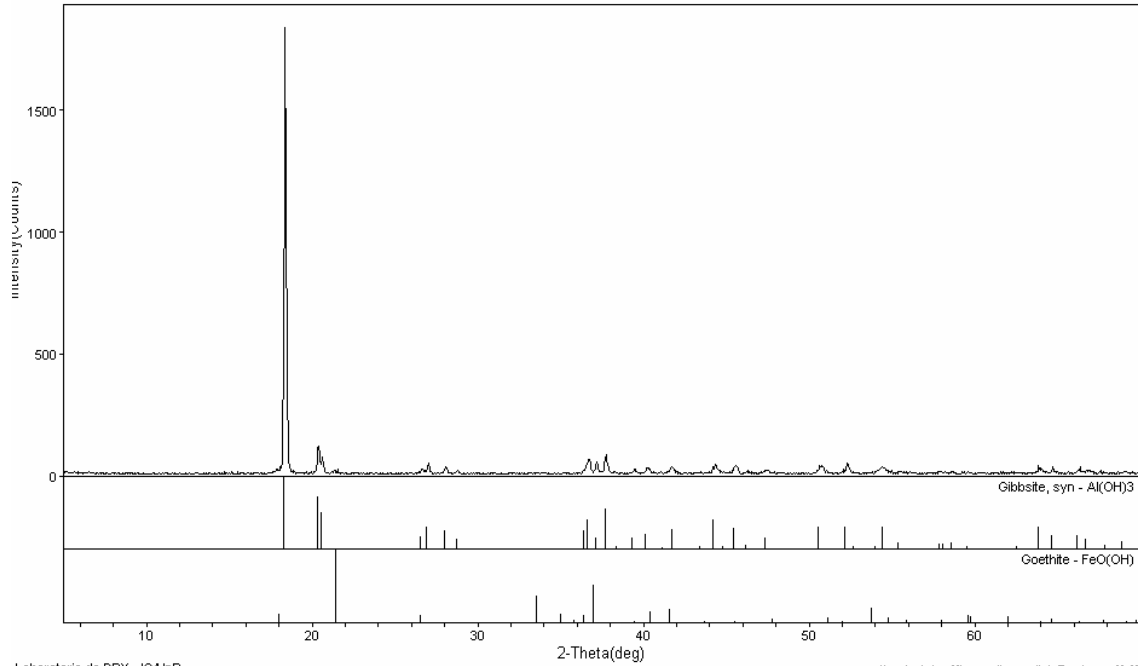
<dfservizosledem-09/tarraz-11aooa wt> Tuesday, Jan 20, 2009 @06:08e



Laboratorio de DRX - IG/UnB

<dfservizosledem-09/tarraz-11aooa wt> Tuesday, Jan 20, 2009 @06:12e

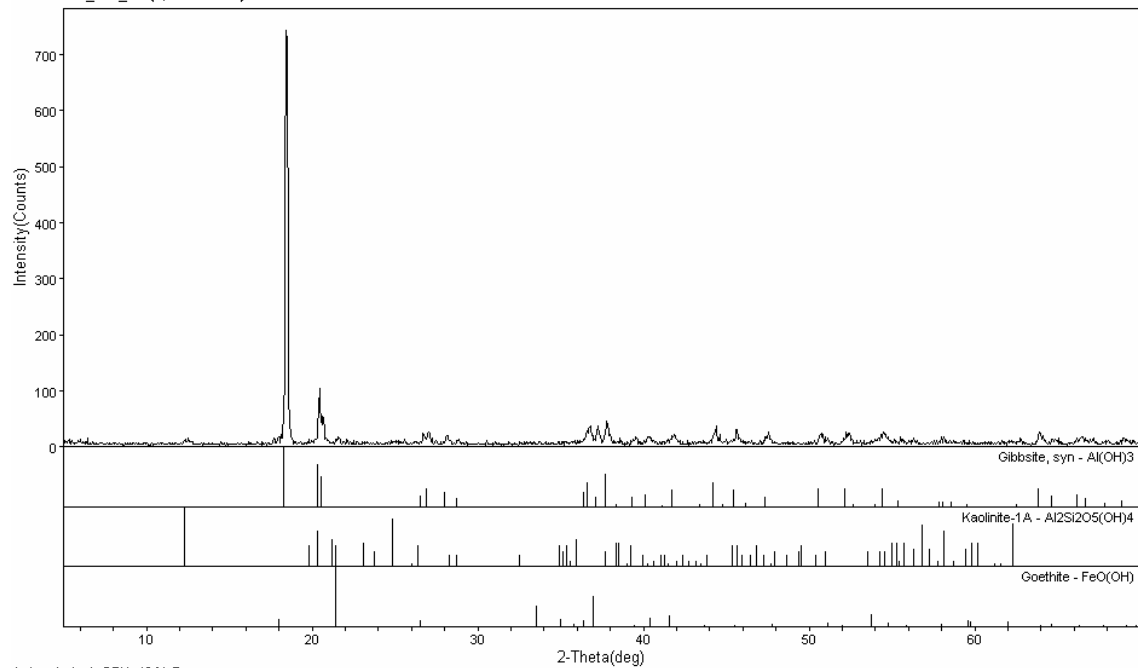
W1_AM_06 (8,80 metros)



