UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A EVOLUÇÃO MINERALÓGICA, MICROMORFOLÓGICA E QUÍMICA
DA BAUXITA E MATERIAIS CORRELATOS DA REGIÃO A NORDES-
TE DE MIRAI, MINAS GERAIS.

Luciana Maria Lopes

Orientador: Prof. Dr. Adilson Carvalho

TESE DE MESTRADO
COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. A. Carvalho</u>	<u>[Signature]</u>
Examinadores:	<u>Dr. E. Ribeiro Filho</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Dr.^a S.M.B. de Oliveira</u>	<u>[Signature]</u>

SÃO PAULO

1987

À minha Mãe,
Irmãos e
Amigos.

Í N D I C E

ÍNDICE DE FIGURAS	iv
ÍNDICE DE QUADROS	vi
ÍNDICE DE TABELAS	vii
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS	viii
AGRADECIMENTOS	x
RESUMO	xi
ABSTRACT	xiv
CAPÍTULO I - ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO	1
1. INTRODUÇÃO	1
2. ÁREA DE ESTUDO	2
2.1. Localização	2
2.2. Geologia	2
2.3. Os Domínios Morfoestruturais	5
2.4. Clima, Solos e Vegetação	6
CAPÍTULO II - MATERIAIS E MÉTODOS	8
1. METODOLOGIA DE CAMPO	8
2. OS MATERIAIS; TIPOS, NOMENCLATURA E CRITÉRIOS DE <u>DIVISÃO</u> ADOTADOS	10
3. METODOLOGIA DE LABORATÓRIO	15
3.1. Análise Granulométrica	15
3.2. Separação dos Minerais Pesados	17
3.3. Densidade Aparente	17
3.4. Análise Mineralógica por Difração de Raios-X.	18
3.5. Análise Micromorfológica	19
3.6. Análises Químicas	20
3.7. Análise Estatística	20
CAPÍTULO III - A CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA, MINERALÓGICA E MICROMORFOLÓGICA DOS <u>MATERIAIS</u>	21
1. AS ROCHAS PARENTAIS	21

2. OS FÁCIES DE ALTERAÇÃO	24
2.1. A Isalterita	24
2.1.1. Fácies Rocha Alterada	29
2.1.2. Fácies mais Resistente	31
2.2. A Bauxita	35
2.2.1. Bauxita Isalterítica	36
2.2.2. Bauxita Aloterítica	38
2.2.3. Bauxita Pedoturbada	39
3. AS FILIAÇÕES MINERALÓGICAS	41
4. FÁCIES COLUVIONAR; UMA DESCONTINUIDADE	43
5. TRAÇOS EVOLUTIVOS GERAIS DA BAUXITA E ISALTERITA, IN TERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO	44
CAPÍTULO IV - A QUÍMICA DOS MATERIAIS	53
1. GENERALIDADES	53
2. A DISTRIBUIÇÃO DOS ÓXIDOS DOS PRINCIPAIS ELEMENTOS E AS RAZÕES QUÍMICAS NA BAUXITA E ISALTERITA	55
2.1. A Distribuição do Al_2O_3 , Fe_2O_3 ; SiO_2 e TiO_2	55
2.2. A Razão SiO_2/Al_2O_3	60
2.3. A Razão Fe_2O_3/Al_2O_3	60
2.4. Diagrama Triangular	63
2.5. Correlações	65
2.6. Conclusão	75
2.7. Quadro Comparativo	77
CAPÍTULO V - A GÊNESE DA BAUXITA E ISALTERITA EM INTE- RAÇÃO COM A PAISAGEM	79
1. A EVOLUÇÃO DAS ALTERITAS NO MODELADO	79
2. AS DIFERENCIAÇÕES DOS FÁCIES ALTERÍTICOS NAS TOPOSSE- QUÊNCIAS.	82
2.1. As Alteritas nas Topossequências	82
2.2. A Contraposição dos Fatores Rocha-Topografia na Formação da Bauxita	84
2.3. Fácies Coluvionar; Uma Descontinuidade	85
3. MORFOLOGIA E TECTÔNICA	86
4. UM MODELO DE PROSPECÇÃO	86
5. O CONTEXTO REGIONAL DE OCORRÊNCIA DA BAUXITA	87
CAPÍTULO VI - CONSIDERAÇÕES FINAIS	89

FOTOMICROGRAFIAS	92
BIBLIOGRAFIA	102
APENDICE; TABELAS DOS DADOS QUÍMICOS	110

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1	- Localização da área de estudo	3
FIGURA 2	- As toposseqüências N-S e W-E vistas em plan- ta (2.a) e em perfil (2.b; N-S)(2.c; W-E) .	9
FIGURA 3.a	- O posicionamento da bauxita e isalterita na toposseqüência W-E	13
FIGURA 3.b	- O posicionamento da bauxita e isalterita na toposseqüência N-S	14
FIGURA 4	- Fluxograma dos trabalhos de laboratório . .	16
FIGURA 5	- A variação textural e mineralógica das ro- chas sãs vistas ao microscópio	21
FIGURA 6	- Esquema de um perfil de alteração localiza- do no topo, mostrando a distribuição e as características gerais dos vários fácies .	25
FIGURA 7.a	- A distribuição mineralógica semi-quantitati- va na isalterita (perfis 146, 148 e 152; ver- tente e baixada leste)	27
FIGURA 7.b	- A distribuição mineralógica semi-quantitati- va na isalterita (perfis 1987 e 134) e no colúvio (perfil 132); vertente e baixada sul	28
FIGURA 8	- Aspectos microscópicos da organização e na- tureza mineralógica dos diferentes fácies de alteração de um perfil esquemático do to- po	30
FIGURA 9	- Esquema das pseudomorfoses minerais típicas presentes na bauxita e isalterita (fácies mais resistente)	33
FIGURA 10	- A distribuição mineralógica semi-quantitati- va na bauxita	37
FIGURA 11	- As filiações mineralógicas nos diferentes fã- ceis de alteração	42
FIGURA 12	- Aspectos evolutivos da bauxita aloterítica.	50
FIGURA 13.a	- A distribuição do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 e TiO_2 na bauxita (perfis mineralizados; 136; 145, 1944 e 131)	56

FIGURA 13.b	- A distribuição do Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; SiO_2 e TiO_2 nos perfis estêreis (isalterita: 146, 148 e 152; 1987 e 134); (coluvionar: 132)	57
FIGURA 14.a	- As razões SiO_2/Al_2O_3 e Al_2O_3/Fe_2O_3 na bauxita (perfis mineralizados: 136, 145, 1944 e 131)	61
FIGURA 14.b	- As razões SiO_2/Al_2O_3 e Al_2O_3/Fe_2O_3 nos perfis estêreis (isalterita: 146, 148 e 152; 1987 e 134) (coluvionar: 132)	62
FIGURA 15	- No diagrama triangular, uma visão de conjunto da distribuição dos perfis mineralizados (bauxita) e estêreis (isalterita e colúvio). A bauxita ($> 40\% Al_2O_3$) apresenta teores recalculados $\geq 60\%$)	64
FIGURA 16	- Diagrama de correlação - H_2O^+ x SiO_2 para os principais óxidos	66
FIGURA 17	- Diagrama de correlação Al_2O_3 x H_2O^+	68
FIGURA 18	- Diagrama de correlação Al_2O_3 x SiO_2	68
FIGURA 19	- Diagrama de Correlação: a. Fe_2O_3/TiO_2 ; b. Fe_2O_3/V_2O_3 ; c. TiO_2/V_2O_5	69
FIGURA 20	- Evolução esquemática dos diferentes fácies de alteração na paisagem	80

ÍNDICE DE QUADROS

QUADRO 1	- As características morfológicas, físicas e mineralógicas dos fragmentos da bauxita e isalterita	40
QUADRO 2	- Os processos de formação dos diferentes fácies de alteração e seus minerais secundários	52
QUADRO 3	- Comparação dos teores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e SiO_2 entre bauxitas evoluídas de rochas diversas.	78

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1 - Composição química média de rochas do fácies granulito	54
---	----

INDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

FOTOMICROGRAFIA	1 - Porfiroclastos de ortoclásio micro-pertítico tensionados e fraturados (O) ressaltando-se em meio à matriz quartzo-feldspática. Porfiroclasto de hiperstênio (H). Luz polarizada	93
FOTOMICROGRAFIA	2 - Porfiroclasto de hiperstênio (H) em meio ao mosaico quartzo-feldspático. Cristais de plagioclásio (P) e quartzo (Q). Notar a redução de granulometria nos bordos do porfiroclasto de hiperstênio. Luz polarizada. . .	93
FOTOMICROGRAFIA	3 - A variação mineralógica de um leito máfico com biotita (B), hornblenda (Ho) e hiperstênio (H). Luz polarizada.	94
FOTOMICROGRAFIA	4 - Lentes monominerálicas de quartzo (Q) que separam mosaicos granoblásticos de composição quartzo-feldspática. Luz polarizada	94
FOTOMICROGRAFIA	5 - Pseudomorfose de gibbsita (G) a partir do feldspato. Notar a estrutura porosa tipo "box-work" com vazios (V) em parte preenchidos por goethita (Go). Luz polarizada. Isalterita e bauxita isalterítica	95
FOTOMICROGRAFIA	6 - Pseudomorfose de gibbsita (G) a partir do feldspato potássico. Notar os planos de clivagem ortogonais traçados pela goethita (Go) e a cristalização da gibbsita de maneira perpendicular às paredes goethíticas. Vazios (V). Luz polarizada. Isalterita e bauxita isalterítica	95
FOTOMICROGRAFIA	7 - Litorelíquia de hiperstênio ferruginizado, com seus planos de fraqueza preenchidos por goethita acicular. Os poros delimitados pelas paredes goethíticas acham-se preenchidos por gibbsita de acumulação absoluta (G). Luz polarizada. Isalterita e bauxita isalterítica	96
FOTOMICROGRAFIA	8 - Planos de clivagem oblíquos de hornblenda preservados pela presença de goethita (Go). Os espaços entre os	

	mesmos acham-se preenchidos por gibbsita de acumulação absoluta (G). Luz polarizada. Isalterita e bauxita isalterítica	96
FOTOMICROGRAFIA 9.a	- Palhetas sanfonadas de caolinita (C) com seus contatos sublinhados por goethita. Luz polarizada. Isalterita e bauxita isalterítica	97
FOTOMICROGRAFIA 9.b	- Palhetas sanfonadas de caolinita com seus contatos sublinhados por goethita (Go). Luz natural. Isalterita e bauxita isalterítica	97
FOTOMICROGRAFIA 10	- Lentes discóides de quartzo (Q) e palhetas de caolinita (C). Luz polarizada. Isalterita	98
FOTOMICROGRAFIA 11	- Golfos de dissolução e fraturas no quartzo (Q) invadidos por gibbsita. Luz polarizada. Bauxita isalterítica	98
FOTOMICROGRAFIA 12.a	- Ferri-gibbsitan complexo zonado. Notar a cristalização da gibbsita (G) de maneira perpendicular à parede do vazio (V) parcialmente preenchido por goethita (Go). Cristal de quartzo com sinais de dissolução (Q). Luz polarizada. Bauxita aloterítica.	99
FOTOMICROGRAFIA 12.b	- Ferri-gibbsitan complexo zonado. Notar a goethita (Go) e as películas incolores de gibbsita (G). Luz natural. Bauxita aloterítica.	99
FOTOMICROGRAFIA 13	- Ferri-gibbsitan complexo zonado e papule (P). Luz polarizada. Bauxita aloterítica	100
FOTOMICROGRAFIA 14	- Porções do cristaliplasma gibbsítico (G), cristais de quartzo (Q) e de máficos ferruginizados (MF) envolvidos e isolados por material ferruginoso (hematita essencial). Vazios (V). Luz polarizada. Bauxita pedoturbada	100
FOTOMICROGRAFIA 15	- Fragmentos angulosos de quartzo (Q) imersos num cristaliplasma essencialmente caolinítico (C). Luz polarizada. Colúvio	101
FOTOMICROGRAFIA 16	- Palhetas ferruginizadas de caolinita (C) com agulhas de rutilo (R) incluídas. Luz natural	101

AGRADECIMENTOS

Findo este trabalho, quantas pessoas e entidades que ro agradecer pelo quanto contribuíram, de uma forma ou de outra, para a sua execução.

A Universidade Federal de Viçosa, por intermédio do Departamento de Solos, pela oportunidade de realizar este curso.

A "Companhia Brasileira de Alumínio"-CBA, que concedeu a área para estudo, facilitando idas ao campo, a reabertura de poços e o acesso a dados. Ao geólogo Adalberto Barletta Fonseca, da CBA de Cataguases, por seu auxílio pronto e disposto nos trabalhos de campo efetuados.

Aos pesquisadores da Universidade de Hamburgo, RFA, em conjunto com aqueles do IG-USP, integrantes do projeto "Lateritas", que propiciou a confecção das análises químicas, obtidas por intermédio do Prof. Dr. Adilson Carvalho.

Ao Prof. Dr. Adilson Carvalho, pela ajuda, assistência e apoio na execução deste trabalho, e ainda pelas seguidas leituras e sugestões ao texto da tese.

A Profa. Dra. Sonia Maria Barros de Oliveira, por ter possibilitado o tratamento estatístico dos dados de análise química, pelo auxílio na interpretação dos mesmos, pelo auxílio na obtenção de bibliografia abrangente, pela participação nos trabalhos de densidade aparente e difratometria, e pela gratificante atenção, apoio e sugestões. Outrossim, por sua delicada, feliz e generosa amizade.

Ao Prof. Dr. Bruno Boulangê, pela assistência nos trabalhos de microscopia, e pelas valiosas sugestões e acréscimos nas interpretações aqui feitas.

Ao Prof. Dr. Roy, da UNICAMP, pelo tratamento estatístico dos dados de análise química.

Ao Prof. Sílvio Vlach, pelo auxílio na confecção de gráficos ao microcomputador.

Ao Prof. Dr. Jean Delvigne, pelos ensinamentos de Microscopia Ótica e por sua gentileza.

A Profa. Dra. Maria Cristina Toledo-Groke e à Ana Maria V.C. Clérici, pela feliz e gratificante amizade, companheirismo, generosidade, encorajamento e apoio inestimáveis, ajudando-me a prosseguir com alegria.

À Maria Teresa Nóbrega, sempre presente com seu apoio,
à Maria José, César, Angélica, Joel, Sandra, Rosa, Inês, Juracy,
Nena, Sílvio, Gergelim e Murilo, pelo convívio amigo e enriquecedor.

As secretárias do Departamento de Geologia Geral, Ní-cia e Rosana, pela simpatia com que sempre me atenderam.

Na Universidade Federal de Viçosa, MG, Departamento de Solos, à Profa. Cristine C. Muggler, pela amizade, apoio e salutar convívio no trabalho.

Aos colegas Profs. Drs. Sêrvulo B. de Rezende, Mauro Resende e Livando Marciano da Costa, pela amizade e apoio.

Ao Prof. Dr. Geraldo Cintra, do Departamento de Letras, pela ajuda e enorme simpatia.

À Geóloga Antônia Cavaliere pela amizade, ajuda e alegria de viver.

Finalmente, à minha mãe, Dna. Eva, doce amiga, aos meus queridos irmãos e às Tias Lenza, por seu permanente apoio e encorajamento.

RESUMO

Os depósitos de bauxita da região de Miraf, MG, inserem-se entre aqueles que compõem um extenso cinturão aluminoso que se inicia a sudoeste de Cataguases, Minas Gerais, estendendo-se até o nordeste deste estado.

Os depósitos da faixa em questão constituem-se na primeira grande reserva brasileira de minério de alumínio desenvolvida sobre uma variedade de rochas metamórficas de alto grau (gnais-ses e granulitos) variadamente catacladas pré-Cambrianas integrantes do "Complexo Juiz de Fora).

Desde que a área pesquisada insere-se numa faixa nordeste de morros meia-laranja em cujos topos ocorre sistematicamente a bauxita, decidiu-se pelo estudo de um morro-tipo representativo de seu padrão de ocorrência. No morro escolhido, optou-se pelo estudo de toposseqüências, desde que ao longo das mesmas tem-se demonstrado haver diferenciação nos fenômenos de alteração.

A bauxita apresenta-se como fragmentos róseos e avermelhados em sua maioria com estrutura gnáissica conservada, com densidade aparente variando de 1.6 a 2.0 e teores médios de Al_2O_3 da ordem de 42%.

Sua mineralogia consta essencialmente de gibbsita e goethita, hematita e quantidades subordinadas de quartzo e caolinita.

Tanto na bauxita isalterítica como na isalterita estéril que prevalece nas encostas e baixadas, a estrutura gnáissica foi conservada. São notáveis as pseudomorfoses de gibbsita a partir dos feldspatos, de goethita a partir dos piroxênios e anfibólios e de caolinita derivada da biotita. Na bauxita, a caolinita sofreu uma dessilicificação, ao passo que o quartzo foi em parte dissolvido, o que elevou relativamente os teores de alumínio. Tanto a bauxita isalterítica como a isalterita formaram-se por alitização direta da rocha.

Constatou-se, na bauxita, a presença de uma camada na qual houve um expressivo aporte de material iluvionar, propiciando a formação de numerosos cutans do tipo ferri-argilans. Em tal nível houve uma perda das estruturas gerando a bauxita aloterítica, que não demonstra mais sua derivação gnáissica, tendo se formado por alitização indireta da rocha.

A formação da bauxita deu-se de forma sistemática nos topos e encostas superiores dos morros meia-laranja que compõe o relevo da área. Para que tal ocorresse a topografia e, conseqüentemente, a drenagem, desempenharam papel decisivo, desde que suplantaram a variada natureza das rochas parentais bandadas e foliadas, convertendo-as num produto final com teores similares de Al_2O_3 . No entanto, o caráter máfico de determinados níveis parentais conferiu, à bauxita deles derivada, teores médios de Fe_2O_3 da ordem de 18%.

Assim sendo, nos topos e encostas superiores formaram-se crostas aluminosas e alumino-ferruginosas (minério) que chegam a ter 8 m de espessura, ao passo que na encostas e baixadas prevalece material mais argiloso e/ou areno-argiloso (estéril).

Na evolução da bauxita no tempo as condições de alteração variaram, gerando perfis polifásicos com bauxita isalterítica (de estrutura conservada) e aloterítica (sem preservação das estruturas). A tendência da fase atual de alteração é o da monossilicificação.

Ressalta-se a interessante associação da área bauxitizada com movimentos tectônicos recentes (Terciários) e com a ulterior incisão dos rios Pomba e Muriaé que, dissecando seus cursos, erodiram parte da bauxita, ausente nos vales dos rios supramencionados. Afastando-se dos mesmos, ressurgem as áreas bauxitizadas.

ABSTRACT

The bauxite deposits in the Miraf region, Minas Gerais, Brazil, are among those that constitute a long aluminum belt beginning southwest of Cataguases and stretching into the northeast of Minas Gerais State.

The above mentioned deposits constitute Brazil's major reserve of aluminum ore evolved from a variety of pre-Cambrian cataclased high grade metamorphic rocks (gneiss and granulites) with integrate the Juiz de Fora Complex.

The study area is located in a northeastern strip of "half-oranges" hills which are systematically topped by bauxite. It was therefore decided to study a model hill representative of this pattern of occurrence.

Toposequences have been studied along the selected hill, since generally evidences in different alteration phenomena have been shown following differences in topography.

The bauxite appears in the form of rose-colored or reddish fragments generally preserving gneissic structure, with bulk density between 1.6 to 2.0 and average content of Al_2O_3 around 42%.

The mineralogy of bauxite consists essentially of gibbsite and goethite, hematite and subordinate quantities of quartz and kaolinite.

Gneissic structure has been preserved both in isalterite bauxite and in the sterile isalteritic which predominates along hillsides.

The pseudomorphic textures of gibbsite from feldspars, of goethite from pyroxenes and amphiboles, and of Kaolinite from biotite are remarkable. In bauxite, kaolinite suffered dessilici-

fication, while quartz was partly dissolved, resulting in relatively high aluminum content. Both isalteritic bauxite and isalterite were formed through direct alitization of the rock.

In the bauxite has been detected a layer where a considerable quantity of illuvial material has been accumulated, causing the formation of numerous ferri-argillic cutans. In this layer, the structure has been destroyed generating aloteritic bauxite, which no longer shows his gneissic derivation, having been formed by indirect alitization of the rock.

The formation of bauxite took place systematically on the tops and upper slopes of the "half-orange" hills that make up the local relief. In order for that to have occurred, topography and, consequently, drainage have played a decisive role, since they have supplanted the diverse nature of banded and foliated parent rocks, converting them into a final product with similar Al_2O_3 content. However, the mafic character of certain parent levels caused the derived bauxite to present average Fe_2O_3 content around 18%.

Any how, on tops and upper - slopes aluminous and alumino-ferruginous (ore) crusts have formed with a thickness of as much as 8 meters, while on slopes and on lower areas more argillous and/or areno-argillous (sterile) material prevails.