Laboratorio de DRX - IG/LnB

<dt>servicioledem-001arraz-11aoca w11nB Tuesday, Jan 20, 2009 @06:16a

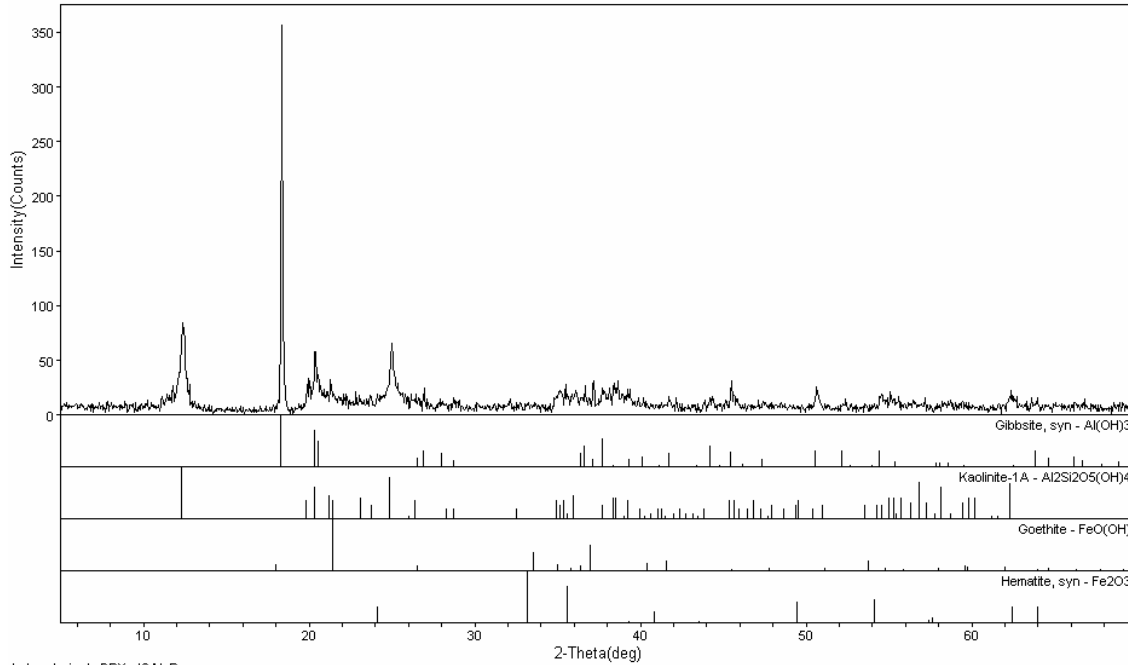
W1_AM_07 (7,50 metros)



Laboratorio de DRX - IG/LnB

<dt>servicioledem-001arraz-11aoca w11nB Tuesday, Jan 20, 2009 @06:17a

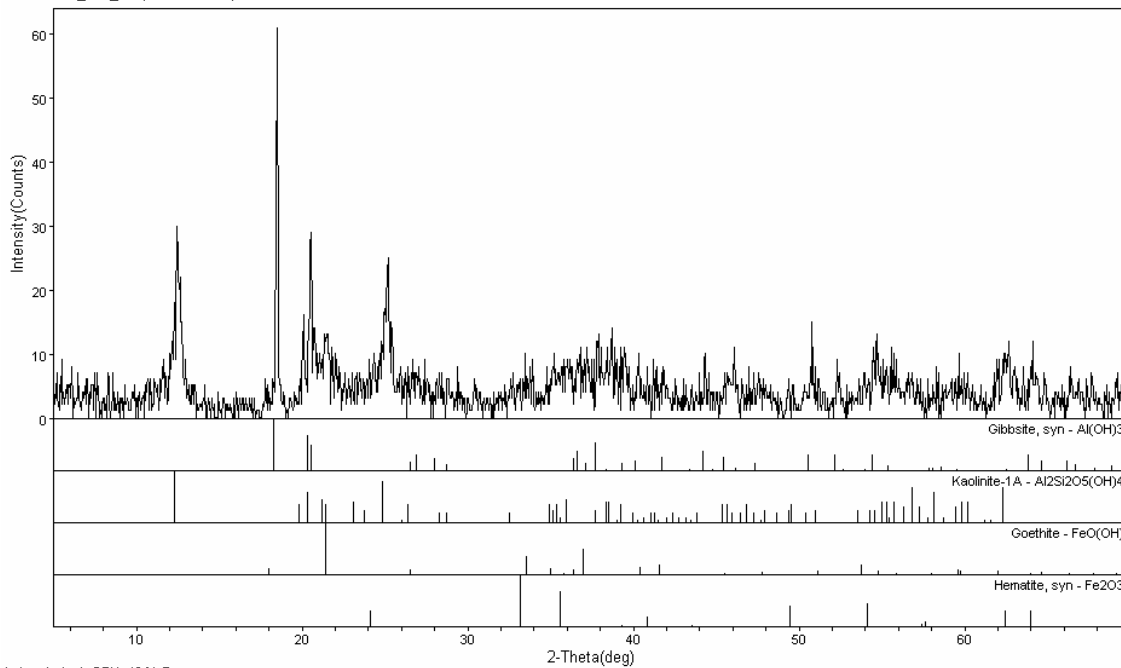
W1_AM_08 (6,90 metros)



Laboratorio de DRX - IG/UnB

rdt:sevicosledem-0812009-11a00a w11v0- Tuesday, Jan 20, 2009 @06:19a

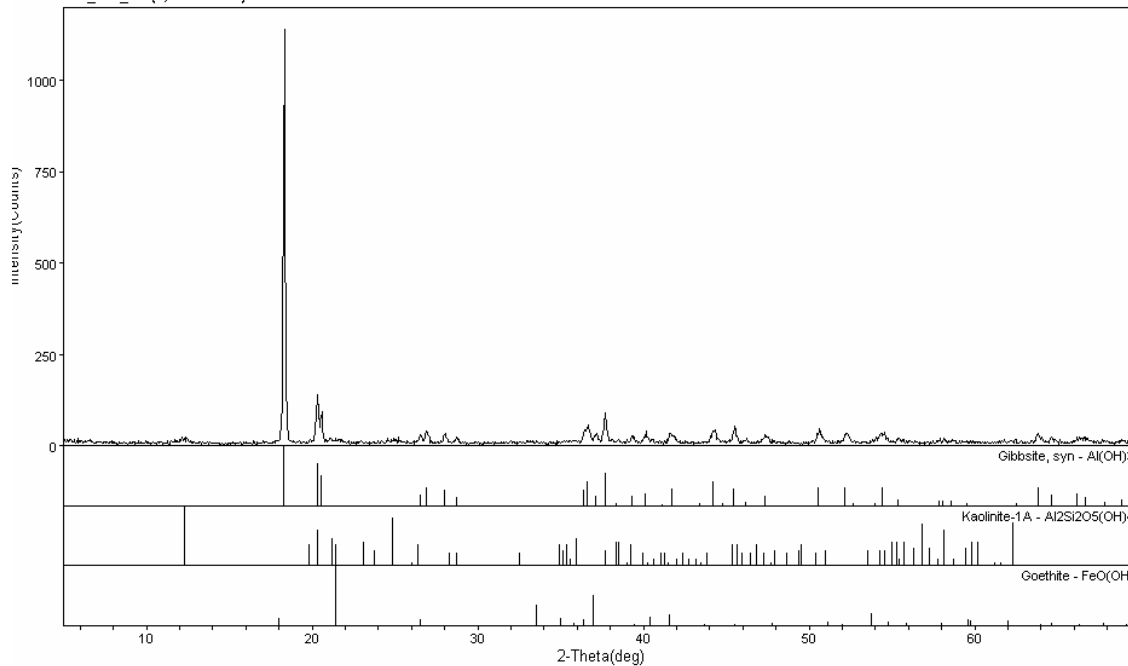
W1_AM_09 (6,40 metros)