During the evolution of bauxite conditions of alteration have changed, forming polyphasic profiles with isalteritic bauxite (with preserved structure) and aloteritic bauxite (without structure preservation). The present alteration phase tends towards monossialitization.

It is pointed out the interesting association of the bauxitized area with recent (Tertiary) tectonic movements.

The later incision of Pomba and Muriaē rivers eroded away part of the bauxite which any way reappears along the valleys sides.

CAPÍTULO I

ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

1. INTRODUÇÃO

A bauxita constitui-se na principal fonte de alumínio para a indústria do mesmo, que consome cerca de 90% do minério extraído, o restante sendo usado em diferentes tipos de refratários, abrasivos e produtos químicos.

No Brasil, os maiores depósitos de bauxita encontram-se na Amazônia e em Poços de Caldas, MG. Os primeiros formaram-se a partir de sedimentos Terciários, enquanto os segundos evoluíram de rochas alcalinas mesozóicas.

Os depósitos que incluem os de Miraf-MG, área deste trabalho, constituem-se na primeira grande reserva brasileira de minério de alumínio desenvolvida sobre rochas metamórficas pré-cambrianas de alto grau (gnaisses e granulitos).

O cinturão bauxítico em questão inicia-se em São João Nepomuceno-MG, a sudoeste de Cataguases, e se prolonga até Espera Feliz-MG, segundo um retângulo oblíquo de direção nordeste, com interrupções que ocorrem principalmente nos vales dos rios Pomba e Muriaé.

A "Companhia Brasileira de Alumínio" (CBA), detentora de grande parte da área mineralizada, perfurou na pesquisa do mesmo 67.000 poços com uma média de 4.43 m de profundidade, o que resultou em cerca de 300.000 m perfurados em seis anos de trabalho pioneiro na área.

Dada a situação geográfica privilegiada das jazidas de alumínio da faixa de Miraf, próximas a grandes centros industriais, e à sua possança em minério, a perspectiva é de que em futuro-próximo transformem-se na principal área supridora do alumínio consumido no sudeste e demais regiões.

Características notáveis da bauxita de Miraf são as de sua evolução a partir de uma variedade de tipos de rochas metamórficas e sua ocorrência sistemática nos topos de morros meia-laranja.

No contexto do acima apresentado, objetiva-se neste trabalho a caracterização morfológica, mineralógica e micromorfológica da bauxita e materiais correlatos e o estudo de sua evolução e gênese.

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1. Localização

A área de estudo localiza-se a cerca de 24 km a nordeste da cidade de Miraf-MG, na região conhecida como "Zona da Mata". O município mais influente da região é o de Cataguases, MG, situado a sudoeste da área, no vale do rio Pomba, que se junta ao rio Paraíba do Sul, no vizinho estado do Rio de Janeiro (figura 1). As coordenadas da área de estudo são: $42^{\circ}53'$ de longitude oeste e $21^{\circ}01'$ de latitude sul.

2.2. Geologia

Do ponto de vista da geologia regional, a região de estudo faz parte do "Complexo Juiz de Fora", que integra o "Cinturão Dobrado Paraíba do Sul" (Hasui et al., 1975), no contexto do qual será analisado, desde que a maior escala de mapeamento existente

Figura 1 - Localização da área de estudo.

para o mesmo é de 1:250 000 (Brandalise et al., 1976).

De "Complexo Juiz de Fora" denominou-se uma seqüência de rochas da suíte charnoquítica predominantemente enderbítica, com faixas kinzigíticas intercaladas, granulitos diversos, migmatitos, cataclasitos e metabasitos, com intercalações de calcio-silicatadas e de quartzitos (Machado Filho et al., 1983 e Sad e Barbosa, 1985).

Estruturalmente, este complexo é caracterizado por grandes lineamentos de direção nordeste e desenvolvimento generalizado de cataclase e recristalização, fenômenos estes atribuídos a falhas. Estas são, em sua maioria, transcorrentes, sendo que os deslocamentos horizontais e desnivelamentos por elas introduzidos geraram uma proeminente compartimentação em blocos (Hasui e Oliveira, 1984). São comuns os dobramentos apertados de eixos horizontais e planos axiais verticais, responsáveis pela cataclase e transposição da foliação nordeste. As fases de dobramento têm vergência concordante para noroeste, em direção ao Cráton do São Francisco (Almeida, 1977).

Mediante dados geocronológicos, Cordani et al. (1968) e Delhal et al. (1969) definiram, na área do "Cinturão Paraíba do Sul", a atuação de dois ciclos tectônicos: o Transamazônico (cerca de 2000 m.a.) e o Brasileiro (cerca de 620 m.a.).

Por outro lado, a área sofreu os efeitos da "Reativação Wealdeniana" (Almeida, 1969) que afetou a plataforma brasileira a partir do final do Jurássico. Tal fenômeno se deu por meio de uma reorganização estrutural, evidenciada no arqueamento de algumas áreas, na movimentação de blocos, reativação de antigas fraturas e aumento da atividade magmática intrusiva.

Os efeitos da "Reativação Wealdeniana" perduraram, em pelo menos três fases, até o final do Terciário, sendo que na última procedeu-se, na borda do continente, um conjunto de deslocamentos verticais, ocasionando os desníveis atuais, que resultaram na formação do vale do Paraíba do Sul (graben) e nas escarpas das serras do Mar e Mantiqueira.

Quanto a geologia local, os dados foram obtidos da interpretação de fotografias aéreas na escala 1:60 000 e complementados pelos trabalhos de Kehlenbeck (1985) e de outros que tratam de aspectos litológicos de áreas próximas; Oliveira (1980, 1983); Barbosa e Sad (1983); Sad e Barbosa (1985) e Machado Filho et al. (1983).

Estruturalmente, observa-se na área um padrão de falhas aproximadamente paralelas à direção geral nordeste das unidades estruturais e diáclases retangulares à mesma, feições que dividem a área em blocos afetados por deslocamentos tectônicos Terciários.

Ressalta-se nas rochas a proeminente foliação cataclástica e a presença de estruturas bandadas que, localmente, assumem aspecto migmatítico, com as porções mais ácidas charnoquíticas (hiperstênio-granitos; Streckeisen, 1974) envolvendo e corroendo as porções mais básicas, enderbíticas (hiperstênio-tonalitos; Streckeisen, op. cit.). As rochas são charnoquitos e granulitos cataclásticos frequentemente blastomiloníticos (milonitos nos quais predomina a recristalização).

2.3. Os domínios morfoestruturais

Segundo Gatto et al. (1983), na região que abrange a área de estudo, são caracterizados dois domínios morfoestruturais:

- alinhamentos de cristas do Paraíba do Sul, no qual se insere a área de Miraf.
- Depressão Escalonada dos rios Pomba - Muriaé, onde se situam as cidades de Cataguases e Muriaé.

No primeiro, é nítido o controle estrutural sobre a morfologia atual, fenômeno que se evidencia nas extensas linhas de falhas e fraturas de direção predominantemente nordeste, escarpas

alinhadas de grandes dimensões e colinas convexas orientadas.

O relevo da área de Miraf é montanhoso com vertentes convexas e topos convexizados ou tabulares, regiões próximas exibindo um relevo forte ondulado em parte esculpido por dissecação estrutural.

O segundo domínio morfoestrutural originou-se pela ação dos rios Pomba - Muriaé que abriram a depressão dos vales homônimos, acompanhando fraturas de direção noroeste e atravessando perpendicularmente os alinhamentos de cristas nordeste.

Predominam nesta unidade colinas convexas, amplas planícies aluviais e alinhamentos de cristas isoladas (CETEC, 1983).

Em ambos os domínios são comuns os colúvios, o contato dos mesmos com as alterações locais sendo marcado por linhas de seixos.

2.4. Clima, solos e vegetação

. Clima

Segundo dados de Nimer (1977) o clima é subquente semi-úmido. No mês mais frio (junho ou julho), a temperatura varia de 18 a 15°C, com média das mínimas diárias de 10 a 6°C. O verão é, no entanto, quente, uma vez que o mês mais quente acusa média superior a 22°C, com temperatura máxima absoluta de 36°C. O regime de precipitação apresenta um ciclo bem definido, com verão chuvoso e inverno seco, o período chuvoso indo de novembro a maio, havendo de quatro a cinco meses secos. A precipitação anual é de 1200 a 1400 mm.

. Solos

Os solos são Latossolos Vermelho-Amarelos Álicos e Podzólicos Vermelho-Amarelos Distróficos em relevo montanhoso e forte-ondulado, nos campos de várzea ocorrendo solos Aluviais e Hidromórficos Indiscriminados (CETEC, 1983).

. Vegetação

Quanto a vegetação, da floresta Atlântica (floresta pluvial, baixo montana e montana, englobando formas perenifólia e subperenifólia) praticamente nada resta. Substituem as matas primitivas (cortadas ou queimadas) as "capoeiras", formações secundárias em fase de regeneração progressiva, com indivíduos arbóreos de porte e diâmetro variáveis (CETEC, 1983).

CAPÍTULO II

MATERIAIS E MÉTODOS

1. METODOLOGIA DE CAMPO

Desde que a área pesquisada insere-se numa faixa nordeste de morros meia-laranja em cujos topos ocorre sistematicamente a bauxita, decidiu-se pelo estudo de um morro-tipo representativo do seu padrão de ocorrência. Para tal, procedeu-se a um reconhecimento de campo com o auxílio de mapas da "Companhia Brasileira de Alumínio" que destacam as áreas mineralizadas, o que possibilitou a escolha do morro-tipo. Neste, decidiu-se pelo estudo de toposseqüências (seqüências de perfis situados em diferentes posições da topografia), desde que ao longo da mesmas tem-se demonstrado haver diferenciações nos fenômenos de alteração.

Assim sendo, no morro escolhido foram abertos 10 perfis ao longo de duas toposseqüências, uma N-S e outra E-W (figuras 2.a, 2.b e 2.c), a saber:

Toposseqüência N-S		Toposseqüência E-W	
Perfis	Altitudes	Perfis	Altitudes
1944	810 m	131	810 m
*131	810 m	136	820 m
1987	785 m	145	810 m
132	770 m	146	780 m
134	725 m	148	756 m
		152	725 m

* Comum às duas.

Os perfis foram amostrados da superfície (0 m) a um máximo de 10 m de profundidade, com coleta sistemática de amostras

Figura 2 - As topossequências N-S e W-E vistas em planta (2.a) e em perfil (2.b; N-S)(2.c; W-E).

de metro em metro, do solo a rocha alterada, em um caso somente tendo-se atingido a rocha sã (perfil 146), o que resultou num total de 82 amostras.

Na amostragem, cuidou-se que as mesmas fossem coletadas indeformadas, de maneira a retratar fielmente sua forma de ocorrência no campo.

Além do mais, em quatro morros circunvizinhos ao escolhido foram coletados outros 15 perfis, também em toposseqüências.

A respeito da amostragem alguns fatos precisam ser destacados. Dada a freqüente variação da litogia e a natureza foliada e cataclasada das rochas, cada amostra coletada nos perfis representa um fácies de alteração puntual, distinto, proveniente de rochas parentais diferentes, cuja composição varia lateral e verticalmente, em questão de milímetros.

Para o conhecimento da natureza das rochas sãs, em três lajes aflorantes no morro escolhido foram coletadas 18 amostras representativas das variações litológicas presentes.

2. OS MATERIAIS; TIPOS, NOMENCLATURA E CRITÉRIOS DE DIVISÃO ADOTADOS

Da observação genérica dos perfis no campo constata-se, quanto a distribuição dos materiais de alteração, a seguinte seqüência, da base para o topo:

- Solo com Cascalho Fino -

- Subdivisão dos blocos em fragmentos tabulares serrilhados, com diâmetro médio de 10 cm. Estrutura gnáissica preservada. Resistentes a muito resistentes. Material de tamanho cascalho fino

inter-fragmentos. Material argiloso restrito.

- Blocos tabulares justapostos (cerca de 30 cm) com tamanho decrescente (mais intensamente fraturados) rumo ao topo. Estrutura gnáissica preservada. Resistentes. Desenvolvimento de material argiloso restrito às fraturas.

- Rocha alterada; blocos fraturados tabulares com estrutura conservada, frágeis a moderadamente resistentes. Material argiloso importante.

No transcorrer do texto, os termos "alterita", "isalterita" e "aloterita", frequentemente utilizados, designam (Chatelin, 1974):

- alteritas: materiais de alteração subjacentes ao solo e que se prolongam até o aparecimento da rocha sã.
- isalteritas: alteritas que mantêm conservadas as estruturas e texturas originais das rochas parentais.
- aloteritas: alteritas desestruturadas, nas quais as feições texturais e estruturais das rochas foram destruídas.

Dado que, no caso, o manto de alteração no geral possui estrutura conservada, será referido como "isalterítico", salvo exceções que serão comentadas.

O termo "pedoturbado" define materiais parcialmente modificados estrutural e texturalmente por intervenção de processos pedogenéticos (clima e atividade biológica) (Chauvel, 1984).

No que diz respeito ao termo "bauxita", esta designa rochas e materiais residuais, duros e inconsolidados, nos quais prevalece(m) o(s) hidrato(s) de alumínio, expressado(s) por teo-

res de Al_2O_3 variáveis, segundo diferentes autores. Quantidades subordinadas de Fe_2O_3 e SiO_2 denotam a existência de minerais outros acompanhando aqueles de alumínio majoritários.

Proposições várias de classificação de bauxitas baseiam-se ora em critério químico ($K_i = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$; Valetton, 1972), ora no conteúdo de minerais de alumínio, de ferro e argilas nela presentes (Bardossy, 1963; Aleva e Hilversun, 1984). Este primeiro autor designa como bauxita as alteritas com $Al_2O_3 > 40\%$ e $SiO_2 < 5\%$.

No presente caso, o termo bauxita distingue, entre as alteritas residuais, aquelas mais evoluídas do ponto de vista laterítico (máxima individualização do alumínio e ferro), fato que se reflete nas características mineralógicas e morfológicas de seus materiais componentes. Teores de $Al_2O_3 > 40\%$ são representativos de tais alteritas mais evoluídas.

Assim sendo, a partir da observação morfológica detalhada dos perfis, e com o auxílio do limite químico supramencionado, duas grandes zonas de alteração podem ser distinguidas: as alteritas com $Al_2O_3 \geq 40\%$, de natureza essencialmente aluminosa e alumino - ferruginosa e que se constituem na própria "bauxita", e a "isalterita", mais argilosa e areno-argilosa, sotoposta à bauxita.

Justifica-se a escolha do limite químico pelo fato de que expressa a mudança no conteúdo mineralógico das duas zonas de alteração, delimitando-as, além do que a "Companhia Brasileira de Alumínio", detentora da área estudada, considera como minério economicamente explorável as alteritas com $Al_2O_3 > 35\%$.

As figuras 3.a e 3.b ilustram, nas toposseqüências, a situação da bauxita e da isalterita. A primeira encontra-se nas porções superiores dos perfis do topo, enquanto a isalterita em si constitui a porção inferior dos perfis bauxíticos e a totalidade dos demais. A bauxita subdivide-se em isalterítica, aloterítica e pedoturbada, o segundo tipo ocorrendo como um nível na zona

Figura 3.a - O posicionamento da bauxita e isalterita na topossequência W-E.

Figura 3.b - O posicionamento da bauxita e isalterita na topossequência N-S.

mineralizada. A isalterita comporta um fácies basal de rocha alterada e um fácies mais resistente que se sobrepõe ao primeiro.

Note-se, no perfil 148 (figura 3.a) um nível de bauxita inserido na isalterita. O perfil 132 (figura 3.b) representa, por sua vez, uma exceção entre os demais, desde que constitui do por material transportado, coluvionar.

Aos perfis bauxíticos (topo e encosta superior dos morros; 1944, 131, 136 e 145) denominar-se-ã mineralizados e aos demais, estêreis (vertentes e baixadas; 146, 148 e 152; 1987, 132 e 134).

3. METODOLOGIA DE LABORATÓRIO

Os trabalhos de laboratório foram feitos de acordo com o fluxograma apresentado na figura 4, e visaram a caracterização física, mineralógica e química das amostras.

Dada a freqüente e imprevisível variação vertical e lateral dos fácies litológicos em questão de milímetros, algumas discrepâncias ocorreram entre os dados dos difratogramas, lâminas delgadas e análises químicas, em que pese o cuidado que se teve em escolher amostras macroscopicamente semelhantes para os diferentes tipos de análises.

3.1. Análise granulométrica

Em quatorze amostras da bauxita e isalterita retirou-se a fração > 2 mm, em 80 g do material restante procedendo-se a eliminação da matéria orgânica com água oxigenada.

A separação da argila foi feita por sifonagem da suspensão com material dispersado com hidróxido de sódio e em segui-

Figura 4 - Fluxograma dos trabalhos de laboratório.

da floculado com cloreto de magnésio. O silte foi igualmente separado por sifonagem, restando a fração areia.

As frações obtidas foram analisadas mineralogicamente por Difração de Raios-X.

3.2. Separação dos Minerais Pesados

Em doze amostras de bauxita e isalterita partiu-se de 100 g de amostra, das quais eliminou-se a fração > 2 mm.

Após a eliminação da argila, por elutriação, o material restante foi fracionado por peneiramento, a seco, obtendo-se as frações areia grossa, média e fina. Nelas, procedeu-se a separação dos minerais pesados, como bromofórmio ($d = 2.82$ a 20°C).

A fração pesada obtida foi analisada à lupa binocular, ímã e por Difração de Raios-X.

3.3. Densidade Aparente

Nos fragmentos com estrutura conservada da bauxita e isalterita mediu-se a densidade aparente para o balanço geoquímico das pedras e ganhos de matéria na alteração isovolume.

Para a determinação da densidade aparente, as amostras são recobertas com parafina, pesadas ao ar e dentro d'água, em balança analítica (Millot e Bonifas, 1955).

$$D.A. = PS/VA.,$$

onde,

$$V.A. = (P_1 - P_2).Da - Pp/Dp$$

V.A. = V deslocado pela amostra parafinada - V parafina utilizada
 PS = peso da amostra sêca
 P_1 = peso bêquer + água + amostra parafinada
 P_2 = peso bêquer + água
 D_a = densidade da água (1 g/cc)
 P_p = peso parafina utilizada
 D_p = densidade da parafina (0.9 g/cc).

3.4. Análise Mineralógica por Difração de Raios-X

Fragmentos da bauxita e isalterita e as frações areia separadas foram moídas a 120 mesh. O material moído total a ser irradiado foi preparado sobre lâminas de vidro, por meio de suspensão em água destilada.

As amostras de fração argila foram preparadas com o auxílio de uma espátula, por meio do espalhamento e homogeneização do material úmido sobre a lâmina de vidro, imprimindo orientação às partículas.

O aparelho utilizado foi um difratômetro Rigaku Denkim modelo 1976, e as condições operacionais foram as seguintes:

- . velocidade do scanning: $2^\circ/\text{min.}$ e $1^\circ/\text{min}$
- . time constant: 1 sec e 2 sec
- . CPS: 500 e 1000
- . voltagem: 30 Kv
- . corrente: 15 mA
- . velocidade do papel: 10 mm/min e 5 mm/min.

Na interpretação dos difratogramas procedeu-se a uma análise semi-quantitativa dos minerais presentes, estipulando-se como padrão a altura da raia principal da gibbsita ($4,85 \text{ \AA}$).

3.5. Análise Micromorfológica

De amostras de rochas, isalterita e bauxita foram confeccionadas lâminas delgadas para estudo ao microscópio de polarização.

As amostras foram submetidas a processo prévio de endurecimento por meio de lenta impregnação a vácuo com resina Polityte T-208 pré-acelerada diluída em monômero de estireno, aos quais adicionou-se um catalisador de cobalto para acelerar a polimerização da resina. A impregnação por tal método preserva as estruturas para estudo.

A terminologia empregada na análise micromorfológica baseia-se no proposto por Brewer (1964), com modificações. Segundo o mesmo, o meio onde ocorre a alteração é o fundo matricial, composto de plasma, esqueleto e vazios.

Boulet (1974) define o plasma como sendo constituído de partículas $< 2 \mu$.

Desde que a gibbsita, no caso, apresenta-se como cristais de dimensões maiores que a supramencionada, sendo oticamente identificáveis, o plasma essencialmente gibbsito será denominado cristaliplasma, segundo consta de Delvigne (1984) e Boulangé (1984).

O "esqueleto" é formado pelos minerais primários preservados, enquanto o termo "litorelíquia" refere-se àqueles que, alterados, guardam ainda feições primárias do cristal tais como forma, clivagem(ns) e fraturas.

Na caracterização e descrição dos grãos minerais alterados utilizou-se os seguintes trabalhos: Chatelin (1974); Delvigne (1965, 1983, 1984); Stoops et al. (1979) e Bisdom et al. (1982).