Laboratorio de DRX - IG/UnB

rdt:sevicosledem-0812009-11a00a w11v0- Tuesday, Jan 20, 2009 @06:22a

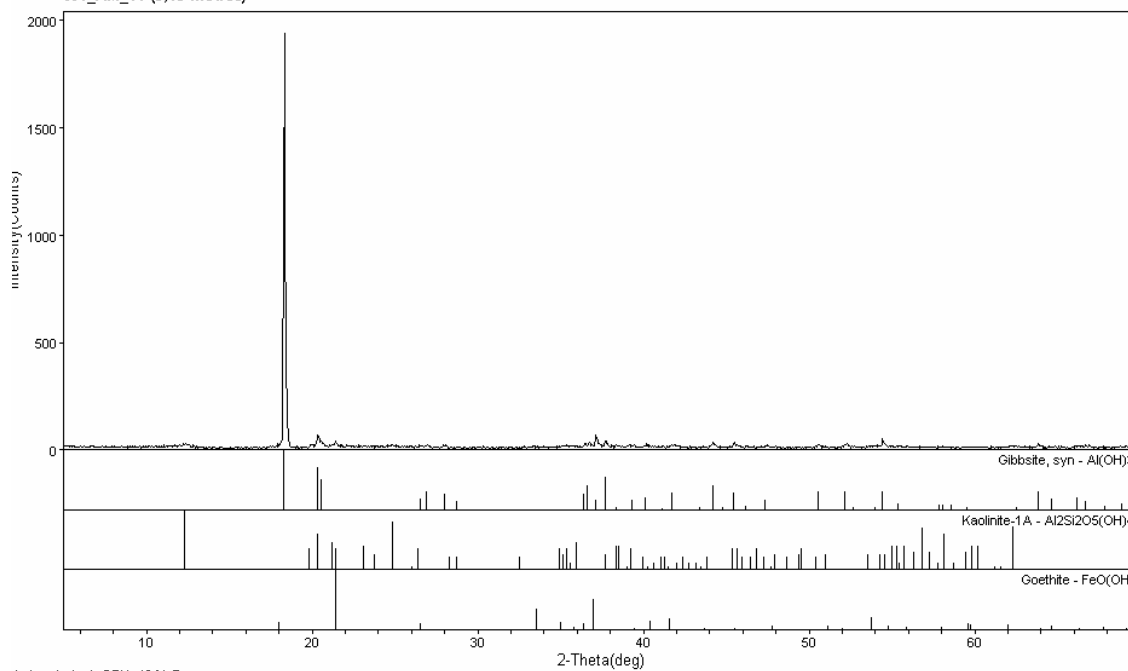
W1_AM_10 (4,90 metros)