Entre as feições pedológicas estudadas ressaltam-se os cutans e os papules (Brewer, op. cit.; Chauvel, 1984). Os primeiros devem-se a modificações "in situ" do plasma ou a concentração de constituintes iluvionares que recobrem de maneira orientada superfícies de descontinuidades várias (poros, fissuras e fraturas = vazios). Os papules são cutans mais antigos, truncados por aqueles mais novos.

As fotomicrografias das lâminas delgadas foram tiradas num Microscópio Zeiss.

3.6. Análises Químicas

As análises químicas foram feitas por Fluorescência de Raios-X, no laboratório de Geoquímica da Universidade de Hamburgo, por intermédio do projeto "Lateritas" de cooperação internacional entre pesquisadores do IG-USP e daquela universidade.

Em 82 amostras foram analisadas 11 elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 e H_2O^+) e 10 menores (Ba, Cr, Ga, Nb, Ni, Sr, V, Y, Zn e Zr), o que resultou em 21 elementos analisados num total de 1722 dados químicos.

3.7. Análise Estatística

A análise estatística dos dados foi feita na UNICAMP, SP.

A partir de 1722 dados químicos calculou-se os "Coeficientes de Correlação Pearson" entre as 21 variáveis (elementos químicos).

CAPÍTULO III

A CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA, MINERALÓGICA E MICROMORFOLÓGICA DOS MATERIAIS

1. AS ROCHAS PARENTAIS

Inexiste bibliografia sobre a petrografia das rochas da região de Miraí. Muitas similaridades foram, no entanto, observadas entre as rochas desta região e daquelas pesquisadas por Barbosa e Sad (1983) e Sad e Barbosa (1985), parte das quais integram o Complexo Juiz de Fora.

Dada a variedade e complexidade dos tipos petrográficos descritos, limitar-se-á a um breve comentário sobre os mesmos, desde que o objetivo aqui é o do conhecimento da natureza mineralógica das rochas sãs como subsídio à compreensão da gênese da bauxita.

As rochas exibem uma proeminente foliação cataclástica composicionalmente descontínua, seus leitos variando de milimétricos, centimétricos a métricos e passando, irregularmente, vertical e lateralmente, de félsicos a mafélsicos e máficos.

Mesmo ao nível das lâminas delgadas são marcantes as discontinuidades texturais, granulométricas e composicionais das rochas.

Num mesmo espécime há leitos essencialmente quartzo-feldspáticos grosseiros com porfiroclastos de feldspatos e hiperstênio em torno dos quais se acomoda a foliação e leitos eminentemente máficos com piroxênios (hiperstênio, principalmente, diopsídio), anfibólios e biotita, nos quais são comuns os porfiroclastos de hiperstênio e hornblenda (figura 5).

- 1 - Mosaico
Quartzo - Felds-
pático
- 2 - Lentes Monomi-
nerálicas de
Quartzo
- 3 - Hiperstênio
- 4 - Feldspatos
- 5 - Hornblenda
- 6 - Biotita
- 7 - Magnetita

Figura 5 - A variação textural e mineralógica das rochas são vistas ao microscópio.

Porções graníticas inequigranulares (charnoquíticas) são circundadas por leitos foliados tonalíticos, dioríticos e gábricos, tipos granulíticos blastomiloníticos sendo igualmente comuns.

. Leitos graníticos

Nos leitos graníticos acentuadamente inequigranulares, a associação consta de ortoclásio peritítico, plagioclásio, quartzo, com biotita e hiperstênio subordinados e magnetita, zircão e apatita acessórios.

São notáveis os porfiroclastos de ortoclásio com diâmetros variando de 2 mm a 2 cm ressaltando-se em meio à matriz quartzo-feldspática de cristais menores do que 0.5 mm (fotomicrografia 1). Em torno dos porfiroclastos há uma pronunciada redução da granulometria, com a formação de finos cordões que os circundam. Os megacristais ovóides de ortoclásio são comumente microperitíticos e fraturados.

Efeitos de cataclase e recristalização imprimem suas feições na matriz quartzo-feldspática ora marcadamente recristalizada e poligonizada, ora exibindo uma pronunciada orientação da da pelos cristais achatados, estirados e incipientemente recristalizados.

O quartzo frequentemente constitui leitos monomineralícos nos quais se mostra achatado, alongado e com forte extinção ondulante.

Registra-se a inserção de níveis descontínuos com hiperstênio e biotita e de notáveis porfiroclastos do primeiro em meio à massa granítica (fotomicrografia 2).

. Níveis intermediários a máficos

Com o aumento dos máficos passa-se de brusca a gradualmente das faixas fêlsicas para faixas preto-esverdeadas de grnulação fina a média e foliação marcante.

A textura das faixas mais máficas é variável (fotomicrografia 3), desde que se alternam e se entremeiam leitos com predomínio de:

- . hiperstênio - biotita
- . hiperstênio - diopsídio - hornblenda - biotita
- . hornblenda - biotita e remanescentes de diopsídio
- . hornblenda - biotita

Note-se que a biotita é, em sua maioria, retrometamórfica, como será comentado.

Os leitos acima inserem-se num mosaico de cristais fêlsicos de plagioclásio majoritário e quartzo de presença muito variável, sendo comuns os porfiroclastos de plagioclásio, hiperstênio e hornblenda.

Nos granulitos finamente bandados (fitados), blastomiloníticos, de composição tonalítica, são notáveis as lentes discóides monominerálicas de quartzo que separam mosaicos granoblásticos de composição quartzo-feldspática (fotomicrografia 4).

A estreita associação hiperstênio-biotita-magnetita e hiperstênio-hornblenda-biotita-magnetita deve-se ao fato de que, quando da alteração hipógena do hiperstênio para biotita via ou não hornblenda, parte do ferro liberado cristaliza-se como magnetita. Esta, portanto, sempre acompanha os máficos, entre os opacos estando também a ilmenita.

Nos planos de clivagem e fratura dos porfiroclastos de hiperstênio e ao seu redor ocorre talco.

Os acessórios, além dos opacos supramencionados, são a titanita, apatita e zircão.

Ressalta-se a presença, nos leitos cataclasados e com porfiroclastos, de um intrincado sistema de fraturas e fissuras intra, inter e transminerais.

2. OS FÁCIES DE ALTERAÇÃO

2.1. A isalterita

Ressalta-se, na isalterita, a estrutura gnáissica preservada de seus fragmentos. Distingue-se, na mesma, dois fácies: um fácies basal de rocha alterada pouco a moderadamente resistente que evolui ascendentemente para um fácies constituído por material mais resistente.

O fácies rocha alterada foi amostrado somente nos perfis 136 e 146, os demais já apresentando na sua "base" o fácies mais resistente.

O fácies basal de rocha alterada caracteriza-se pela menor resistência de seus fragmentos, o que se vincula à presença neles de material areno-argiloso esbranquiçado, exceção feita aos leitos argilo-ferruginosos avermelhados mais coesos provenientes da alteração de níveis originalmente mais máficos. Os fragmentos acham-se mergulhados num material pulverizado argiloso.

Poros fissurais concordantes com a foliação e fraturas irregulares são preenchidas por material branco (halloisita. $4H_2O$), que chega a constituir veios nos quais se mostra conchoidal e negro (litioforita), que ocorre também como manchas (figura 6).

MACROSCOPIA

Foliação Gnáissica Preservada

Estrutura da Rocha não Preservada

Figura 6 - Esquema de um perfil de alteração localizado no topo, mostrando a distribuição e as características gerais dos vários fácies.

A presença da halloisita foi elucidada por seus espaçamentos interplanares principais de 10.1, 4.42 e 3.34 Å. Além do mais, após aquecimento de amostras da mesma a 110°C, constatou-se uma diminuição do seu espaçamento basal de 10 Å para 7.15Å, comprovando sua natureza mais hidratada (MacKenzie, 1957). O material negro que acompanha a halloisita deu efervescência com água oxigenada, evidenciando a presença de um composto de Mn (Ohlweiler, 1973). Os espaçamentos de 9.45 e 4.71 Å (tubo de cobre) caracterizaram-no como litioforita, ressaltando-se, no entanto, a dificuldade na obtenção de seu padrão ao Raios-X.

Do fácies rocha alterada passa-se, dentro da própria isalterita, para material mais resistente caracterizado pela presença de porções e leitos descontínuos brancos, branco-amarelados e róseos compactos (essencialmente gibbsíticos), alternando-se e se entremeando com aqueles de máficos ferruginizados, preservando a foliação original das rochas (figura 6). A porosidade é mais fissural, manifestando-se já aquela ligada às estruturas box-works de antigos porfiroclastos de feldspatos (box-works rendilhados milimétricos a centimétricos). Os fragmentos são nitidamente tabulares com bordos serrilhados e comumente pontiagudos, como reflexo da maneira de se quebrarem, controlada pela foliação.

Zonas notadamente mais enriquecidas em quartzo (lentes discóides) e caolinita revelam-se menos resistentes e apresentam uma matriz argilosa mais abundante.

Os fragmentos da isalterita apresentam valores de densidade aparente (Millot e Bonifas, 1955) variando de 1.5 a 1.9.

Na fração pulverizada argilosa que ocorre entre os fragmentos há gibbsita e caolinita, esta última sendo ressaltada na fração < 0.062 mm (silte + argila).

A distribuição mineralógica (Raios-X) semi-quantitativa da isalterita pode ser vista nas figuras 7.a, 7.b e 10,

SIMBOLOGIA UTILIZADA
(DIFRATOGRAMAS)

Gi EXTREMAMENTE ABUNDANTE
Gi ABUNDANTE
Gi MODERADAMENTE ABUNDANTE
Gi POUCO ABUNDANTE
gi TRAÇOS

SIGLAS DOS MINERAIS:

Gi : GIBBSITA
Q : QUARTZO
C : CAOLINITA
G : GOETHITA
H : HEMATITA
I : ILMENITA
M : MAGNETITA
A : ANATASIO
Ha : HALLOISITA

Figura 7.a - A distribuição mineralógica semi-quantitativa na isalterita (perfis 146, 148 e 152; vertente ebaixada leste).

**SIMBOLOGIA UTILIZADA
(DIFRATOGRAMAS)**

Gi EXTREMAMENTE ABUNDANTE
Gi ABUNDANTE
Gi MODERADAMENTE ABUNDANTE
Gi POUCO ABUNDANTE
gi TRAÇOS

SIGLAS DOS MINERAIS:

Gi : GIBBSITA
Q : QUARTZO
C : CAOLINITA
G : GOETHITA
H : HEMATITA
I : ILMENITA
M : MAGNETITA
A : ANATASIO
Ha : HALLOISITA

Figura 7.b - A distribuição mineralógica semi-quantitativa na isalterita (perfis 1987 e 134) e no colúvio (perfil 132); vertente e baixada sul.

revelando as seguintes paragêneses genéricas:

- . fácies rocha alterada; caolinita - halloisita - traços de goethita + quartzo.
- . fácies mais resistente; gibbsita - goethita + caolinita + quartzo.

Por outro lado, da análise micromorfológica extraem-se feições que diferenciam nitidamente os fácies isalteríticos considerados.

2.1.1. Fácies rocha alterada

O fácies rocha alterada caracteriza-se microscopicamente pela presença de um plasma isótropo com esboços de cristalização, no qual se inserem palhetas de caolinita (de presença variável) e prismas ferruginizados de piroxênio e/ou anfibólio e cristais de quartzo (figura 8).

Os difratogramas desta porção do perfil revelam a presença de caolinita, principalmente, e de halloisita. $4H_2O$ e traços ou não de goethita e gibbsita.

No fácies em questão são os feldspatos que se apresentam alterados para um plasma isótropo no qual se esboça um sistema de fissuras e fraturas que delimitam porções, sendo que ao longo das primeiras e no interior das segundas aparecem as primeiras cristalizações microscopicamente perceptíveis. Atribui-se aos feldspatos a alteração para caolinita por meio da fase isotrópica supramencionada, cuja natureza será comentada no final deste capítulo. Difratogramas de porfiroclastos de feldspatos alterados comprovam a presença nascente da caolinita.

Antigas palhetas de biotita em cordões e grupos já se mostram caolinizadas, apesar de sua birrefringência amare-

Figura 8 - Aspectos microscópicos da organização e natureza mineralógica dos diferentes fácies de alteração de um perfil esquemático do topo.

lada tênue que poderia indicar a presença de vermiculita ou de um interestratificado.

A halloisita que se encontra nas fissuras e fraturas e constitui veios é de concentração absoluta, desde que preenche vazios de dissolução que primeiro se formaram ao longo de planos de fraqueza.

Quanto ao piroxênio, quando da sua dissolução e remoção das bases, o ferro ferroso liberado oxidou-se, produzindo pseudomorfoses de goethita.

Os piroxênios já ferruginizados apresentam comumente, num mesmo grão, dois materiais de natureza diferente; nas fissuras e clivagens do mesmo, que separam células bruno-escuras de goethita, ocorre filossilicato constituindo lamelas.

Reportando-se aos cristais da rocha sã, conclui-se que o piroxênio tratava-se de hiperstênio, desde que as lamelas supramencionadas são produto da alteração do talco outrora presente nos planos de fraqueza daquele mineral, provavelmente constituindo-se hoje de caolinita, dada a sua birrefringência cinza de primeira ordem, natureza incolor e paragênese associada.

O quartzo xenomórfico tensionado e fraturado ocorre em grupos, em leitos descontínuos ou em lentes elipsoidais alongadas monominerálicas. Sua presença é, no entanto, bastante errática, desde que varia de acordo com a mudança composicional das rochas parentais foliadas.

2.1.2. Fácies mais resistente

No fácies mais resistente desenvolve-se o plasmacristaliplasmagibbsítico.

Nesta porção dos perfis ocorre a individualização de notáveis pseudomorfoses de gibbsita a partir dos feldspatos, de goethita a partir do hiperstênio e/ou hornblenda, e de caolinita derivada tanto da biotita, como neoformada a partir dos produtos trazidos pelo plasma de transferência (figuras 8 e 9).

Nos pseudomorfos de gibbsita provenientes dos feldspatos revela-se uma estrutura porosa do tipo "box-work", com paredes gibbsíticas delimitando células com poros centrais vazios (fotomicrografia 5). Ocorre que a quantidade de alumínio liberado na alteração do feldspato não é suficiente para que a gibbsita neoformada ocupe todo o espaço criado pela solubilização do mineral em questão, originando os poros.

Embora a maioria das pseudomorfoses de feldspato referem-se ao plagioclásio (fato ligado às rochas parentais), há aquelas evoluídas de porfiroclastos de ortoclásio, sendo no entanto excepcional a presença de traços fissurais ortogonais elucidativos de sua existência primitiva (fotomicrografia 6).

Quanto as litorelíquias de piroxênio, no fácies em questão não aparecem mais as lamelas de filossilicatos intracristais que provavelmente foram dissolvidas, dando lugar ao hidróxido de ferro. Desta forma, as litorelíquias culminam em box-works de goethita acicular que constitui, segundo clivagens e fraturas do mineral, paredes finas a espessas com expansões serrilhadas que se adentram nas células. Estas possuíam um importante sistema de poros centrais ora preenchidos por microcristais de gibbsita de acumulação absoluta (fotomicrografia 7).

Em determinados box-works de goethita permanecem visíveis os dois planos de clivagem oblíquos da hornblenda, traçados pelo hidróxido de ferro (fotomicrografia 8).

A constatação de que, nos níveis de alteração, as acumulações relativas de oxi-hidróxidos de ferro provêm da destruição "in situ" dos minerais ferro-magnesianos, evidencia-se na presença de litorelíquias ferruginizadas dos mesmos. Estas ocor-

PSEUDOMORFOSES

FELDSPATOS → PSEUDOMORFOSES RENDILHADAS DE GIBBSITA

HIPERSTÊNIO → PSEUDOMORFOSE DE GOETHITA

HORNBLENDA → PSEUDOMORFOSE DE GOETHITA

BIOTITA → PALHETAS SANFONADAS DE CAOLINITA

Figura 9 - Esquema das pseudomorfoses minerais típicas presentes na bauxita e isalterita (fácies mais resistente).

rem em leitos descontínuos e/ou desigualmente em manchas relacionadas a um arranjo mais distribuído dos máficos nas rochas parentais. Destaca-se, a partir das litorelíquias em questão, a exsudação do ferro impregnando contatos, fissuras e fraturas transmissíveis e poros centrais de box-works de feldspatos.

No cristaliplasma observam-se porções de cristais menos desenvolvidos de gibbsita nos quais dissemina-se o ferro, adjacentes a outras mais límpidas com cristais maiores, revelando que a presença dos oxi-hidróxidos de ferro parece impedir uma melhor cristalinidade da gibbsita.

Palhetas sanfonadas de caolinita com goethita interlamelar revelam-se como pseudomorfoses de biotita, desde que o ferro liberado quando da alteração desta não é incorporado na estrutura da caolinita, sublinhando então os seus contatos (foto micrografias 9a.e 9.b).

Além da caolinita derivada da biotita, há aquela proveniente do plasma de transferência, que se revela sob a forma de palhetas grandes sem goethita interlamelar, comprovando sua neogênese a partir dos produtos importados. Tal fato foi igualmente observado por Boulangê (1984).

Nos fragmentos da isalterita ocorrem palhetas de caolinita derivadas da biotita e de neoformação que chegam a atingir dimensões da fração areia. Pinto et al. (1972) já constatara a formação de pseudomorfos de caolinita a partir da biotita em forma do que denominou "pseudomica", ocorrendo de forma expressiva na fração areia de solos de Viçosa, MG.

O quartzo ocorre em grupos e lentes monominerálicas de presença errática, seus cristais mostrando-se tensionadas e quebrados, a continuidade ótica de alguns deles comprovando a microdivisão de um único grão pré-existente. Suas fraturas são ora preenchidas por gibbsita, ora cimentadas por material ferruginoso.

A isalterita dos perfis estêreis (148 e 152) da baixada leste é particularmente rica em lentes discóides de quartzo e palhetas de caolinita (fotomicrografia 10).

2.2. A Bauxita

A bauxita ocorre na forma de fragmentos de vários tipos que apresentam como características comuns o aspecto tabular e estrutura gnáissica em geral preservada. Exibem ainda um revestimento amarelado superficial e cores branco-rosáceas, marrom-avermelhadas e violeta internamente.

A bauxita é, em sua maioria, isalterítica, havendo também a aloterítica e a pedoturbada, os vários tipos apresentam características peculiares que os diferenciam.

- Bauxita isalterítica; fragmentos constituídos por material com pacto branco-rosáceo, avermelhado e violeta (gibssita e oxi-hidróxidos de ferro) no qual se inserem níveis descontínuos e grupos de prismas marrom-avermelhados de máficos ferruginizados. A estrutura foliada é, portanto, preservada (figura 6).

Uma importante macroporosidade fissural contínua e interrompida acha-se geneticamente ligada às discontinuidades das rochas parentais (planos de contato dos diferentes leitos e cordões milonitizados), ao passo que box-works de feldspatos de até 2 cm de comprimento respondem por uma porosidade rendilhada local.

- Bauxita aloterítica; os fragmentos são predominantemente avermelhados e vermelho-violáceos, com porções descontínuas brancas neles se inserindo. Uma importante macroporosidade é atetada por cavidades e vacúolos abertos com paredes revestidas por películas de material de iluviação. Ao lado de tais macroporos abertos acham-se outros já totalmente preenchidos por material alóctone, em vista do que há uma perda das estruturas (figura 6).

- Bauxita pedoturbada; fragmentos marrom-avermelhados com material ferruginoso cimentando porções brancas (gibbsíticas), prismas ferruginizados de piroxênio e cristais litoreliquiários de quartzo. Tal tipo, por ser de ocorrência fortuita e pouco representativo, não consta da figura 6. Será, no entanto, oportunamente citado e mostrado em fotomicrografia.

Quanto à resistência, os fragmentos das bauxitas aloterítica e pedoturbada mostram-se muito mais resistentes do que aqueles da bauxita isalterítica.

Os fragmentos da bauxita em geral apresentam valores de densidade aparente (Millot e Bonifas, 1955) num intervalo de 1.6 a 2.0, como função dos teores de Fe_2O_3 variáveis.

Na fração argilosa restrita inter-fragmentos e predomínio é da gibbsita, com caolinita pouco comum.

Quanto à mineralogia (Raios-X) dos perfis bauxíticos, sua distribuição semi-quantitativa pode ser vista na figura 10. A paragénese comum consta de gibbsita predominante-goethita/hematita-quartzo e traços de caolinita.

-2.2.1. Bauxita Isalterítica

A partir da análise micromorfológica constata-se, ao nível desta, o desenvolvimento máximo do cristaliplasma-gibbsítico, no qual se permite a distinção de feições texturais herdadas da rocha-mãe. São notáveis os box-works de feldspatos e aqueles de máficos ferruginizados preenchidos por gibbsita de acumulação absoluta. No cristaliplasma, a circulação mais livre de soluções em torno de vazios permitiu, ao redor destes, a cristalização de gibbsita de maior parte. Cutans (gibbsitans e ferri-gibbsitans) preenchem fissuras e poros, respeitando, no entanto, as texturas e estruturas da rocha-mãe (figura 8).

Figura 10 - A distribuição mineralógica semi-quantitativa na bauxita.

O quartzo exibe contornos difusos, evanescentes e golfos característicos de um processo de dissolução sendo que, na medida em que se formam os vazios, cristalizações de gibbsita invadem-nos (fotomicrografia 11).

Sinais da existência pretērita de caolinita (derivada da biotita) ora gibbsitizada revelam-se na presença de depósitos de hidróxido de ferro que sublinhavam seus constatos e que permanecem. Tais vestígios de caolinita foram observados nos perfis 131 e 136.

A transformação caolinita-gibbsita foi admitida por autores diversos; Mead (1915); Allen (1952); Loughnan e Bayliss (1961); Harden e Bateson (1963). Boulangē (1984) observou, nas bauxitas da Costa do Marfim (Mont Tato), a individualização da gibssita a partir da caolinita vermicular proveniente do plasma de transferência e das biotitas alteradas.

2.2.2. Bauxita Aloterítica

Ocorre como um nível inserido na bauxita isalterítica. Caracteriza-se por sua macroporosidade e notáveis cutans. Tais depósitos iluvionares formaram-se nas superfícies de discontinuidades existentes (poros, cavidades, fissuras), recobrendo-as concordante e discordantemente. Os cutans são comumente do tipo ferrans e ferri-argilans. Estes últimos evoluíram, em certos casos, para ferri-gibbsitans complexos zonados, o que se deu por meio de uma concentração de ferro nas zonas internas e dessilicificação total das zonas externas deferruginizadas. Tais mecanismos permitiram a individualização do alumínio e conseqüente cristalização da gibbsita de maneira perpendicular às paredes dos vazios, originando ferri-gibbsitans (fotomicrografias 12.a e 12.b) o que se traduz em ganhos absolutos de alumínio. Boulangē et al. (1975) já constatará tais fenômenos em bauxitas tropicais.

Quando outros depósitos cutânicos se superpõe, iso

lam os antigos sob a forma de papules (fotomicrografia 13).

Nos níveis cutânicos, os depósitos iluvionares exibem comumente tonalidades vermelhas fortes, típicas da presença da hematita como películas e/ou com mistura de argilas.

Em meio aos cutans e por eles afetados, ocorrem praias e microgrânulos do cristaliplasma gibbsítico (figura 8).

2.2.3. Bauxita Pedoturbada

Resulta da redistribuição e aporte de material ferruginoso que envolve, isola e engloba porções do cristaliplasma gibbsítico e litorelíquias de quartzo e máficos (fotomicrografia 14).

Tal fenômeno é de ocorrência fortuita pois, além de praticamente caracterizar os níveis 1 m (perfil 145) e 6 m (perfil 136), ocorre ao longo de planos de fraqueza e em porções dos materiais de profundidades diversas.

Dado que, em tais locais, se observa uma modificação textural e estrutural das alteritas por meio de uma redistribuição de material, caracteriza-se neles a intervenção de um processo pedogenético perturbando a bauxita.

As características das várias zonas alteríticas são resumidas no quadro 1.

ALTERITAS		FRAGMENTOS						
		FORMA	COR	POROSIDADE	RESISTÊNCIA	ESTRUTURA	MINERALOGIA (Tendências gerais)	
							PETROGRAFIA	DIFRATOMETRIA
BAUXITA		TABULAR, SERRILHADA	BRANCO-ROSÁCEA, AVERMELHADA E VIOLETA	FISSURAL E LOCALIZADA (BOX-WORKS). VACÚOLOS E CAVIDADES NO NÍVEL ALOTERÍTICO	MUITO RESISTENTES, ESPECIALMENTE NOS NÍVEIS ALOTERÍTICOS E PEDOTURBADOS	PRESERVADA, NO GERAL. NÍVEL ALOTERÍTICO; ESTRUTURA PERDIDA. NÍVEL PEDOTURBADO; ESTRUTURA DETERIORADA.	>> Gi > G e H < Q < C	Gi q c G H
ISALTERITA	Fácies mais resistente	TABULAR	FERRUGEM, BRANCO-ROSÁCEA	FISSURAL E LOCALIZADA (BOX-WORKS)	RESISTENTES	PRESERVADA	Gi G > Q > C	Gi q c G
	Fácies rocha alterada	TABULAR	ESBRANQUIÇADA OU FERRUGEM	FISSURAL	MODERADAMENTE RESISTENTES A POUCO	PRESERVADA	>> Q e C MATERIAL ISOTRÓPICO	Q c { HALLOISITA 4H ₂ O LITIOFORITA

Quadro 1 - As características morfológicas, físicas e mineralógicas dos fragmentos da bauxita e isalterita.

3. AS FILIAÇÕES MINERALÓGICAS

As filiações mineralógicas referentes aos fácies de alteração são sumarizadas na figura 11. No fácies rocha alterada da isalterita observa-se, no alteroplasma, a alteração dos feldspatos e biotita para caolinita, e do piroxênio e hornblenda para goethita. Evidencia-se, neste fácies, o favorecimento de um processo de monossilitização (Pedro, 1964).

Nos fácies mais resistente, a gibbsita dos feldspatos provém de uma fase de alteração distinta da do fácies rocha alterada, desde que proveniente de uma antiga alitização direta da rocha, inserindo assim uma descontinuidade entre os dois tipos de alteração.

Entre os minerais que compõe o esqueleto (Brewer, 1964) destaca-se o quartzo, que foi em parte dissolvido na bauxita. Além deste, outros que fazem parte do esqueleto e que estão sempre presentes nas alteritas são a magnetita e a ilmenita, notadamente a primeira. Tais minerais (acessórios nas rochas sãs) aparecem mais nitidamente na fração areia dos materiais de alteração desagregados.

Oticamente, a magnetita associa-se com freqüência a litorelíquias de máficos ferruginizados e a porções caoliníticas o que se vincula, em parte, à sua liberação quando do retrometamorfismo do hiperstênio e/ou hornblenda para biotita (alteração endôgena).

Em raras ocasiões observa-se cristais de magnetita com anatásio adjacente de possível proveniência da ilmenita. O anatásio deve resultar, em sua maior parte, da alteração da tita nita presente nas rochas parentais.

O zircão ocorre como acessório e sendo resistente, persiste em todo o perfil.

		ALTEROPLASMA				ESQUELETO
B A U X I T A		Gibbsita	Caolinita	Gibbsita	Goethita	Quartzo, em parte dissolvido
I S A L T E R I T A	Fácies mais Resistente,	Gibbsita	Caolinita		Goethita	Quartzo
	Fácies rocha Alterada	~~~~~ Material Isotrópico (Caolinita nascente)	Caolinita		Goethita	Quartzo
Zonas de Alteração Minerais		↑ Feldspatos	↑ Biotita	↑ Hornblenda Hiperstênio		Quartzo

Figura 11 - As filiações mineralógicas nos diferentes fácies de alteração.

Quanto ao plasma de transferência, registra-se a presença de halloisita. $4H_2O$ e importante caolinita de neoformação, respectivamente nos fácies rocha alterada e mais resistente.

Na bauxita em geral observou-se a dessilicificação da caolinita. Naquelas aloterítica e pedoturbada houve expressivo aporte e formação de ferriargilans nos quais destaca-se a presença da hematita. A gibbsita alóctone forma cutans, veios e preenche box-works de máficos.

4. FÁCIES COLUVIONAR, UMA DESCONTINUIDADE

Entre os perfis estudados, evoluídos "in situ", o 132 constitui-se numa exceção, desde que é formado por material transportado, coluvionar.

Macroscopicamente, compõe-se de torrões argilosos amarelos inseridos numa matriz argilosa de mesma cor. Nos torrões observa-se pedaços de material branco, cinza e ferrugem.

Microscopicamente, os torrões exibem cristais de quartzo isolados, angulosos e quinados, como herança das fraturas que apresentavam nas rochas parentais. Há fragmentos de rochas (que são parte dos níveis quartzosos monominerálicos das rochas cataclasadas), abundantes palhetas de caolinita alaranjadas tingidas pelo ferro, raros cristais litoreliquiáres de máficos, zircão e praias de cristaliplasma (fotomicrografia 15). O aspecto na lâmina delgada é notavelmente brechóide, revelando um material desestruturado, mecanicamente perturbado (fragmentos litoreliquiáres angulosos aleatoriamente distribuídos, circundados por um plasma-cristaliplasma argiloso).

Em meio às palhetas de caolinita alaranjadas (luz natural) divisam-se esboços de nodulação, com segregação de partes vermelhas em arabescos denotando o início do processo.

Nota-se, no nível 132-5 m, num aglomerado de cristais de caolinita provenientes da biotita, a presença de uma trama de agulhas de rutilo formadas pelo titânio liberado da mica e não incorporado na estrutura da caolinita (fotomicrografia 16). Tal fenômeno foi igualmente observado por Delvigne (1984).

5. TRAÇOS EVOLUTIVOS GERAIS DAS ALTERITAS; INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO

No fácies rocha alterada da isalterita, o fato da existência de material isotrópico majoritário (proveniente da alteração dos feldspatos) apresentando, da caolinita, somente traços, sugere a presença de material amorfo a mal cristalizado, ou mesmo de uma fase mineral que antecede a formação da caolinita, nesta porção do perfil.

Delvigne (1984) refere-se ao fato de que a halloisita, meta-halloisita e caolinita aparecem como pseudomorfoses do feldspato após uma fase intermediária de degradação constituída por material amorfo, no seio do qual se desenvolvem numerosos pontos de nucleação que vão gerar os primeiros cristaltos dos filossilicatos supramencionados. Boulangé (1984) constata, na isalterita inferior dos perfis de Mont Tato, a alteração do ortoclásio e albita para gibbsita através das seguintes fases intermediárias: feldspatos-plasma de alteração de aspecto amorfo-plasma de alteração à metahalloisita-gibbsita, no plasma de transferência ocorrendo a caolinita e a halloisita. Oliveira (1985) constata que, no início da alteração, a quantidade de amorfos é maior, cristalizando-se nos fácies mais evoluídos.

A partir destes resultados pode-se admitir, no presente caso, que o material isotrópico proveniente da alteração dos feldspatos deve tratar-se de material amorfo ou de uma fase mineral transitória a caminho da caolinita.

Dado que, no fácies rocha alterada, tanto os feldspatos e notadamente a biotita se mostram alterando para caoliní-ta caracteriza-se, no fácies em questão, um processo de monossia-litização (Pedro, 1964) em curso, com a formação de uma isalteri-ta caolinítica.

No que concerne a presença do hidróxido de manga-nês (litioforita) e da halloisita nas partes basais dos perfis configura-se um fenômeno complexo, desde que os dois minerais apresentam condições de formação distintas.

No entanto, Valetton (1972) relata enriquecimentos de manganês na base de depósitos vários de bauxita. Bates (1962) indica a presença, quando da alteração de rochas basálticas, de halloisita provindo tanto da alteração dos feldspatos (plagio-clásio-halloisita-fase amorfa-gibbsita), como preenchendo veios nos quais se encontram, também, manchas de óxido de manganês. Boulangé (1984) constata que a halloisita da base dos perfis (Mont Tato), presente nos planos de fraqueza da rocha são, é de acumula-ção absoluta. Oliveira (1985) observa a halloisita como o prin-cipal produto das fases iniciais de alteração dos fonólitos por-firíticos.

A halloisita, que se constitui no espécime mais hi-dratado da família das Kanditas (Deer et al., 1967). forma-se em condições mais hidromórficas. Bates (op. cit.) comenta a exis-tência da halloisita em sítios com drenagem suficiente para remo-ver as bases, mas não toda a sílica.

Quanto ao manganês sabe-se que, em solução aquosa, o Eh a um dado pH precisa ser mais alto para que aconteça a pre-cipitação do Mn^{4+} , comparativamente ao Fe^{3+} , o que promove a se-paração dos dois. Desta forma, o Mn pode ser carregado mais tem-po em solução.

Hem (1963) pesquisando o equilíbrio químico e o grau em que ocorre a oxidação do Mn, constata que a proporção do Mn^{2+} oxidado e precipitado a partir das soluções aeradas é acen-

tuadamente aumentada com o aumento do pH, e diminuída quando íons sulfato e bicarbonato estão presentes. Embora a velocidade de oxidação do Mn seja mais baixa do que daquela do ferro, o tempo de circulação das águas subterrâneas é longo o suficiente para ocorrer a precipitação do Mn. Hem (op. cit.) refere-se também ao efeito autocatalítico dos óxidos precipitados, que favorecem a continuidade do processo.

Aliado a estes fatores Mercado (1981) observa que o Mn, facilmente carregado em solução como bicarbonato, pode ser oxidado na base dos perfis especialmente durante as estações secas, quando o lençol freático está no seu nível mais baixo e a alcalinidade da base do perfil, máxima.

Do acima exposto sugere-se que fases climáticas mais úmidas (lençol freático mais elevado) favoreceriam a formação da halloisita, e fases mais secas, a do hidróxido de Mn, os dois se acumulando nas partes inferiores dos perfis, notadamente na base. A ação do lençol freático na precipitação do Mn somar-se-iam, como já comentado, o longo tempo de reação, e o efeito autocatalítico dos óxidos já formados.

No fácies mais resistente da isalterita, que se sobrepõe ao fácies rocha alterada, a maior compacidade e resistência de seus fragmentos, comparativamente aos do nível basal, é dada tanto por uma micro-agregação resultante da efetiva cristalização da gibbsita como pela presença do ferro que tinge os leitos gibbsíticos, conferindo-lhes tonalidades branco-amareladas e branco-rosáceas. Observa-se, no entanto, que o fenômeno de distribuição do ferro não se dá com a mesma intensidade na isalterita de todos os perfis, desde que dependente da existência dos máficos ferruginados, cuja presença oscila sobremodo nos níveis parentais, o mesmo ocorrendo com o quartzo e a caonilita. Tais fatos imprimem certas diferenças de resistência aos fragmentos, que tendem a ser mais frágeis com a presença crescente de quartzo e caolinita e menos frágeis quando a gibbsita e goethita dominam.

Por outro lado, no fácies mais resistente da isalterita a individualização dos pseudomorfos exerceu um papel importante na preservação das texturas e estruturas das rochas parentais. Para que tal ocorresse, a presença do ferro foi determinante. Como o primeiro elemento a se individualizar durante a alteração, constituiu paredes goethíticas que favoreceram a conservação das estruturas. Já na individualização dos pseudomorfos de gibbsita a partir dos feldspatos, considera-se que o pH de abrasão (Stevens e Carron, 1943) tenha sido particularmente importante na remoção da sílica. Além do mais, a tendência do quartzo de ocorrer nas rochas como lentes monominerálicas e porções localizadas fez com que seu contato menos freqüente com os feldspatos em decomposição facilitasse a alitização direta (Pedro, 1964) destes últimos. Ressalta-se a importância dos numerosos micro-sistemas de alteração presentes nas rochas parentais estrutural e mineralogicamente descontínuas.

A presença de gibbsita importante e a estrutura conservada do fácies mais resistente da isalterita indicam que o mesmo resulta de uma antiga transformação direta da rocha por alitização. No entanto, o fato da existência de expressivas quantidades de caolinita convivendo com a gibbsita na isalterita das vertentes e baixadas aponta para a ocorrência de um importante fenômeno de neoformação daquela em fases subseqüentes à alitização, além da caolinita já existente, pseudomórfica da biotita.

Quanto à bauxita isalterítica, além do desenvolvimento máximo do cristalplasma gibbsítico e das pseudomorfoses, houve dissolução de parte do quartzo e dessilicificação da caolinita.

Fritz e Tardy (1973) mostram que a reação de dissolução do quartzo, a 25°C e para valores de pH < 9 independe do mesmo, sendo unicamente controlada pela atividade dos íons H_4SiO_4 . Assim sendo, a dissolução do quartzo torna-se possível desde que a concentração de sílica em solução seja inferior a 10^{-4} mol/l.

Por outro lado, Gardner (1970) demonstra o efeito

retardador do quartzo no desenvolvimento da gibbsita, a sua presença favorecendo a formação da caolinita. No entanto, para $H_4SiO_4 < 10^{-4.6}$ mol/l e a $pH > 4.2$, a caolinita pode se dissolver incongruentemente, deixando um resíduo de gibbsita.

Loughnan e Bayliss (1961) e Lodding (1972) atentam para a possibilidade da existência de filmes de óxidos de Fe e Mn envolvendo os grãos de quartzo, dificultando sua dissolução e isolando-os do sistema.

No entanto, no material estudado não se observou, ao microscópio de polarização, filme algum envolvendo os cristais de quartzo.

Por outro lado, há que se considerar a natureza das rochas que geraram a bauxita. A estrutura foliada das mesmas certamente facilitou a drenagem interna dos perfis, contribuindo para a manutenção de teores de sílica em solução baixos o suficiente para não só dissolver o quartzo como também promover a dessilicificação da caolinita.

Conclui-se que, para a ocorrência de tais fenômenos, condições de concentração de sílica em solução inferiores a $10^{-4.6}$ mol/l a $pH > 4.2$ devem ter prevalecido, pelos modelos teóricos.

Mesmo tendo havido solubilização de parte do quartzo, é comum a coexistência quartzo-gibbsita no material estudado, o que é uma contradição petrogenética, dada a composição química dos dois minerais.

A bauxita isalterítica representa um estágio mais evoluído da isalterita - fácies mais resistente. Desta maneira, a maior parte da gibbsita nela presente é de alteração direta dos minerais primários (pseudomorfoses). No entanto, alguma caolinita nela existente foi posteriormente desestabilizada, propiciando uma segunda geração de gibbsita que, preenchendo os vazios

existentes, formou cutans do tipo gibbsitans. Este fenômeno, alia do ã dissolução de parte do quartzo, contribuiu para a majoração dos teores de alumínio na bauxita.

A bauxita aloterítica, pelo fato de se apresentar desestruturada, distingue-se geneticamente da isalterita, exibindo uma complexa história evolutiva. Na figura 12 ẽ mostrado o aspecto geral bem como as várias etapas que se sucedem na sua formação.

- Situação geral (figura 12)

Entre e invadindo porções e microgrânulos do cristaliplasma gibbsítico acha-se importante material ferruginoso avermelhado de natureza iluvionar. No cristaliplasma, próximo a vazios, onde a circulação de soluções ẽ mais livre, a gibbsita aparece melhor cristalizada. Cristais de quartzo exibem golfos de dissolução. Veios de gibbsita fina truncam as estruturas prẽ-exis^tentes. Uma fase última de goethans preenche vazios.

. Etapa 1

Entre porções do cristaliplasma gibbsítico aleatoriamente distribuídas encontra-se um plasma ferruginoso avermelhado em parte cutanico (plasma ferruginoso 1).

. Etapa 2

Microgrânulos separados do cristaliplasma constituem microssistemas aptos a entrada de material. Tais microgrânulos são invadidos e rearranjados por um expressivo aporte de material iluvionar avermelhado de cunho argilo-ferruginoso. Tal feição essencialmente cutanica, trunca ferrans prẽ-existentes (plasma ferruginoso 2, cutanico).

. Etapa 3

Veios de gibbsita fina cortam discordantemente as estruturas prẽ-existentes (enriquecimento absoluto). Note-se que esta etapa propiciou a formação de gibbsitans.

Figura 12 - Aspectos evolutivos da bauxita aloterítica

. Etapa 4

Aporte último de material ferruginoso amarelado, formando goethans.

Ponderações várias podem ser feitas a respeito da evolução da bauxita aloterítica. Na reconstituição dos eventos que culminaram na sua formação, numa determinada fase de evolução dos perfis, condições menos livres de drenagem propiciaram a formação, na sua base, de uma isalterita caolinítica. Sabe-se que nos meios finamente porosos, argilosos originalmente ou secundariamente por acumulação iluvial, a hematita aparece como a forma estável do ferro (Nahon et al., 1977; Didier, 1983; Didier et al., 1983 e Cantinolle et al., 1984).

Com o aprofundamento geoquímico dos perfis, no plasma originalmente caolinítico instalou-se a hematita (plasma ferruginoso 1). A presença desta última provocou a dissolução da caolinita, transformando a isalterita caolinítica num cristaliplasma à gibbsita e hematita. De tal transformação resultaram poros, porções e microgrânulos residuais de cristaliplasma gibbsítico que foram posteriormente invadidos por um importante plasma de transferência argilo-ferruginoso avermelhado. Nesta fase aparecem proeminentes cutans redistribuindo os microgrânulos gibbsíticos (plasma ferruginoso 2). A presença, na bauxita aloterítica, dos plasmas iluvionares argilo-ferruginosos essencialmente hematíticos, conferiu-lhe tonalidades vermelhas e vermelho-violáceas e lhe assegurou máximo endurecimento e resistência.