Laboratorio de DRX - IG/UnB

rd-services@dem-03@brce-11000-w1v@ Tuesday, Jan 20, 2009 @ 06:23a

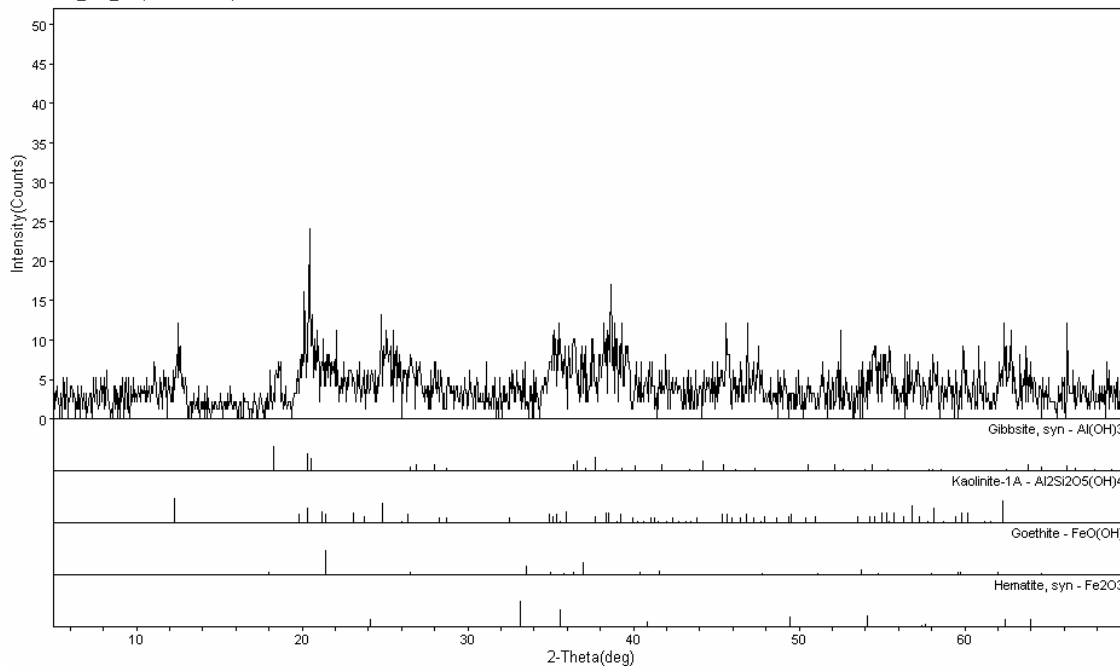
W1_AM_11 (3,40 metros)



Laboratorio de DRX - IG/UnB

rd-services@dem-03@brce-11000-w1v@ Tuesday, Jan 20, 2009 @ 06:25a

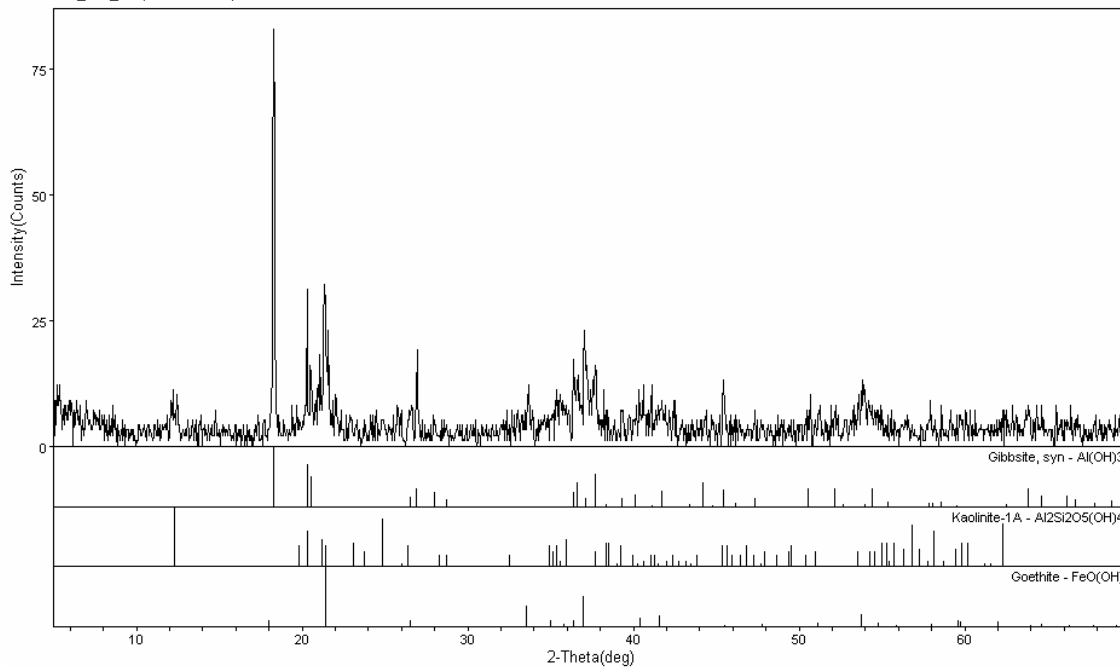
W1_AM_12 (3,40 metros)