No ambiente francamente oxidante de formação da bauxita aloterítica houve dissolução de parte da gibbsita que, solubilizada, migrou lateral e descendentemente formando veios, preenchendo fraturas do quartzo e box-works de máficos (etapa 3).

Nota-se que houve, na bauxita em questão, importante dissolução de quartzo.

Do acima exposto, conclui-se que a bauxita aloteri

tica formou-se por alitização indireta da rocha, por meio de uma fase intermediária de isalterita caolinítica. No processo, houve uma geração múltipla de poros e fissuras, o que se reflete na presença de macroporos abertos e fechados nos fragmentos daquela.

Nas porções superiores da bauxita em questão observou-se a existência de ferri-gibbsitans zonados provenientes da evolução dos ferri-argilans.

Quanto à bauxita pedoturbada, intensa ferruginização atingiu-a como um todo, obscurecendo prováveis etapas evolutivas, divisando-se somente as abundantes porções ferruginosas que se entremeiam àquelas do cristaliplasma gibbsítico.

O quadro 2 resume os processos de formação dos diferentes fácies de alteração e seus minerais secundários.

	Fácies de Alteração	Processo de Formação	Minerais Secundários
B A U X I T A	Isalterítica e Pedoturbada	Alitização Direta	Gibbsita - Goethita Hematita
	Aloterítica	Alitização Indireta	Gibbsita - Hematita Goethita
I S A L T E R I T A	Fácies mais resistente	Alitização Direta	Gibbsita - Goethita Caolinita
	Fácies rocha alterada	Monossilicificação	Caolinita

Quadro 2. Os processos de formação dos diferentes fácies de alteração e seus minerais secundários.

CAPÍTULO IV

A QUÍMICA DOS MATERIAIS

1. GENERALIDADES

No morro estudado em detalhe não há análises químicas de rochas sãs, exceção feita ao perfil 146, como já visto. No entanto, há 37 amostras de rochas analisadas circunvizinhas àquela e que procuram representar as variações litológicas da área.

Dada a variedade de tipos (gnaisses e granulitos blastomiloníticos de composição ácida a básica e tipos retrometamórficos), decidiu-se por separá-los em três divisões: ácida, intermediária e básica, a fim de se obter uma estimativa dos teores químicos para cada grupo. Apesar de tal divisão não ser clássica para rochas metamórficas, esta foi a maneira encontrada de se avaliar, em termos gerais, a composição química de rochas petrograficamente tão variadas.

Assim sendo, a inclusão da tabela 1 no início deste capítulo tem como objetivo fornecer os dados químicos das rochas sãs para referência com os do material de alteração que serão apresentados.

No entanto, as comparações dos teores médios dos elementos na bauxita serão feitas com suas médias na crosta (Turekian e Wedepohl, 1961 e Krauskopf, 1972), desde que não há como relacionar os níveis alterados com as divisões supramencionadas.

		Divisão Básica	Divisão Interme- diária	Divisão Ácida
SiO ₂	%	48.47	60.26	69.25
Al ₂ O ₃		15.22	15.86	13.74
F ₂ O ₃		3.14	1.50	0.95
FeO		9.24	6.90	3.47
MgO		7.79	2.61	1.08
MnO		0.19	0.22	0.09
CaO		9.86	4.89	2.68
Na ₂ O		1.44	2.64	3.19
K ₂ O		0.81	1.98	3.59
TiO ₂		1.68	1.10	0.56
P ₂ O ₅		0.20	0.31	0.11
CO ₂		0.41	0.34	0.26
H ₂ O ⁺		1.54	1.11	0.83
Ba	ppm	231	681	1633
Cr		135	64	41
Ni		90	33	23
Sr		192	363	329
V		268	111	51
Y		42	37	18
Zn		77	90	65
Zr		131	284	209
		(n = 8)	(n = 21)	(n = 8)

Tabela 1 - Composição química média de rochas do fácies granulito. A letra N refere-se ao número de determinações usadas nos cálculos das médias.

2. A DISTRIBUIÇÃO DOS ÓXIDOS DOS PRINCIPAIS ELEMENTOS E AS RAZÕES QUÍMICAS NA BAUXITA E ISALTERITA

2.1. A distribuição do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 e TiO_2

Para maior facilidade de referência, aos perfis bauxíticos denominar-se-ã mineralizados, e aos demais, estêreis (isalterita).

Os elementos Si, Al e Fe são os responsáveis pelo quimismo do material estudado, desde que somados perfazem no mínimo 2/3 de sua composição, expressivamente complementada pela água estrutural. O Al e o Fe se concentraram sob a forma de gibbsita e goethita/hematita, ao passo que a sílica de minerais primários (quartzo) e secundários (caolinita) foi em parte removida na bauxida, permanecendo de maneira integral na isalterita.

Cabe ressaltar que a distribuição dos elementos maiores é fruto de dois fatores principais:

- da composição da rocha que varia erraticamente;
- da eficiência da drenagem retrabalhando-as, e atuando tanto na concentração relativa como absoluta dos mesmos, e também na sua remoção. O balanço dos dois fatores é dificultado pela variação de ambos.

A distribuição dos óxidos dos elementos supramencionados revela, ao longo dos perfis, tendências e discrepâncias evidenciadas nas figuras 13.a (perfis mineralizados) e 13.b (perfis estêreis).

Com relação ao comportamento do Al_2O_3 e SiO_2 observa-se nos perfis mineralizados, genericamente, a manutenção dos teores de sílica mais baixos e de Al mais altos, relativamente àqueles estêreis nos quais se constata o acentuado deslocamento, para

Figura 13.a - A distribuição do Al₂O₃; Fe₂O₃; SiO₂ e TiO₂ na bauxita (perfis mineralizados; 136, 145, 1944 e 131).

PERFIS ESTÊREIS (ISALTERITA)*

Figura 13.b - A distribuição do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 e TiO_2 nos perfis estêreis (isalterita: 146, 148 e 152; 1987 e 134); (coluvionar: 132).

a direita, da linha da sílica. Por outro lado nota-se, em todos os perfis, especialmente naqueles estêreis de natureza mais ácida (146, 148 e 152), máximos de Al_2O_3 antagônicos a mínimos de SiO_2 e vice-versa.

A irregularidade na distribuição da sílica acha-se principalmente ligada a distribuição errática do quartzo devendo-se, em parte, à caolinita. Tal constatação provém do exame de difratogramas e lâminas delgadas, desde que as análises químicas disponíveis são para sílica total.

Análises da "Companhia Brasileira de Alumínio" dos perfis mineralizados, dão conta da tendência de um aumento da sílica solúvel (caolinita) do topo para a base dos perfis. A presença da sílica insolúvel (quartzo) é, no entanto, a mais expressiva, seus teores variando de maneira imprevisível.

Nos perfis onde a última amostra coincidiu com o nível próximo a base (isalterita; faceis rocha alterada), a halloisita alóctone e material isotrópico devem responder, em parte, por aumentos no teor de sílica (136, 146).

Com relação a distribuição do Fe_2O_3 , especialmente nos poços mineralizados, tem-se que, sendo menores as variações de sílica, aumentos bruscos nos teores de ferro fazem descrescer os de alumínio a ponto de interferir na qualidade da bauxita.

Note-se, no entanto, que a elevação dos teores de Fe_2O_3 não ocorre somente por concentração relativa, como também por concentração absoluta.

Ilustram o primeiro caso os níveis de bauxita isalterítica, na qual as variações dos teores de ferro devem-se essencialmente a variação no caráter das rochas, elucidando um enriquecimento em sua maioria relativo.

Já no perfil 131 (3 m), o aumento brusco de Fe_2O_3 ali registrado resulta de um enriquecimento em sua maioria absolu

to (material de iluviaçãõ), convertendo a bauxita aloterítica localmente em estéril*. Nos demais níveis da bauxita aloterítica observa-se igualmente um aumento nos teores de ferro, o que no entanto se dá de forma paulatina da bauxita isalterítica para os mesmos.

Jã nos perfis estéreis (isalterita das vertentes e baixadas), os teores de ferro oscilam a mercê das variações no caráter das rochas.

O comportamento do TiO_2 segue de perto o do Fe_2O_3 , o que pode ser constatado nas tendências similares das linhas dos dois elementos. Notar especialmente o nível 3.5 m do perfil 152 (estéril), onde o aumento brusco do ferro é seguido por um comportamento similar do titânio. Quando do comentário das correlações, tal tópico será retomado.

Do acima comentado depreende-se genericamente que:

- nos perfis mineralizados houve o máximo de individualização do Al, lixiviação de sílica e máxima individualização do Fe (de acumulação relativa e absoluta). Na bauxita nos perfis em questão, portanto, a drenagem sobrepujou e modificou feições químicas das rochas.
- em contrapartida, nos perfis estéreis (isalterita) a heterogeneidade química das rochas parentais é mais evidenciada, manifestando-se nos maiores teores de sílica (do quartzo a caolinita, esta última residual e de neoformação) e/ou ferro (goethita), variando de maneira mais brusca e puntual, retratando as variações mineralógicas dos antigos leitos.

* Logo abaixo deste nível retornam os teores mais altos de Al_2O_3 . Dado que tal nível representa somente uma descontinuidade local e é considerado minério pela CBA, consta do desenho como bauxita, desde que morfologicamente semelhante aos demais níveis de bauxita aloterítica.

2.2. A razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$

Nos depósitos de bauxita, fato comum é do aumento da razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ do topo para a base dos perfis (Valeton, 1972).

Tal razão exhibe, no entanto, no material estudado, certas particularidades de comportamento.

Com relação aos perfis mineralizados (figura 14.a) observa-se nos diferentes níveis (metros) da bauxita, uma relação $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ em sua quase totalidade inferior a 0.5, exceção feita ao nível 0 m, onde a presença mais expressiva do quartzo na fração areia a faz crescer. Um ligeiro aumento da mesma que se mantém, no entanto, inferior a 1.0, ocorre da bauxita para a isalterita, exceção feita ao perfil 1944, onde a alteração mais profunda manteve-a mais baixa até seus níveis inferiores.

Já nos perfis 146, 148 e 152, estéreis (figura 14.b) a razão é, no geral, > 1.0 . Observe-se que, na medida em que o material torna-se menos evoluído, a razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ cresce e apresenta picos, desde que a influência da rocha se faz sentir de modo mais veemente.

De um modo geral, na isalterita a razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ cresce com aumentos na quantidade de quartzo e caolinita.

2.3. A razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$

Partindo-se da observação das razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ nos perfis mineralizados (figura 14.a) constata-se uma grande discrepância nos seus valores, haja visto no perfil 136, onde na bauxita a razão varia num intervalo de 4,3 (1 m) a 1,6 (7 m), as variações da mesma entre os perfis sendo de uma diferença máxima de 2,8 (perfil 136 - 1 m; 4,3; perfil 145 - 7 m; 1,4).

Figura 14.a - As razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ na bauxita (perfis mineralizados; 136; 145; 1944 e 131).

* EXCETUANDO-SE O PERFIL 132, COLUVIONAR.

Figura 14.b - As razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ nos perfis estéreis (isalterita: 146, 148 e 152; 1987 e 134) (coluvionar: 132).

Devido a existência de material iluvionar de cunho ferruginoso especialmente na bauxita aloterítica, a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ deveria nela registrar um acentuado decréscimo o que não é, no geral, observado, dada as constantes variações nos teores de ferro das rochas parentais.

Da comparação dos perfis mineralizados (figura 14.a) com aqueles estéreis (figura 14.b) resulta uma notável diferença na razão que varia de 1,4 (perfil 145) a 3,9 (perfil 148) e 12,6 (perfil 146).

Desde que a razão média $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ no material em geral fica por volta de 2,0, valores altos como os do perfil 146 (estéril) dão conta de um outro fator influenciando a dinâmica do ferro, ou seja, a natureza da rocha parental.

Desta forma, a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ nos perfis estéreis (isalterita) oscila mais como um demonstrativo da natureza da rocha, ao passo que nos perfis bauxíticos retrata, além da natureza da rocha, o efeito de pronunciadas remoções e acúmulos relativos e absolutos de matéria. Tal observação só vem corroborar aquelas já anteriormente feitas.

2.4. Diagrama Triangular

No diagrama triangular (figura 15), os teores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e SiO_2 são recalculados para 100. Conseqüentemente, o minério de alumínio ($\geq 40\% \text{Al}_2\text{O}_3$) apresenta teores recalculados iguais ou superiores a 60% Al_2O_3 .

Observa-se a natureza mais silicosa da isalterita da vertente e baixada leste (o que é especialmente demonstrado pelos perfis 146 e 148), comparativamente aquela da vertente e baixada sul, mais ferruginosa (perfis 1987 e 134), refletindo diferenças no caráter de suas rochas parentais.

Figura 15 - No diagrama triangular, uma visão de conjunto da distribuição dos perfis mineralizados (bauxita) e este-reis (isalterita e colúvio). A bauxita ($\geq 40\%$ Al_2O_3) apresenta teores recalculados $\geq 60\%$).

Note-se o caráter silicoso do perfil 132, coluvionar, evidenciando a presença de quartzo detrítico e caolinita.

Constata-se que a evolução dos materiais culminando na bauxita se deu pela perda de Si e acumulação de Al e Fe, a partir de dois diferentes tipos de materiais. Assim sendo, rochas ricas em sílica e pobres em ferro tiveram, por perda da primeira, seus conteúdos de alumínio majorados durante o processo de laterização. Partindo-se de rochas mais pobres em sílica, seus teores de ferro foram determinantes na formação do minério; notar que pontos com teores similares de sílica se enquadram na categoria de minério e de estéril (isalterita), em função do teor de ferro.

2.5. Correlações

Sempre que tratarmos da análise da natureza química das alteritas, estaremos nos referindo aos dados das tabelas que constam do "Apêndice".

Dentre os elementos considerados, as duas variáveis que apresentam entre si o mais alto coeficiente de correlação negativo são a H_2O^+ e a SiO_2 (-0,87); plotando-se os coeficientes de correlação das demais variáveis em função das acima mencionadas, obteve-se o resultado apresentado no diagrama da figura 16.

Nela se ressaltam grupos de óxidos caracterizados por comportamentos contrastantes. Os óxidos do quadrante 2 compõem o grupo dos residuais que se contrapõe aos do quadrante 4, móveis. Entre os dois campos situam-se aqueles de comportamento intermediários, como será visto.

Será primeiramente discutido o comportamento dos elementos residuais: Al, Fe, Ti, V, P, Cr, Ga e Zr.

Apesar da variedade e heterogeneidade dos elementos químicos considerados, os dados nos permitem algumas conjecturas dos mesmos com as estruturas minerais.

Figura 16 - Diagrama de correlação H_2O^+ x SiO_2 para os principais óxidos.

A alta correlação positiva Al/H_2O^+ (0,88) é evidenciada no gráfico (figura 17), onde aumentos na quantidade de gibbsita são denunciados por uma maior perda ao fogo. Notar a diferença dos teores de H_2O^+ na isalterita e bauxita.

A alta correlação negativa Al/Si (-0,71) é demonstrada no diagrama (figura 18). Tal correlação não chega a ser mais expressiva pelo fato de que, além da gibbsita predominante, ocorrem o quartzo de presença fortuita, a caolinita e pontos nos quais os altos teores de ferro tornam-na discrepante.

A baixa correlação negativa Fe/Al (-0,02) é significativa de um comportamento independente, errático, dos dois elementos.

No diagrama da figura 16, notar o afastamento entre Al_2O_3 e Fe_2O_3 que foram plotados, como já visto, em função da sua correlação positiva com a H_2O^+ e negativa com a SiO_2 . A correlação H_2O^+/Fe (0,27), pouco expressiva perante a H_2O^+/Al (0,89) é, por sua vez, fruto de três fatores. Primeiro, o de que o principal mineral de ferro secundário, a goethita, possui, pela sua composição estequiométrica, 10.1% H_2O^+ , comparativamente aos 34.6% da estrutura da gibbsita. Segundo, a de que a presença da gibbsita é quantitativamente maior. E terceiro, o de que a goethita divide com minerais de ferro acessórios (magnetita e ilmenita) a responsabilidade pelos teores do mesmo, o que faz baixar a correlação H_2O^+/Fe . Os motivos mencionados justificam a alta correlação positiva H_2O^+/Al e baixa H_2O^+/Fe , e fazem com que os óxidos dos dois elementos apareçam afastados no diagrama.

Por outro lado, o balanço geoquímico obtido a partir dos dados da densidade aparente (Millot e Bonifas, 1955) do perfil 146, o único com rocha sã na base, acusou uma acentuada perda de ferro (até 68%), nos níveis alterados basais.

As altas correlações positivas Ti/Fe (0,90), V/Fe (0,87) e V/Ti (0,81) e os gráficos (figuras 19.a, 19.b e 19.c) ilustram o comportamento geoquímico destes três elementos.

Figura 17 - Diagrama de correlação $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{H}_2\text{O}^+$.

Figura 18 - Diagrama de correlação $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2$.

Figura 19 - Diagramas de Correlação: a. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$; b. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{V}_2\text{O}_5$; c. $\text{TiO}_2/\text{V}_2\text{O}_5$.

Da observação da tabela de dados químicos (Apêndice) constata-se que os teores de Ti e V crescem nos níveis mais ricos em ferro que ocorrem indistintamente na bauxita e isalterita. Saliencia-se, no entanto, os maiores teores de ferro nos perfis mineralizados e, conseqüentemente, de Ti e V.

Entre os elementos analisados, o Cr mostra uma correlação baixa negativa com todos. Correlações baixas, porém relevantes entre os demais pares, são reveladas pelos seguintes: Cr/Fe (0,35); V/Cr (0,31) e Cr/Ti (0,20).

Por outro lado observa-se que, para teores similares de ferro no solo e demais materiais, os teores de Ti, V e Cr no primeiro são maiores, concluindo-se que minerais da fração areia são certamente os responsáveis por tal fato.

Pelo constatado na mineralogia, os altos teores de titânio devem-se, em sua maioria, à ilmenita, magnetita, anatásio e, eventualmente, ao rutilo incluso na caolinita. Sad e Barbosa (1985) referem-se a um mineral opaco presente nas rochas charnoquíticas como magneto-ilmenita, o que não foi pesquisado, no caso.

Banerjee (1975) aponta, nos charnoquitos da Índia, a existência do V na magnetita e Ilmenita e do Cr nos piroxênios, anfibólios, magnetita e outros espinélios.

Bárdossy e Pantô (1973) apud Patterson et al. (1986) constataram, nas bauxitas de países europeus, a presença de vários elementos menores concentrados nos minerais detríticos.

Quanto a titanita, seus cristais são pouco comuns nas rochas parentais. No entanto, segundo Frederickson (1948) a mesma dissolve-se prontamente quando em contato com soluções de circulação, os íons titanato podendo reconstruir-se num dos polimorfos de titânio (leucoxênio), o que igualmente contribui para uma elevação dos seus teores na bauxita.

Por outro lado, os potenciais iônicos próximos a similares do Fe, Ti, V e Cr permitem que os mesmos formem precipitados (Goldschmidt, 1937) nos meios onde estão se processando a alteração.

Além disso, dados da literatura indicam a goethita como detentora de elementos tais como o Al, Co, Cr e Ni, entre outros, desde que defeitos na sua estrutura permitem que sejam nela incorporados elementos "estranhos" (Kühnel et al., 1975).

Boulangê (1984) verificou, na bauxita desenvolvida sobre granito em Mont Tato, que as acumulações absolutas de ferro se fazem acompanhar dos elementos Ti, Cr e V.

Desta forma, considera-se que, no caso, os minerais secundários de ferro (goethita de enriquecimento relativo e hematita de acumulação absoluta, predominantemente), possam conter parte dos elementos em questão, o que carece, no entanto, de constatação.

O valor médio do titânio na crosta é de 0,57%.

Comparativamente a este dado, chama a atenção o fato de que o mesmo chega a apresentar um fator de enriquecimento de 8, na bauxita (perfil 136).

Sabe-se que a mais alta concentração de titânio nos meios de alteração ocorre nas bauxitas (Migdisow, 1960), nas quais registra-se enriquecimentos de 200-400% com respeito as rochas parentais (Valeton, 1972).

No entanto, no material estudado as oscilações dos valores, atingindo cifras tão altas como as apresentadas devem-se, seguramente, aos altos teores de titânio das rochas parentais.

O vanádio concentrou-se de um fator máximo de 6 (isalterita-perfil 145) e mínima de 1,2 (perfil 148), perante a sua média na crosta (135 ppm).

Os valores de cromo são, no geral, inferiores aos da sua média na crosta (100 ppm), o que é função dos seus baixos teores nas rochas sãs, desde que normalmente se concentra nos processos supérgenos.

O Zr^{4+} encontra-se na categoria dos íons que são prontamente precipitados como hidróxidos insolúveis quando da alteração supérgena, sendo normalmente concentrado, especialmente nas bauxitas.

No caso constatou-se a presença, não só na mesma, como no material estéril, de cristais de zircão, além do que as correlações Zr/Ti (0,51), Zr/Cr (0,49) e Zr/Fe (0,34) demonstram uma associação do zircônio com minerais de titânio e ferro.

Cesbron (1984) verificou, em amostras da bauxita de Lages, SC, por um lado a ausência física do zircão e, por outro, a concentração de zircônio em dois minerais diferentes: na goethita pseudomórfica de antigos cristais de anfibólio e, sobretudo, no leucoxênio de neoformação.

Zakrutkin e Shvetsova (1975) verificaram, na bauxita do Timão, a presença de zircônio na fração gibbsítica, provavelmente como misturas de dióxido de zircônio hidratado ($ZrO_2 \cdot nH_2O$), sugerindo também que o elemento em questão poderia estar em substituição isomórfica nos oxihidróxidos de Fe e Al e mesmo adsorvido na caolinita.

Observa-se que os maiores teores de zircônio encontram-se na bauxita, o que provavelmente se deve não só ao zircão, mas também a presença daquele nos minerais de titânio e ferro que se mostram mais concentrados na bauxita (anatásio, leucoxênio, goethita).

Comparativamente à sua média na crosta (165 ppm) o zircônio concentrou-se, atingindo um máximo de 1048 ppm na bauxita.

Dados de Zakrutkin e Shvetsova (op. cit.) dão conta de que o conteúdo médio de zircônio nas bauxitas é 3,5 vezes maior que a sua média na crosta, a razão média de concentração, no caso, ficando por volta de 4,6.

O gálio, normalmente, exibe uma coerência de comportamento com o alumínio, dado a similaridade de carga e raio iônico entre os dois (Ga^{3+} : 0,63 Å; Al^{3+} : 0,51 Å).

Wolfenden (1965) constatou que aumentos nos teores de alumínio da rocha para a bauxita foram seguidos pelos de gálio.

No presente caso, a correlação Ga/Al (0,33) revela que o mesmo segue fracamente o comportamento do alumínio, tendência que se manifesta tanto na bauxita como no material estéril.

Beneslavskii (1963) presume que o gálio substitui o alumínio em minerais tais como a boehmita, gibbsita, diásporo e coríndon.

Kim (1979) verifica que o gálio ocorreria sob a forma de HGao_2 (ou GaOOH), substituindo isomorficamente o alumínio, especialmente na boehmita (AlOOH). Diferenças estruturais entre GaOOH e Al(OH)_3 (gibbsita) explicariam o enfraquecimento da correlação Ga/Al nas bauxitas gibbsíticas.

Chowdhury et al. (1965) concluem que, em bauxitas indianas, o gálio se acha estreitamente ligado ao titânio, dado a alta correlação entre eles (0,92). Nas bauxitas de Mirafisto não ocorre ($\text{Ga/Ti} = 0,66$).

Com relação ao teor médio de gálio na crosta (15 ppm), houve na bauxita uma razão máxima de enriquecimento de 3.

Quanto ao fósforo, seu alto potencial iônico o conduz à formação de oxiânions solúveis. Chama a atenção, no entanto, os teores de fósforo na bauxita e material estéril, superio-

res àqueles da média da crosta (1050 ppm). As correlações P/Fe (0,66), P/Ti (0,62) e V/P (0,55) evidenciam sua ligação com minerais de ferro e titânio.

Com relação ao nióbio, elemento que apresenta um comportamento intermediário entre os móveis e residuais, as mais altas correlações positivas por ele apresentadas são: Nb/Zr (0,40; Nb/Ti (0,34) e Nb/Fe (0,34).

Cesbron (1984) verificou no anatásio altos teores de nióbio e zircônio, aventando a possibilidade de que estivessem presentes sob uma das seguintes formas: como óxidos / hidróxidos mais ou menos coloidais, como misturas com os geles aluminosos e fêrricos, ou mesmo substituindo o titânio.

Gordon e Murata (1952) sugerem que, nas bauxitas do Arkansas, o nióbio esteja provavelmente combinado com minerais de titânio encontrados na fração pesada da bauxita, tais como o anatásio, ilmenita e rutilo.

Pachadzhanov (1964) constata, nas bauxitas de Akmolinsk, que a maior parte do nióbio e tântalo ocorre na fração leve não magnética (gibbsita e caolinita), minerais que seriam então os principais portadores daqueles elementos.

No presente caso, a correlação negativa Nb/Al (-0,23) descarta tal possibilidade.

Desde que a relação Ti/Fe é muito expressiva, como já visto, e que as correlações Nb/Ti e Nb/Fe são significativas, e entre si, semelhantes, sugere-se que o nióbio esteja provavelmente ligado a minerais de ferro e titânio, tais como a ilmenita e o anatásio.

Comparativamente à média da crosta (20 ppm), o nióbio concentrou-se de um fator máximo de 3 (na bauxita).

Do grupo dos elementos que foram exportados em solução, constam o Na, K, Ca, Sr, Ba e Mg, o que é previsto, dada a sua solubilidade (Loughnan, 1969).

Entre os demais, as correlações Ni/Zn (0,83), Zn/Mn (0,79) e Ni/Mn (0,75) dão conta da associação dos três elementos. Da análise de amostras da base dos perfis com misturas de óxido de manganês constam teores maiores de Zn e Ni.

Ressalta-se que parte do Mn exportado das alteri-tas encontra-se na base dos perfis, como já comentado.

Dados da literatura mostram que os óxidos de manganês precipitam de início sob forma coloidal, como sols de carga negativa, conseqüentemente adsorvendo de preferência cátions da solução (Krauskopf, 1972).

Dada a dificuldade de se obter o padrão de litioforita nas manchas de óxido de manganês, hipotetiza-se que o mesmo esteja de mal cristalizado a amorfo, o que faz com que se comporte como uma armadilha para os cátions supramencionados.

Quanto ao Ítrio (Y), sabe-se que tende a se mostrar mais enriquecido nos plagioclásios mais cálcicos. No entanto, no material alterado ele não se comportou como um "traçador", desde que apresenta correlações baixas com uma série de elementos.

2.6. Conclusão

Sabe-se que, nos produtos lateríticos, os conteúdos de Al e Fe podem variar entre níveis diferentes, bauxita contendo alto Al e baixo Fe, e laterita contendo alto Fe e baixo Al sendo muito comuns no mesmo depósito.

Ressaltam aqui as características das rochas paren-

tais heterogêneas silicosas e ferrosas e a presença de material alóctone imprimindo suas feições nas alteritas.

Assim sendo, pela classificação de Alewa e Hilversun (1984), a bauxita ($\geq 40\% \text{Al}_2\text{O}_3$, no caso), seria denominada de "bauxita ferruginosa e laterita aluminosa", ao passo que os materiais estêreis de "lateritas aluminosas e lateritas caoliníticas", a sílica tendo sido plotada, no entanto, como sílica total.

Desde que não houve a separação ferro/alumínio (Norton, 1973), os níveis aluminosos seguem com altos teores de ferro reliquiar e de acumulação absoluta, comprometendo a qualidade da bauxita, que se revela de média qualidade.

Note-se que o material da isalterita pode evoluir para bauxita por meio de uma expressiva perda de sílica (livre e combinada).

Por outro lado, chama a atenção o fato de que, mesmo em meio a tantas variações litológicas, os elementos se concentraram dentro do previsto por sua solubilidade (potencial iônico, Goldschmidt, 1937).

Desta maneira, foram concentrados o Al, Fe, Ti e P (maiores), e o V, Zr, Ga e Cr (menores). Tais elementos pertencem à categoria dos "hidrolisados" (potencial iônico entre 3 e 7), e formam hidróxidos insolúveis.

O Mn comportou-se como elemento que, solubilizado quando da alteração dos minerais primários, foi carregado pelas águas de infiltração, concentrando-se em parte na base dos perfis.

O concentrado em menor proporção (Nb) situa-se na categoria dos parcialmente solúveis, sendo tanto mais removido quanto mais intensa for a hidrólise.

Os alcalinos e alcalinos-terrosos foram exportados (potencial iônico baixo, muito solúveis), o que ocorreu igualmen-

te com o Ni, Zn e Y.

Nos níveis mais máficos ora ferruginizados observa-se, mais nitidamente, a afinidade geoquímica entre os elementos que se acompanham: Fe, Ti, V e, mui subordinadamente, o Cr.

No caso destes elementos que se acham "camuflados" (Lelong et al., 1976) na estrutura de minerais acessórios, tais como a ilmenita e magnetita, as tendências são claras.

Quanto à dinâmica dos elementos Ga, Cr, P, Nb, Y, e Zn, fatores tais como seu conteúdo inicial nos minerais primários, a variedade destes e seus diferentes valores de pH de abrasão (Stevens e Carron, 1943), a heterogeneidade dos micromeios de alteração e a drenagem interna dos perfis condicionaram um comportamento um tanto errático dos mesmos.

2.7. Quadro Comparativo

Da comparação dos teores químicos dos óxidos dos principais elementos maiores (Al, Fe e Si) entre jazidas de bauxita evoluídas de diferentes rochas (quadro 3), resulta que a bauxita de Miraf apresenta um teor médio de Al_2O_3 comparável a daquelas desenvolvidas sobre rochas graníticas e diabásio. No entanto, a natureza sobretudo ferruginosa e silicosa de suas rochas parentais conferiu-lhe teores médios de Fe_2O_3 comparáveis a da bauxita evoluída de diabásio, seu teor médio de sílica mostrando-se inferior aquele da bauxita sobre rochas graníticas.

Comparativamente a bauxita de alcalinas, ressaltam nas de Miraf os menores conteúdos de Al_2O_3 e maiores de Fe_2O_3 , principalmente, e de sílica, secundariamente.

	1	2	3	4
	Gnaisses Granulíticos, Miraf, MG	Alcalinas, Lages, SC	Graníticas, Mogi, SP	Diabásio, Curucutu, SP
Al_2O_3	42.78	58.08	44.00	41.98
Fe_2O_3	18.71	6.19	8.21	18.92
SiO_2	9.10	6.22	25.10	1.94

- 1 - Este estudo (média de 36 amostras).
2 - Oliveira (1985) (média de 30 amostras).
3 e 4 - Toledo-Groke (1981).

Quadro 3 - Comparação dos teores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e SiO_2 entre bauxitas evoluídas de rochas diversas.

CAPÍTULO V

A GÊNESE DA BAUXITA E ISALTERITA EM INTERAÇÃO COM A PAISAGEM

1. A EVOLUÇÃO DAS ALTERITAS NO MODELADO

Os perfis alteríticos estudados apresentam uma sucessão de fácies que revelam uma complexa história evolutiva na qual variaram as condições dos meios de alteração, gerando distintos fácies e imprimindo aos perfis um caráter polifásico.

A formação dos diferentes fácies alteríticos é, por sua vez, reflexo do modelado que regeu o tipo de evolução dos meses.

As diferentes fases evolutivas das fácies de alteração na paisagem são mostradas de modo esquemático na figura 20.

I. Numa primeira fase ocorre, provavelmente a partir de uma superfície aplainada, uma incisão profunda da paisagem propiciada por um clima úmido. O abaixamento do nível de base possibilita uma drenagem livre; os oxi-hidróxidos de ferro se individualizam no "front" de alteração da rocha, conservando as texturas e estruturas da rocha-mãe que assim permanecem à medida que o perfil se aprofunda. Forma-se então uma isalterita gibbsítica, por meio de uma alitização direta da rocha. No final da etapa I já se forma a bauxita isalterítica como um estágio mais evolutivo da isalterita gibbsítica.

II. Sucede-se uma fase de incisão gradual e moderada da paisagem, propiciada por condições climáticas mais secas. Devido às con-

I - INCISÃO PROFUNDA

II - INCISÃO GRADUAL E MODERADA

III - NOVA INCISÃO PROFUNDA

IV - FASE ATUAL

Isalterita Gibbsítica
Bauxita Isalterítica
Isalterita Caolinítica
Bauxita Aloterítica

Figura 20 - Evolução esquemática dos diferentes fácies de alteração na paisagem.

dições mais impedidas de drenagem, no "front" de alteração da rocha forma-se uma isalterita caolinítica.

III. Uma nova incisão profunda numa fase climática úmida propicia o aprofundamento geoquímico do perfil, formando-se novamente uma isalterita gibbsítica. Nesta fase configura-se um nível de isalterita caolinítica inserido entre a bauxita isalterítica e a isalterita gibbsítica.

Com o espessamento do perfil, a isalterita caolinítica é transformada numa bauxita aloterítica por meio da dessilicificação da caolinita e de uma importante acumulação absoluta de material ferruginoso concomitante e posterior à sua transformação.

A presença de numerosos cutans argilo-ferruginosos na bauxita aloterítica evidencia-na como um horizonte iluvionar, evoluído no nível de oscilação do lençol freático.

A bauxita aloterítica constitui-se, então, num horizonte alumino-ferruginoso endurecido formado por alitização indireta da rocha.

Concomitantemente à evolução da bauxita aloterítica prossegue a formação da bauxita isalterítica como um estágio mais evoluído da isalterita gibbsítica, o que se dá por meio de uma dissolução de parte do quartzo e enriquecimento relativo e absoluto de alumínio. Este último fenômeno ocorre por meio de uma segunda geração de gibbsita (de destabilização da caolinita) que preenche os vazios existentes respeitando, no entanto, as texturas e estruturas originais.

Com a continuidade do processo de incisão da rede hidrográfica, prossegue a formação da isalterita gibbsítica soto-posta à bauxita isalterítica.

IV. A formação de uma isalterita caolinítica na base dos perfis indica uma fase atual de monossialitização da rocha propiciada por

um clima mais seco.

Em resumo, podem ser feitas algumas considerações a respeito das fases evolutivas supramencionadas. Como resultado de las formou-se uma sucessão de fácies eminentemente isalteríticas, elaboradas em clima úmido, seqüência interrompida por material alo terítico que consigna uma descontinuidade. Em que pese a existência de tal nível, a alteração antiga favoreceu grandemente a alitização que contrasta com a da fase atual monossialítica.

Conclui-se que a sucessão e alternância dos fáceis alteríticos formados refletem a história geológica no curso da qual variaram as condições de alteração e bauxitização.

Por outro lado, salienta-se que a bauxita hoje existente não corresponde a toda espessura de bauxita formada, pois certamente os processos erosivos eliminaram importante parte dela ou, em alguns casos, toda ela, o que é evidenciado pela existência, numa mesma região, de morros estêreis na mesma cota daqueles mineralizados. O material coluvionar comprova igualmente a existência de erosão importante.

2. AS DIFERENCIAÇÕES DOS FÁCIES ALTERÍTICOS NAS TOPOSSEQUÊNCIAS

2.1. As alteritas nas topossequências

Sabe-se que os caracteres mineralógicos e químicos dos perfis dependem da sua posição topográfica (Delvigne, 1965). Assim sendo, embora as possibilidades de associações minerais sejam restritas nos depósitos lateríticos, algumas tendências foram evidenciadas nas paragêneses que exibem ligeiras diferenças no seu conteúdo mineral e químico ao longo dos perfis (numa seqüência vertical) e na paisagem (numa seqüência lateral), fruto de particularidades geoquímicas dos macro e micromeios onde se formaram.

A situação dos perfis do topo e encosta superior favoreceu a atuação de uma drenagem interna muito eficiente que permititiu o máximo de individualização do Al e Fe (sob as formas de gibbsita e goethita/hematita), fato demonstrado pela relação $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, a mais baixa apresentada pelos materiais estudados. Desta maneira, no topo e encosta superior formaram-se os materiais lateríticos mais evoluídos mineralógica, química e estruturalmente. O manto de alteração é da ordem de 9 m, chegando-se a ter 8 m de bauxita com até 50% Al_2O_3 (nos fragmentos em separado).

Os materiais isalteríticos que, por sua vez, constituem os perfis estêreis das vertentes e baixadas caracterizam-se, comparativamente aos do topo, por aumentos na quantidade de quartzo e caolinita convivendo com a gibbsita. Tal fato, aliado à estrutura conservada de seus materiais, indica para os mesmos uma fase de gibbsitização anterior importante. Assim, mesmo que os perfis das vertentes venham sendo no tempo rejuvenescidos, o que estão neles representado é prova de uma fase antiga na qual houve possibilidade de formação da gibbsita. Nas condições atuais e subatuais, o processo é tipicamente o da caolinização que afeta a base da isalterita dos perfis em geral. Naqueles das vertentes e baixadas aportes laterais de sílica permitiram a neoformação de caolinita, especialmente nos últimos. Tais fatos apontam para uma fase de caolinização remontante em curso.

Uma provável contribuição de material coluvionar respondendo pelos teores de gibbsita é descartada pela estrutura conservada dos materiais em questão.

Observa-se que a caolinita pseudomórfica da biotita e o quartzo foram integralmente preservados na isalterita das vertentes e baixadas o que, somado à caolinita de acumulação absoluta, ocasionou uma queda na quantidade de alumínio livre e aumento nos teores de sílica livre e combinada (reativa), o que faz com que estes materiais não sejam considerados minério.

Na isalterita do perfil 148, na topossequência leste, constata-se uma particularidade. Este, em sua maioria estéril exi

be, na sua parte superior, um nível bauxítico com as mesmas características daquela do topo e encosta superior. Da observação da topografia (figura 3.a) vê-se que o perfil em questão situa-se no topo de uma pequena elevação local.

Perante o já visto, torna-se importante contrapor a importância dos fatores rocha-topografia na formação da bauxita.

2.2. A contraposição dos fatores rocha-topografia na formação da bauxita

Sabe-se que, quando da alteração hidrolítica, as rochas ricas em silicatos aluminosos e sem quartzo são as mais apropriadas à formação do minério de alumínio, fato comprovado pela existência das grandes jazidas de bauxita sobre rochas alcalinas.

No entanto, Moniz (1969), Almeida (1977) e Oliveira (1985) mostram a determinante influência da topografia no desenvolvimento da bauxita, mesmo sobre aquelas.

No presente caso, as rochas parentais de natureza silicosa e ferruginosa mostram-se composicionalmente pouco adequadas a uma evolução de cunho aluminoso. No entanto, nos locais bem drenados, as alteritas tiveram seus conteúdos de quartzo e caolinita minorados, o que elevou relativamente aqueles de alumínio, convertendo-as em minério.

Já nas vertentes e baixadas (isalteritas) crescem os teores de quartzo e caonilita como reflexo maior de uma litod dependência mais estreita de seus materiais, dado serem mais novos e menos retrabalhados pela drenagem do que aqueles do topo. Assim sendo, neles se ressalta a distribuição puntualmente mais brusca dos óxidos de silício e ferro (figura 13.b). Por outro lado, no diagrama triangular (figura 15) evidencia-se o posicionamento das alteritas das vertentes e baixadas mais próximo ao polo silicoso, revelando que as mesmas não foram retrabalhadas pela drenagem na

extensão que o foram aquelas dos sítios bem drenados.

Conclui-se que, em que pese a diversidade litológica, houve indistintamente formação de bauxita nos locais livremente drenados. A drenagem, portanto, sobrepujou a variação litológica, demonstrando sua maior eficácia na formação da bauxita.

2.3. Fácies coluvionar; uma descontinuidade

O estudo das toposseqüências possibilitou o reconhecimento de material coluvionar na encosta sul, representado pelo perfil 132. O posicionamento do mesmo na topografia é particular. Situa-se ao longo de uma linha de drenagem, no fundo estreito de uma ravina de paredes abruptas, havendo um desnível de 15 m entre o mesmo e o perfil 1987, na encosta-média acima.

Assim sendo, a erosão teria removido o material já alterado de níveis superiores, depositando-o no fundo da ravina, posteriormente tendo havido uma elevação do lençol freático que a flora (fonte d'água) ao lado do perfil em questão. Tal fenômeno favoreceu a forma de ferro mais hidratada (goethita), que confere ao material do perfil 132 cor acentuadamente amarela.

A forma de ocorrência do colúvio na paisagem revela a existência de uma paleo-ravina por ele preenchida, feição igualmente constatada por Corrêa (1984) no planalto de Viçosa.

Na região de Miraf os colúvios são comuns, tendo sido igualmente observados por Kehlenbeck (1985). A presença deles evidencia a ocorrência de importantes fenômenos de retrabalhamento de material numa fase pós-morfogênese bauxítica, restando aquela dos topos mais aplainados. Uma fase climática mais seca propiciou a erosão e formação dos colúvios, não podendo se descartar, no entanto, os efeitos do tectonismo no esculpimento da morfologia da região estudada, o que é discutido a seguir.