Laboratorio de DRX - IG/UnB

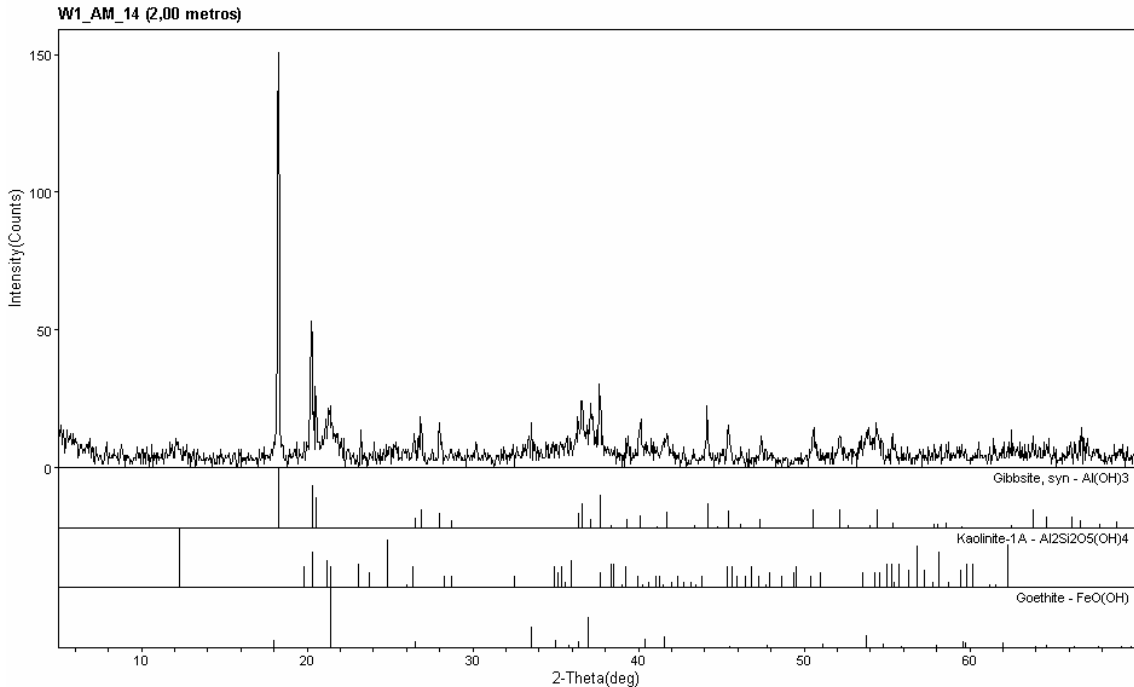
rdt:services/ledem-09/ta/moz-11/taoa w11rd- Tuesday, Jan 20, 2009 @06:26a

W1_AM_13 (2,20 metros)