3. MORFOLOGIA E TECTÔNICA

Como já comentado em capítulo anterior, a região estudada insere-se numa faixa de dobramento afetada pelo tectonismo Terciário (Reativação Wealdeniana; Almeida, 1969) que originou o graben do Paraíba do Sul e a Serra da Mantiqueira, entre os quais se situa a faixa Cataguases-Miraflores-Muriae. Nesta, são provas da atuação tectônica áreas serranas escarpadas sem bauxita convivendo com outras próximas bauxitizadas. Por outro lado, há regiões nas quais em morros de mesma cota ocorre e não minério. Tais fatos comprovam a compartimentação em blocos (Hasui e Oliveira, 1984) cujo soerguimento relativo provocou a remoção da bauxita, que foi em parte preservada nas áreas com uma morfologia de morros meia-laranja.

O controle estrutural (lineamentos nordeste proeminentes) afeta profundamente a morfologia geral, sendo localmente constatado na presença, em morros assimétricos, de encostas com grandes lajes rochosas miloníticas fraturadas, de um lado, convivendo com declives longos, suaves, com bauxita da melhor qualidade, do outro.

O entalhamento profundo da rede hidrográfica parece ter se dado não só por efeito climático, como também por soerguimentos de cunho tectônico que, numa fase mais seca pós-lateritização, também contribuíram para a erosão que originou os colúvios.

4. UM MODELO DE PROSPECÇÃO

Com base na observação da morfologia bauxítica típica, pode-se estabelecer um modelo de prospecção: os topos planos ou quase são excelentes sítios para a formação da mesma, assim como o são as encostas longas de declive suave, e as encostas superiores não abruptas.

A bauxita ocorre em cotas variando de 750 a 900 m de altitude, em morros do tipo meia-laranja.

No caso do morro estudado em detalhe, o nível da base local situa-se a 680 m (córrego), ao passo que os perfis bauxíticos formaram-se em altitudes da ordem de 800 m, tal desnível tendo permitido o fluxo livre das águas de drenagem que carrearam a sílica, formando a crosta aluminosa e alumino-ferruginosa do topo. Nas encostas e baixadas, locais mais próximos ao nível de base, prevalece material mais argiloso.

5. O CONTEXTO REGIONAL DE OCORRÊNCIA DA BAUXITA

A faixa nordeste de bauxita acha-se interrompida nos vales dos rios Pomba-Muriaẽ.

A bauxita de Miraĩ formou-se na unidade morfoestrutural denominada "Alinhamentos de cristais do Paraĩba do Sul" (vide "Os domínios morfoestruturais"), em cotas da ordem de 800 m.

A sudoeste de Miraĩ encontra-se a região de Cataguases, a cerca de 160 m de altitude, inserida na "Depressão Escalonada do Rio Pomba". Nela não há bauxita.

A sudoeste de Cataguases, em São João Nepomuceno, Descoberto e Itamarati de Minas, o relevo escalonado atinge cotas maiores, numa morfologia de morros com topos convexizados e tabulares tendo se formado jazidas de bauxita.

Observa-se claramente que a drenagem dos rios Pomba e Muriaẽ dissecou e rebaixou as regiões por eles cortadas, resultando nos vales dos rios homônimos, locais onde justamente ocorrem as interrupções na faixa do minério, que foi erodido. A medida que se distancia dos vales ressurgem as unidades morfoestruturais bauxitizadas.

É provável que em toda a faixa de dobramentos Paraibá do Sul houvesse bauxita, o tectonismo Terciário e a incisão dos rios supramencionados tendo causado a erosão de parte da mesma e as modificações na morfologia.

CAPÍTULO VI

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Evidencia-se novamente o fato de que, quando da formação da bauxita, a natureza das rochas parentais é suplantada pelas condições locais de drenagem que atua de maneira a compatibilizar sua composição com a de uma evolução laterítica. Neste sentido, crescem os teores de alumínio e de ferro e diminuem os de sílica o que culminou, no caso, na formação do resíduo bauxítico comum nos topos e encostas superiores dos morros.

A média do Al_2O_3 na bauxita de Miraf encerra o resultado da evolução laterítica de uma variedade de rochas metamórficas parentais que foram finalmente convertidas num produto com teores de Al_2O_3 similares. A natureza menos propícia de suas rochas parentais à alitização conferiu-lhe, no entanto, expressivos teores de Fe_2O_3 , convertendo-a num minério de qualidade média.

Nas vertentes e baixadas a alteração revela-se mais litodependente por efeito de um menor tempo de evolução dos seus materiais e das condições de drenagem. Como reflexo de tais fatos, a isalterita apresenta-se mais argilosa e/ou areno-argilosa e menos evoluída do ponto de vista laterítico. As diferenças litológicas que se exprimem mais claramente nas encostas e baixadas são minimizadas na bauxita.

Um fato que chama a atenção é o da persistência, na base dos perfis de alteração, de material isotrópico associado à veios de halloisita e manchas de óxido de manganês, fenômeno que ocorre em perfis do topo, encosta e baixada, como expressão de um microambiente local que independe da situação daqueles na paisagem.

Por outro lado, quanto a dinâmica dos elementos químicos na formação das alteritas, a clareza do comportamento dos maiores contrasta com aquele dos menores.

Da pesquisa bibliográfica transparece a dificuldade, dada a complexidade do assunto, de se determinar quais compostos contêm (ou retêm) os traços, sob que maneira se apresentam e o que significam seus teores.

Em se tratando de mantos de alteração evoluídos de rochas extremamente heterogêneas, o fato se complica ainda mais, desde que inexiste uma referência representada, por exemplo, por uma rocha cuja composição se mantém ao longo do perfil.

Por outro lado, os microssistemas de alteração nas rochas parentais cataclasadas são tão numerosos, que no início da alteração devem ter tido um papel muito mais relevante localmente que o do meio vigente no perfil como um todo.

Com o aprofundamento dos perfis, as condições se modificaram, as mudanças impostas mascarando comportamentos.

Da constatação de que o teor de ferro varia "pari passu", devendo-se ora ao hipertênio, ora à hornblenda primária e/ou retrometamórfica, ora à biotita, além do que está nos acessórios magnetita e ilmenita, surge o fato de que vários elementos menores e traços podem estar a ele ligados, ou simplesmente concentrados no mesmo ambiente em que aquele o fez, hipóteses demonstradas pelas correlações.

Somente o conhecimento da química dos minerais primários e secundários poderia permitir o julgamento, pela presença dos elementos menores e traços nos níveis alterados, da natureza dos precursores, dada a heterogeneidade destes.

Ressalta-se, no entanto, o fato de que, em meio a tantas variações litológicas, os elementos se concentraram dentro do previsto pela sua solubilidade.

No que diz respeito a época de formação das bauxitas, genericamente, embora nos períodos devoniano-carbonífero e no mesozóico o balanço global da radiação solar tenha sido máximo, propiciando condições climáticas favoráveis a bauxitização (Bardossy, 1979), as bauxitas lateríticas existentes no globo são eminentemente Terciárias. Atribui-se o fato a vulnerabilidade de seus depósitos aos processos erosivos.

Quanto a época de formação da bauxita da área estudada, ressalta o interessante fato de sua ocorrência numa região afetada pelo tectonismo Terciário, do qual são provas regiões seranas escarpadas convivendo com outras bauxíticas tipo meia-laranja.

Por outro lado, mantos de alteração com até 8 m de bauxita atentam para o fato de um tempo intensivo de laterização, do qual são remanescentes os topos achatados. No entanto, as incertezas sobre o estabelecimento de superfícies de aplainamento na região em foco advêm do fato da existência de compartimentações topográficas causadas pelo tectonismo recente, afetando a taxa erosão/pedogênese e mascarando-as.

Pode-se considerar que a bauxita da faixa de Miraí tenha se formado no Terciário, num dos períodos de relativa calma tectônica inter-fases de reativação, tendo sido posteriormente afetada por erosão provocada por soerguimentos de cunho tectônico e pela derradeira incisão dos rios Pomba e Muriaê.

FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1 - Porfiroclastos de ortoclásio micropertítico tensionados e fraturados (O) ressaltando-se em meio à matriz quartzo-feldspática. Porfiroclasto de hiperstênio (H). Luz polarizada.

Fotomicrografia 2 - Porfiroclasto de hiperstênio (H) em meio ao mosaico quartzo-feldspático. Cristais de plagioclásio (P) e quartzo (Q). Notar a redução de granulometria nos bordos do porfiroclasto de hiperstênio. Luz polarizada.

Fotomicrografia 3 - A variação mineralógica de um leito máfico com biotita (B), hornblenda (Ho) e hiperstênio (H). Luz polarizada.

Fotomicrografia 4 - Lentes monominerálicas de quartzo (Q) que separam mosaicos granoblásticos de composição quartzo-feldspática. Luz polarizada.

Fotomicrografia 5 - Pseudomorfose de gibbsita (G) a partir do feldspato. Notar a estrutura porosa tipo "box-work" com vazios (V) em parte preenchidos por goethita (Go). Luz polarizada. Isalterita e bauxita isalterítica.

Fotomicrografia 6 - Pseudomorfose de gibbsita (G) a partir do feldspato potássico. Notar os planos de clivagem ortogonais traçados pela goethita (Go) e a cristalização da gibbsita de maneira perpendicular às paredes goethíticas. Vazios (V). Luz polarizada. Isalterita e bauxita isalterítica.

Fotomicrografia 7 - Litorelíquia de hiperstênio ferruginizado, com seus planos de fraqueza preenchidos por goethita acicular. Os poros delimitados pelas paredes goethíticas acham-se preenchidos por gibbsita de acumulação absoluta (G). Luz polarizada. Isalterita e bauxita isalterítica.

Fotomicrografia 8 - Planos de clivagem oblíquos de hornblenda preservados pela presença de goethita (Go). Os espaços entre os mesmos acham-se preenchidos por gibbsita de acumulação absoluta (B). Luz polarizada. Isalterita e bauxita isalterítica.

Fotomicrografia 9.a - Palhetas sanfonadas de cao-
linita (C) com seus contatos sublinhados por goe-
thita. Luz polarizada. Isalterita e bauxita isal-
terítica.

Fotomicrografia 9.b - Palhetas sanfonadas de cao-
linita com seus contatos sublinhados por goethita
(Go). Luz natural. Isalterita e bauxita isalte-
rítica.

Fotomicrografia 10 - Lentes discóides de quartzo (Q) e palhetas de caolinita (C). Luz polarizada. Isalterita.

Fotomicrografia 11 - Golfos de dissolução e fraturas no quartzo (Q) invadidos por gibbsita. Luz polarizada. Bauxita isalterítica.

Fotomicrografia 12.a - Ferri-gibbsitan complexo zonado. Notar a cristalização da gibbsita (G) de maneira perpendicular à parede do vazio (V) parcialmente preenchido por goethita (Go). Cristal de quartzo com sinais de dissolução (Q). Luz polarizada. Bauxita aloterítica.

Fotomicrografia 12.b - Ferri-gibbsitan complexo zonado. Notar a goethita (Go) e as películas incolores de gibbsita (G). Luz natural. Bauxita aloterítica.

Fotomicrografia 13 - Ferri-gibbsitan complexo zonado e papule (P). Luz polarizada. Bauxita aloterica.

Fotomicrografia 14 - Porções do cristaliplasma gibbsítico (G), cristais de quartzo (Q) e de máficos ferruginizados (MF) envolvidos e isolados por material ferruginoso (Hematita essencial). Vazios (V). Luz polarizada. Bauxita pedoturbada.

Fotomicrografia 15 - Fragmentos angulosos de quartzo (Q) imersos num cristaliplasma essencialmente caolinítico (C). Luz polarizada. Colúvio.

Fotomicrografia 16 - Palhetas ferruginizadas de caolinita (C) com agulhas de rutilo (R) inclusas. Luz natural.

BIBLIOGRAFIA

- ALEVA, G.J.J. e Hilversum, A.H. - 1984 - Bauxite in West Suriname: Know deposits and potential. In: Bauxite, Proc. Bauxite Symposium, Los Angeles, pp. 319-348.
- ALLEN, V.T. - 1952 - Petrographic relations in some typical bauxite and dispore deposits. Bull. Geol. Soc. Amer., 63, pp. 649-688.
- ALMEIDA, E.B. - 1977 - Geology of the bauxite deposits of the Poços de Caldas Alkaline District, State of Minas Gerais, Brazil. Tese PhD, Univers. Stanford, USA, 265 p.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1969 - Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. Anais XXIII Congr. Bras. Geol., 1, Salvador, pp. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O crãton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7, pp. 349-364.
- BANERJEE, P.K. - 1975 - A reconnaissance survey of the distribution of some trace elements in Indian bauxite. Min. Dep., 10, pp. 177-188.
- BARBOSA, A.L.M. & SAD, J.H.G. - 1983 - Reinterpretação das "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. SBG. Anais II Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, pp. 1-11.
- BARBOSA, A.L.M. & SAD, J.H.G. - 1983 - Petrografia dos charnockitos e rochas afins ao longo da divisa. Minas Gerais - Rio de Janeiro. Anais II Simp. Geog. Minas Gerais, Belo Horizonte, pp. 63-84.
- BARDOSSY, G. - 1963 - Die Entwicklung der Bauxitgeologie, seit 1950. Symp. Baux., 1, Zagreb, pp. 31-50.

- BARDOSSY, G. - 1979 - Paleoenvironments of laterites and laterites bauxites - effect of global tectonism on bauxite formation. Proc. I. Int. Sem. Lat. Prod., India, pp. 287-294.
- BATES, T.F. - 1962 - Halloysite and gibbsite formation in Hawaii. Proc. Nat. Conf. Clays and Clay Min., 9, pp. 315-328.
- BISDOM, E.B.A.; STOOPS, G.; DELVIGNE, J.; CURMI, P. e ALTEMÜLLER, H.J. - 1982 - Micromorphology of weathering biotite and its secondary products. Pedologie, XXXII, 2. Ghent, pp. 225-252.
- BACQUIER, G.; BOULANGÉ, B.; ILDEFONSE, P.; NAHON, D. e MULLER, D. - 1983 - Transfers, accumulation modes, mineralogic transformations and complexity of historical development in lateritic profiles. Proc. II Int. Sem. Lat. Proc., São Paulo, pp. 331-343.
- BOULANGÉ, G. - 1984 - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte - D'Ivoire. Travaux et documents de l'ORSTOM, 175, Paris, 363 p.
- BOULANGÉ, B.; PAQUET, H. e BOCQUIER, G. - 1975 - Le rôle de l'argile dans la migration et l'accumulation de l'alumine de certaines bauxites tropicales. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 280, pp. 2183-2186.
- BOULET, R. - 1974 - Modalités d'action du lessivage dans les sols tropicaux développés sur granites (Haute - Volte). Étude micro morphologique. Pédologie, X, 4.
- BRANDALISE, L.A. et al. - 1976 - Projeto Vale do Paraíba do Sul. Relatório Final, Convênio DNPM/CPRM, 411 p.
- BREWER, R. - 1964 - Fabric and Mineral Analysis of Soils. Robert E. Krieger Publ. Comp., New York, 482 p.
- CANTINOLLE, P.; DIDIER, P.; MEUNIER, J.D.; PARRON, C.; GUENDON, J. L.; BACQUIER, E.; NAHON, D. - 1984 - Kaolinites ferrifères et

oxi-hydroxydes de fer et d'alumine dans les bauxites des Cano-nettes. Clay Minerals, 19: 125-135.

CESBRON, F. - 1984 - Localisation dy zirconium dans un echantillon de bauxite de Lages, Santa Catarina, Bresil. Département M.G.A., Étude M 5019, Orleans, 10 p.

CETEC - 1983 - Diagnóstico ambiental do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, 158 p.

CHATELIN, Y. - 1974 - Les sols ferrallitiques, t. 3 - L'altération. Init. Doc. Tech., 24 - ORSTOM, Paris, 144 p.

CHAUVEL, A. - 1984 - Notas do curso "Micromorfologia dos Solos". Pós-Graduação. Instituto de Geociências, USP.

CHOWDHURY, A.N.; CHAKRABORTY, S.C. & BOSE, B.B. - 1965 - Geochemistry of gallium in bauxite from India. Econ. Geol., 60, pp. 1052-1058.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; GOMES, C.B. & LEDENT, D. - 1968 - Nota preliminar sobre idades radiométricas em rochas da região da Serra dos Órgãos e vizinhanças (leste de Minas Gerais e estado do Rio de Janeiro). Bol. Soc. Bras. Geol., 17(1), pp. 89-91.

CORREIA, G.F. - 1984 - Modelo de evolução e mineralogia da fração argila de solos do planalto de Viçosa, MG. Dissert. Mestrado, Universidade Federal de Viçosa, 87 p.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1967 - An introduction to the Rock-Forming Minerals. Longmans edit., Londres, 2nd. ed., 528 p.

DELHAL, J.; LEDENT, D. & CORDANI, U.G. - 1969 - Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K des formations métamorphiques et granitiques du sudest du Brésil (États do Rio de Janeiro et de Minas Gerais). An.Soc. Géol. Belg., 92, pp. 271-283.

- DELVIGNE, J. - 1965 - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Mém. n° 13, ORSTOM, Paris, 177 p.
- DELVIGNE, J. - 1983 - Micromorphology of the alteration and weathering of pyroxenes in the Kowa Bocca ultramafic intrusion, Ivory Coast, Western Africa. Sci. Géol. Mém., 72, Strasbourg, pp. 57-68.
- DELVIGNE, J. - 1984 - Notas do curso "Micromorfologia das alterações minerais". Pós-Graduação, Instituto de Geociências, USP.
- DIDIER, P. - 1983 - Paragenèses à oxydes et hydroxydes de fer dans les bauxites et les cuirasses ferrugineuses. Th. Un. Poitiers, 150 p.
- DIDIER, P.; NAHON, D.; FRITZ, B. e TARDY, Y. - 1983 - Activity of water as a geochemical controlling factor in ferricretes. A thermodynamic model in the system: Kaolinite Fe-Al-oxihydroxides. Sci. Géol. Mém., 71, Strasbourg, pp. 35-44.
- FREDERICKSON, A.F. - 1948 - Mode of occurrence of titanium and zirconium in laterites. Am. Miner., 33, pp. 374-377.
- FRITZ, B. & TARDY, Y. - 1973 - Étude thermodynamique du système gibbsite, quartz, Kaolinite, gaz carbonique. Sci. Géol. Bull., 26(4), pp. 339-369.
- GARDNER, L.L. - 1970 - A chemical model for the origin of gibbsite from Kaolinite. Amer. Min., 55, pp. 1380-1389.
- GATTO, L.C.S. et al. - 1983 - Geomorfologia. In: MME - DNPM. Projeto RADAMBRASIL, 32, pp. 305-384.
- GOLDSCHMIDT, V.M. - 1937 - The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. Journ. Chem. Soc. London, 1, pp. 655-673.

- GORDON, M. & MURATA, K.J. - 1952 - Minor elements in Arkansas bauxite. Econ. Geol., 47(1), pp. 169-179.
- GRUBB, P.L.C. - 1963 - Critical factors in the genesis, extent, and grade of some residual bauxite deposits. Econ. Geol., 58, pp. 1267-1277.
- HARDEN, G. & BATESON, J.H. - 1963 - A geochemical approach to the problem of bauxite genesis in British Guiana. Econ. Geol., 58, pp. 1301-1308.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. - 1975 - The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras. Geoc., 5(4), pp. 257-266.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de - 1984 - Província Mantiqueira, Setor Central. In: O Prê-Cambriano do Brasil. Edgard Blücher Ed., São Paulo, 378 p.
- HEM, J.D. - 1963 - Chemical equilibria and rates of manganese oxidation. Geol. Surv. Watter-Supply, 1667-A. 64 p.
- KEHLENBECK, U. - 1985 - Relatório do trabalho realizado em Miraf - Cataguases, MG. Univ. Hamburg, RFA.
- KRAUSKOPF, K.B. - 1972 - Introdução à geoquímica, Vol. I. Polígono edit., São Paulo, 311 p.
- KÜHNEL, R.A.; ROORDA, H.J. e STEENSMA, J.J. - 1975 - The crystallinity of minerals - a new variable in pedogenetic process: a study of goethite and associated silicates in laterites. Clays clay Miner., 23, pp. 349-354.
- LELONG, F.; TARDY, Y.; GRANDIN, G.; TRESCASSES, J.J. e BOULANGÉ, B. - 1976 - Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits. In: Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, 3, Wolf, K.H. edit., Elsevier, pp. 92-173.

- LODDING, W. - 1972 - Conditions for direct formation of gibbsite from K-feldspar. Discussion. Amer. Min., 57, pp. 292-294.
- LOUGHNAN, F.C. & BAULISS, P. - 1961 - The mineralogy of the bauxite deposits near Weipa, Queensland. Amer. Min., 46, pp. 209-217.
- LOUGHNAN, F.C. - 1969 - Chemical weathering of the silicate minerals. Am. Elsevier Publ. Comp. Inc., New York, 154 p.
- MACHADO FILHO et al. - 1983 - Geologia. In: MME-DNPM. Projeto RADAMBRASIL, 32, pp. 27-304.
- MACKENZIE, R.C. - 1957 - The differential thermal investigation of clays. Min. Soc. London, 456 p.
- MEAD, W.J. - 1915 - Occurrence and origin of the bauxite deposits of Arkansas. Econ. Geol., 10, pp. 28-54.
- MERCADO, J.M.O. - 1981 - Geochemistry of the laterites in Nonoc Island, Surigao Province Philippines. Proc. I Int. Sem. Lat. Proc., India, pp. 45-57.
- MIGDISOW, A.A. - 1960 - On the titanium - aluminium ratio in sedimentary rocks. Geochemistry, 2, pp. 172-194.
- MILLOT, G. & BONIFAS, M. - 1955 - Transformations isovolumetriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 8(1): pp. 3-20.
- MONIZ, A.C. - 1969 - Estudo mineralógico de argilas do maciço alcalino de Poços de Caldas. Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. USP, 304, pp. 1-134.
- NAHON, D.; JANOT, C.; KARPOFF, A.M.; PAQUET, H. e TARDY, I. - 1977 - Mineralogy, petrography and structures of iron crusts (ferri-cretes) developed on sandstones in the western part of Senegal. Geoderma, 19, pp. 263-277.

- NIMER, E. - 1977 - Geografia do Brasil. Região Sudeste, vol. 3, IBGE, Rio de Janeiro, 667 p.
- NORTON, S.A. - 1973 - Laterite and bauxite formation. Econ. Geol., 68, pp. 353-361.
- OHLWEILER, O.A. - 1973 - Química Inorgânica, vol. II, Edgard Blücher, ed., São Paulo, 775 p.
- OLIVEIRA, M.A.F. - 1980 - Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tese Livre Docência, UNESP, 115 p.
- OLIVEIRA, M.A.F. - 1983 - As rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. Rev. Bras. Geoc., 13(2), pp. 84-92.
- OLIVEIRA, S.M.B. - 1985 - Gênese da bauxita de Lages, SC. Bol. IG-USP nº 16, Série Científica, São Paulo, pp. 46-81.
- PACHADZHANOV, D.N. - 1964 - Geochemical bond between tantalum, niobium and titanium in bauxites. Geoch. Intern., 5, pp. 889-896.
- PATTERSON, S.H.; KURTZ, H.F.; OLSON, J.C. e NEELEY, C.L. - 1986 - World Bauxite Resources. Geology and Resources of Aluminum. Geol. Survey Prof. Paper 1976-B.
- PEDRO, G. - 1964 - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération chimique des roches cristallines. Thèse Doc. Fac. Sci. Paris, Paris.
- PINTO, O.C.B.; YAHNER, J.E. e ROTH, C.B. - 1972 - Natureza e formação da caolinita em forma de pseudomica, em solos de Viçosa, MG. Experientiae, 13(12), pp. 383-421.
- SAD, J.H.G. & BARBOSA, A.L.M. - 1985 - A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. SBGM, Núcleo de Minas Gerais, pp. 15-27.

- STEVENS, R.E. & CARRON, M.K. - 1943 - Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. Amer. Min., 33, pp. 31-49.
- STOOPS, G.; ALTEMÜLLER, H.J.; BISDOM, E.B.A.; DELVIGNE, J.; DOBROVOLSKY, V.V.; FITZPATRICK, E.A.; PANEQUE, G. & SLEEMAN, J. - 1979 - Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology. Pedologie, XXIX, 1, Ghent, pp. 121-135.
- STRECKEISEN, A. - 1974 - How should charnockitic rocks be named. In: Geologie des domaines cristallins. Soc. Geol. Belg., pp. 349-360.
- TOLEDO-GROKE, M.C. - 1981 - Evolução geoquímica, mineralógica e micromorfológica no processo de bauxitização. Estudo comparativo dos depósitos de Mogi das Cruzes, Curucutu e Lavrinhas, SP, associados a diferentes tipos litológicos. Dissert. Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 106 p.
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. - 1961 - Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Bull. Geol. Soc. Am., 72, pp. 175-192.
- VALETON, I. - 1972 - Bauxites. Elsevier Scient. Publ. Co., Amsterdam, 226 p.
- WOLFENDEN, E.B. - 1961 - Bauxite in Sarawak. Econ. Geol., 56, pp. 972-981.
- ZAKRUTKIN, V.E. & SHVETSOVA, I.V. - 1975 - Zircon in the bauxites of the southern Timan region. Inst. Geol., Ac. Sci. USSR, Syktyvkar, pp. 537-543.

APENDICE

Óxidos	Amostras													
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1.1	1.2	1.3	1.4
- % -	m													
SiO ₂	21,90	6,11	4,05	4,30	3,42	6,94	4,14	4,31	16,03	37,08	11,45	1,53	1,10	4,47
Al ₂ O ₃	30,28	50,47	49,44	48,73	46,11	42,35	31,59	40,18	37,79	31,09	55,50	52,84	52,28	54,23
Fe ₂ O ₃	18,87	11,72	13,85	15,66	19,28	20,90	31,98	24,29	19,74	10,61	3,76	11,90	14,33	10,76
MgO	0,19	0,13	0,00	0,00	0,09	0,11	0,31	0,18	0,18	0,07	0,00	0,00	0,00	0,06
MnO	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,12	0,12	0,06	0,09	0,01	0,01	0,01	0,03
CaO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,12	0,03	0,04	0,04	0,03
Na ₂ O	0,33	0,03	0,02	0,03	0,03	0,09	0,23	0,14	0,09	0,22	0,02	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,08	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	1,15	0,06	0,06	0,06	0,06
TiO ₂	5,10	2,50	2,88	3,37	4,14	4,88	6,80	5,46	3,54	2,05	0,81	2,13	2,68	2,21
P ₂ O ₅	0,20	0,27	0,46	0,25	0,47	0,35	1,10	0,82	0,80	0,65	0,14	0,31	0,32	0,22
H ₂ O ⁺	20,91	27,86	27,75	27,13	26,05	23,70	20,23	23,42	21,61	15,62	28,00	29,52	28,89	28,72
-ppm-														
Ba	129	81	97	51	43	247	309	98	75	474	30	55	15	43
Cr	112	58	45	43	46	67	36	19	39	32	20	44	68	42
Ga	33	35	32	36	36	28	13	22	29	22	22	31	39	18
Nb	78	41	44	51	61	81	98	74	54	17	0	10	31	14
Ni	0	3	0	1	0	0	1	1	0	20	4	0	1	3
Sr	36	23	23	15	15	153	70	46	22	49	4	12	1	9
V	445	239	253	294	337	429	693	552	300	194	90	228	269	189
Y	16	27	8	6	1	19	29	6	3	8	6	0	0	0
Zn	25	23	18	16	16	36	3	54	34	85	118	31	0	38
Zr	1263	721	768	1168	1214	1611	929	930	1077	782	332	957	897	533

Tabela 1 - Análises químicas totais do perfil 136 (mineralizado). Do nível 1 a 7 m, bauxita. Demais níveis, isalterita. Amostras 1.1, 1.2, 1.3 e 1.4 são de fragmentos em separado.

Óxidos	Amostras													
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1.1	1.2	1. (M)	1.3
- % -	m													
SiO ₂	22,72	8,80	12,75	16,09	14,59	6,19	1,21	2,12	26,45	10,22	2,00	2,76	25,76	6,52
Al ₂ O ₃	30,40	45,33	44,01	45,11	42,40	41,82	41,83	39,90	34,44	29,86	48,15	46,00	29,73	47,97
Fe ₂ O ₃	19,35	16,58	15,97	13,07	15,69	22,28	25,81	26,91	16,08	32,00	17,40	19,40	20,25	15,28
MgO	0,01	0,18	0,00	0,00	0,00	0,01	0,48	0,23	0,16	0,09	0,00	0,00	0,19	0,13
MnO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,06	0,05	0,03	0,11	0,01	0,03	0,06	0,03
CaO	0,11	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,16	0,04
Na ₂ O	0,00	0,09	0,09	0,11	0,13	0,08	0,03	0,09	0,48	0,35	0,02	0,03	0,63	0,04
K ₂ O	0,02	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,02	0,07
TiO ₂	4,70	2,82	3,22	2,33	2,27	3,92	4,49	3,79	2,43	5,87	1,68	2,58	5,13	2,33
P ₂ O ₅	0,27	0,32	0,29	0,22	0,23	0,31	0,56	1,14	0,52	0,42	0,26	0,37	0,25	0,31
H ₂ O ⁺	21,80	25,84	23,97	23,81	22,64	23,63	24,36	23,30	19,36	17,80	28,40	27,48	17,80	27,23
- ppm -														
Ba	98	33	36	40	61	21	8	34	24	2	27	41	109	20
Cr	110	126	138	63	58	60	109	52	144	215	212	231	127	136
Ga	24	31	36	35	18	31	21	21	31	11	17	21	22	25
Nb	68	38	58	31	21	47	41	41	21	47	11	21	71	34
Ni	10	4	10	16	5	11	0	0	4	13	4	11	11	7
Sr	22	12	11	17	41	9	1	17	6	4	0	3	25	14
V	507	358	385	300	373	627	1094	798	391	1286	324	442	525	353
Y	9	4	1	1	3	0	1	0	0	0	6	0	11	3
Zn	20	9	23	42	36	7	0	0	29	0	0	0	18	2
Zr	959	512	761	469	358	409	138	307	611	299	176	243	1227	278

Tabela 2 - Análises químicas totais do perfil 145 (mineralizado). Do nível 1 a 6 m, bauxita. Demais níveis, isalterita. As amostras 1.1, 1.2 e 1.3 são de fragmentos em separado. Amostra 1(M) é da matriz argilosa.

Óxidos	Amostras										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
-- % --	----- m -----										
SiO ₂	19,00	13,47	9,68	18,50	16,19	19,69	11,76	9,33	6,69	10,44	11,99
Al ₂ O ₃	30,44	42,48	43,55	36,69	43,49	42,48	43,20	41,97	41,71	36,08	37,24
Fe ₂ O ₃	17,75	15,75	17,64	18,95	12,70	11,38	16,63	19,68	21,13	21,97	22,00
MgO	0,20	0,02	0,20	0,07	0,00	0,04	0,14	0,16	0,00	0,07	0,10
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,06	0,03
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	0,02	0,03	0,06	0,06	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
K ₂ O	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
TiO ₂	4,54	3,43	4,19	4,54	2,65	2,57	3,94	4,49	4,55	4,60	5,36
P ₂ O ₅	0,20	0,31	0,31	0,19	0,18	0,24	0,50	0,56	0,73	0,85	0,96
H ₂ O ⁺	21,71	23,90	24,47	20,64	23,42	22,64	24,24	23,39	24,19	21,33	21,35
- ppm -											
Ba	138	261	222	168	132	93	77	109	67	170	89
Cr	101	95	97	75	55	40	37	36	129	48	86
Ga	46	44	41	37	47	55	52	47	44	44	46
Ni	-	-	-	0	0	-	-	-	-	-	-
V	335	305	357	505	284	225	319	393	443	447	459
Zn	41	45	53	58	48	38	49	51	38	49	47
Zr	1026	653	824	1246	777	851	1041	718	716	691	1071

Tabela 3 - Análises químicas totais do perfil 1944 (mineralizado). Do nível 1 a 8 m, baixita. De mais níveis, isalterita.

Óxidos	Amostras									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
- % -	----- m -----									
SiO ₂	25,63	9,50	7,51	3,71	12,47	9,71	13,59	2,62	5,20	13,32
Al ₂ O ₃	26,48	43,18	43,67	35,98	41,65	43,84	35,17	31,53	39,65	28,02
Fe ₂ O ₃	16,97	16,88	17,96	30,76	17,75	17,78	24,40	33,57	22,93	30,59
MgO	0,34	0,14	0,16	0,12	0,06	0,11	0,00	0,22	0,16	0,38
MnO	0,03	0,03	0,03	0,08	0,03	0,01	0,02	0,08	0,04	0,24
CaO	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02
Na ₂ O	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02
K ₂ O	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
TiO ₂	4,69	3,51	3,89	6,01	3,46	2,08	2,89	8,13	4,41	7,59
P ₂ O ₅	0,19	0,27	0,46	0,59	0,43	0,35	0,19	0,80	0,80	1,45
H ₂ O ⁺	20,77	24,73	24,80	21,26	23,68	25,05	20,13	19,56	23,60	15,84
- ppm -										
Ba	115	101	322	207	94	79	43	357	19	615
Cr	97	89	65	6	54	183	143	56	189	2
Ga	37	53	46	34	49	43	41	29	37	32
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	355	352	333	403	309	320	419	934	506	801
Zn	41	38	49	48	41	1	23	24	24	59
Zr	1111	713	882	1120	717	282	367	356	451	421

Tabela 4 - Análises químicas totais do perfil 131 (mineralizado). Do nível 1 a 5, bauxita. Demais níveis, isalterita.

Óxidos	Amostras						
	0	1	2	3	4	5	6
- % -	----- m -----						
SiO ₂	37,27	47,50	53,83	52,13	48,12	46,94	51,75
Al ₂ O ₃	31,88	29,99	27,28	27,13	31,48	32,00	17,50
Fe ₂ O ₃	10,39	5,24	2,16	4,24	4,09	2,45	11,66
MgO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,25
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,15
CaO	0,11	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	4,35
Na ₂ O	0,06	0,49	0,47	0,42	0,20	0,53	1,80
K ₂ O	0,09	0,14	0,14	0,10	0,30	1,24	3,16
TiO ₂	1,79	0,90	0,36	0,88	0,58	0,27	2,42
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,06	0,10	0,09	0,07	0,70
H ₂ O ⁺	18,68	15,53	14,09	13,95	14,01	15,28	3,04
- ppm -							
Ba	66	60	15	53	206	348	1344
Cr	91	38	3	36	20	20	32
Ga	28	39	35	36	36	35	4
Nb	31	4	0	0	4	0	17
Ni	25	7	8	0	28	17	26
Sr	6	4	0	0	6	49	246
V	181	99	54	90	104	54	181
Y	24	11	14	3	11	1	35
Zn	34	80	25	16	62	42	129
Zr	536	334	305	353	83	77	474

Tabela 5 - Análises químicas totais da isalterita do perfil 146.
Nível 6 m, rocha sã.

Óxidos	Amostras					
	0	1	2	3	4	5
- % -	----- m -----					
SiO ₂	37,95	33,46	22,12	38,83	49,05	38,95
Al ₂ O ₃	27,46	30,41	41,14	34,20	28,04	37,03
Fe ₂ O ₃	13,21	13,50	11,74	8,71	7,43	6,20
MgO	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
CaO	0,10	0,10	0,03	0,10	0,10	0,18
Na ₂ O	0,51	0,30	0,23	0,36	0,42	0,21
K ₂ O	0,03	0,02	0,08	0,02	0,02	0,08
TiO ₂	2,48	2,49	1,78	1,33	1,09	0,15
P ₂ O ₅	0,20	0,19	0,20	0,16	0,16	0,19
H ₂ O ⁺	18,15	18,81	22,40	17,24	13,89	19,10
- ppm -						
Ba	65	40	58	45	47	93
Cr	119	131	132	109	67	57
Ga	31	29	32	36	28	32
Nb	47	41	17	27	24	0
Ni	19	19	13	25	26	34
Sr	14	12	7	3	17	15
V	263	263	216	157	118	79
Y	22	0	0	6	22	4
Zn	38	34	22	43	51	34
Zr	705	673	516	490	752	150

Tabela 6 - Análises químicas totais da isalterita do perfil 148, excetuando-se o nível 2 m, bauxítico.

Óxidos	Amostras						
	0	1	2	3	3.5	4	5
- % -	----- m -----						
SiO ₂	36,66	35,52	39,74	63,99	19,41	29,60	33,54
Al ₂ O ₃	27,18	29,17	34,38	19,74	28,40	36,14	32,58
Fe ₂ O ₃	14,57	15,10	9,01	7,67	25,77	13,51	14,44
MgO	0,07	0,02	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00
MnO	0,04	0,04	0,11	0,09	0,07	0,03	0,04
CaO	0,10	0,10	0,10	0,19	0,04	0,03	0,10
Na ₂ O	0,44	0,13	0,41	0,00	0,39	0,23	0,05
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,00	0,07	0,07	0,01
TiO ₂	2,86	2,72	0,76	1,22	5,26	1,06	1,26
P ₂ O ₅	0,32	0,30	0,30	0,22	0,93	0,64	0,64
H ₂ O ⁺	16,77	16,74	16,08	8,23	16,76	19,33	17,74
- ppm -							
Ba	252	206	102	151	148	52	61
Cr	63	66	25	11	470	92	182
Ga	24	26	31	17	15	32	26
Nb	58	68	10	34	84	31	27
Ni	22	14	13	11	14	22	8
Sr	54	46	36	57	36	3	1
V	213	203	113	72	358	180	239
Y	29	35	8	16	11	0	6
Zn	67	62	82	18	69	45	22
Zr	857	887	503	482	858	307	221

Tabela 7 - Análises químicas totais da isalterita do perfil 152.

Óxidos	Amostras					
	0	1	2	3	4	5
- % -	----- m -----					
SiO ₂	17,28	8,34	8,02	25,08	20,03	15,76
Al ₂ O ₃	31,59	39,52	34,81	33,05	36,09	42,20
Fe ₂ O ₃	21,30	21,82	28,05	20,22	18,73	13,66
MgO	0,13	0,08	0,41	0,00	0,31	0,00
MnO	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06
CaO	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04
Na ₂ O	0,29	0,12	0,12	0,33	0,23	0,15
K ₂ O	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07
TiO ₂	4,53	4,53	6,13	3,79	4,12	2,43
P ₂ O ₅	0,41	0,60	0,83	0,43	0,84	0,53
H ₂ O ⁺	22,49	23,55	20,80	17,26	19,48	22,80
- ppm -						
Ba	104	121	207	135	511	536
Cr	61	49	87	64	44	48
Ga	29	22	21	25	18	22
Nb	84	64	78	64	64	37
Ni	23	3	0	14	25	26
Sr	40	44	33	46	278	181
V	440	460	597	386	408	270
Y	14	11	14	8	77	64
Zn	40	20	9	60	56	47
Zr	1099	820	807	406	686	358

Tabela 8 - Análises químicas totais da isalterita do perfil 1987.

Óxidos	Amostras				
	1	2	3	4	5
- % -	----- m -----				
SiO ₂	38,33	36,46	38,11	57,63	52,10
Al ₂ O ₃	25,14	28,22	24,71	20,38	21,35
Fe ₂ O ₃	14,37	16,64	19,35	10,27	13,33
MgO	0,32	0,24	0,17	0,29	0,40
MnO	0,22	0,11	0,13	0,11	0,07
CaO	0,23	0,11	0,11	0,21	0,22
Na ₂ O	0,24	0,29	0,40	0,00	0,37
K ₂ O	0,76	0,62	0,59	0,88	2,26
TiO ₂	3,60	2,94	2,41	1,21	1,40
P ₂ O ₅	0,32	0,29	0,11	0,08	0,11
H ₂ O ⁺	15,41	14,09	14,12	8,49	8,52
- ppm -					
Ba	584	491	161	355	535
Cr	33	42	51	3	23
Ga	14	20	17	15	13
Nb	64	54	58	27	31
Ni	28	48	39	57	56
Sr	76	57	19	46	75
V	261	281	262	79	117
Y	40	53	98	201	143
Zn	121	94	32	127	129
Zr	850	600	372	410	484

Tabela 9 - Análises químicas totais da isalterita do perfil 132.

Óxidos	Amostras					
	1	2	3	4	5	6
-- % --	----- m -----					
SiO ₂	29,86	22,85	15,81	19,47	31,26	36,14
Al ₂ O ₃	29,29	33,34	34,73	34,19	31,52	39,59
Fe ₂ O ₃	16,71	19,06	22,95	20,92	17,35	4,64
MgO	0,37	0,09	0,16	0,77	0,08	0,00
MnO	0,07	0,07	0,11	0,09	0,25	0,39
CaO	0,11	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
Na ₂ O	0,00	0,34	0,21	0,20	0,37	0,23
K ₂ O	0,09	0,09	0,08	0,37	0,08	0,08
TiO ₂	3,70	3,89	4,29	3,44	2,01	1,11
P ₂ O ₅	0,39	0,70	0,70	0,77	0,46	0,28
H ₂ O ⁺	18,93	19,29	20,21	19,47	16,10	17,41
- ppm -						
Ba	147	111	137	311	220	250
Cr	71	49	83	57	43	0
Ga	22	25	24	31	17	13
Nb	44	64	58	51	47	14
Ni	25	14	28	42	47	70
Sr	33	17	15	27	43	86
V	313	406	514	369	270	96
Y	19	8	3	14	16	22
Zn	58	36	32	49	109	127
Zr	723	761	715	790	415	302

Tabela 10 - Análises químicas totais da isalterita do perfil 134.