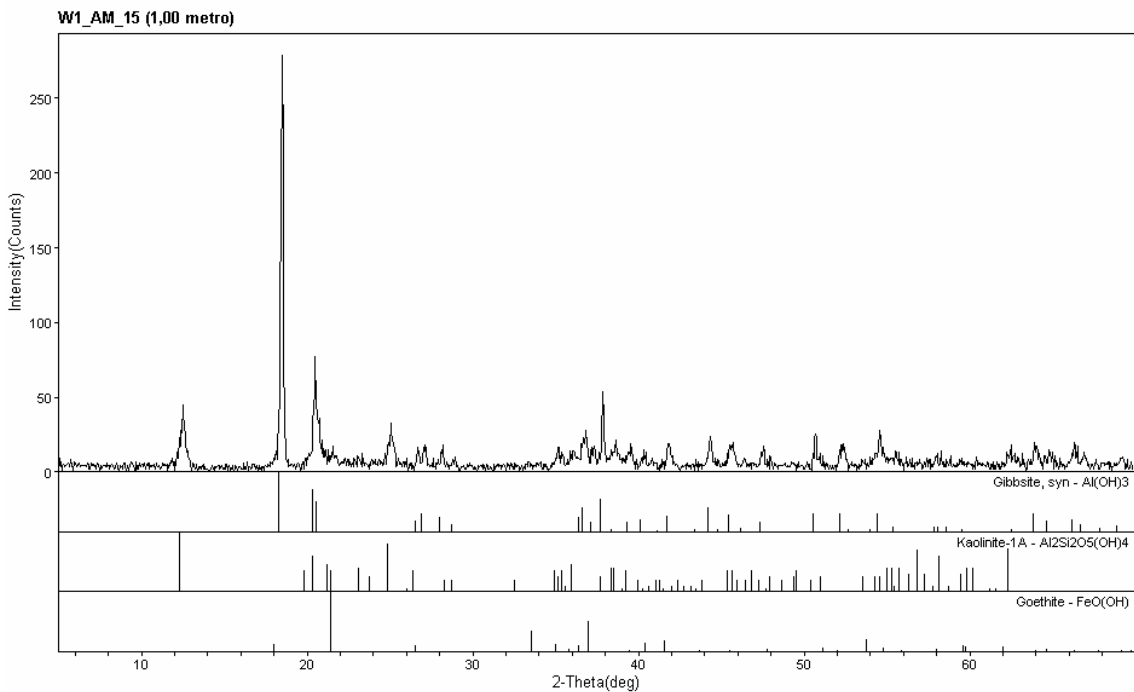
Laboratorio de DRX - IG/UnB

rdt:services/ledem-09/ta/moz-11/taoa w11rd- Tuesday, Jan 20, 2009 @06:26a



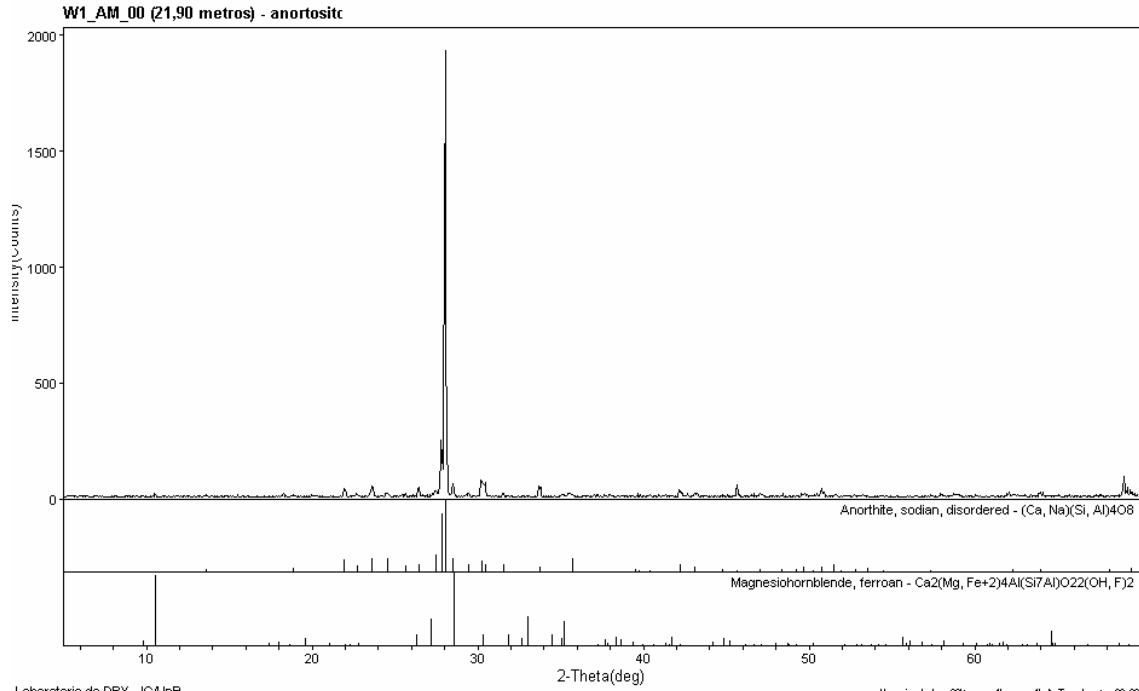
Laboratorio de DRX - IG/UnB

rdtserviciosledem-09/ta/mca-11/mca w11rd- Tuesday, Jan 20, 2009 @06:40a



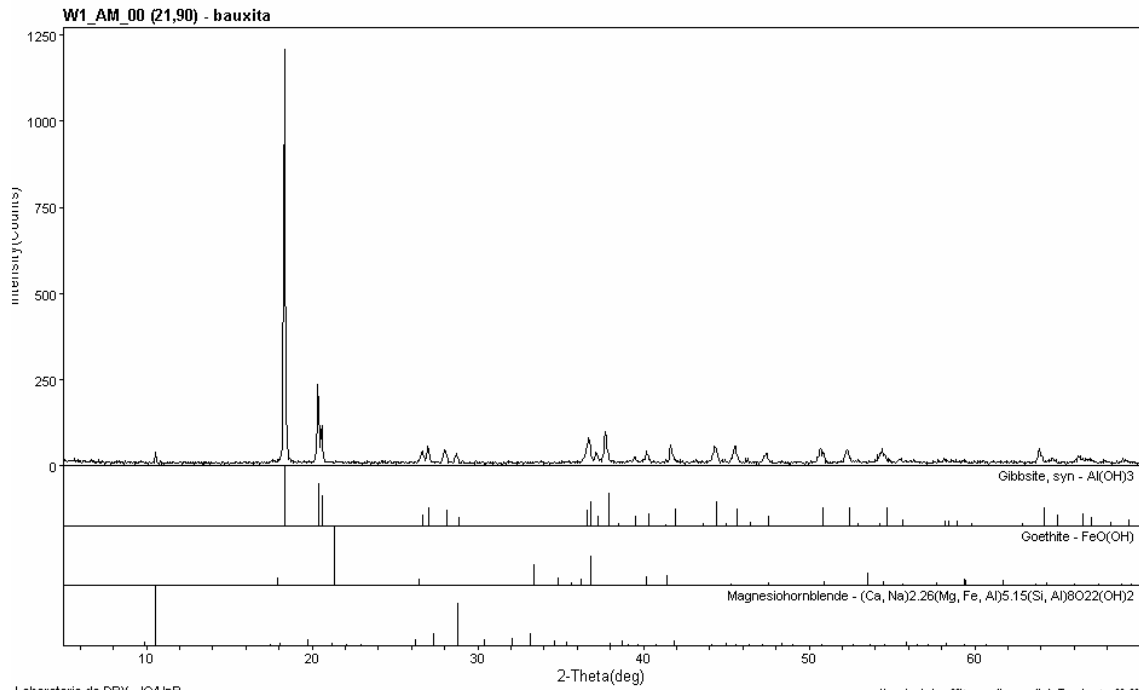
Laboratorio de DRX - IG/UnB

rdtserviciosledem-09/ta/mca-11/mca w11rd- Tuesday, Jan 20, 2009 @06:41a



Laboratorio de DRX - IG/UnB

rd-services@dem-09@brn-11000-w11rd-Tuesdav, Jan 20, 2009 @06:43a



Laboratorio de DRX - IG/UnB

rd-services@dem-09@brn-11000-w11rd-Tuesdav, Jan 20, 2009 @06:43a

