GÊNESE DA BAUXITA DE MIRAI, MG

LUCIANA MARIA LOPES* e ADILSON CARVALHO**

ABSTRACT THE GENESIS OF THE MIRAI BAUXITE, MG Important bauxite deposits that have been prospected by Companhia Brasileira de Alumínio (CBA) occur at northeastern region of Mirai, MG. They are among those that constitute an aluminum belt beginning southwest of Cataguases and stretching into the south of Espírito Santo State. The Mirai deposits originated from the lateritic weathering of granulitic rocks of the "Juiz de Fora Complex". The bauxite systematically occurs on the tops and upper slopes of "half-orange" hills that make up the local relief, while on slopes and lower areas the amount of more argillaceous and areno-argillaceous materials increase. The alterites polyphasic history, as a consequence of different climatic conditions, is well documented on the different alteration facies present on it. The bauxite appears as rose and yellow-colored tabular fragments generally preserving the foliated rock structure. Its mineralogy consists essentially of gibbsite and goethite, hematite and minor amounts of quartz and kaolinite. The average content of Al_2O_3 is around 42%.

RESUMO Na região a nordeste de Mirai (MG) ocorrem importantes depósitos de bauxita que vêm sendo pesquisados pela Companhia Brasileira de Alumínio (CBA). Trata-se de depósitos formados pela alteração de cunho laterítico de granulitos do "Complexo Juiz de Fora". A bauxita ocorre sistematicamente nos topos e nas encostas superiores de morros meia-laranja que compõem o relevo da área, nas vertentes e baixadas, crescendo a quantidade de material argiloso e/ou areno-argiloso. A história polifásica das alteritas, como resultado de mudanças climáticas, acha-se impressa nas diferentes fácies de alteração nelas existentes. A bauxita apresenta-se como fragmentos tabulares amarelados e rosa em sua maioria com estrutura foliada da rocha conservada, teores médios de Al_2O_3 da ordem de 42% e mineralogia consistindo essencialmente em gibbsita e goethita, hematita e quantidades subordinadas de quartzo e caulinita.

INTRODUÇÃO Importantes depósitos de bauxita ocorrem na região cerca de 24 km a nordeste de Mirai (MG), inserida na Zona da Mata mineira (Fig. 1). Integram um cinturão aluminoso com formato de um retângulo oblíquo de eixo principal nordeste que se inicia em São João Nepomuceno, a sudoeste de Cataguases, passando por Mirai e Muriaé, e se prolongando até o sul do Espírito Santo. Os depósitos encontram-se em um modelado de morros meia-laranja com topos bauxitizados.

pré-cambriana. Quanto aos domínios morfoestruturais, Gatto *et al.* (1983) definem dois:

- Alinhamentos de cristas do Paraíba do Sul, no qual se insere a região de Mirai.
- Depressão escalonada dos rios Pomba e Muriaé, onde se situam as cidades de Cataguases e Muriaé.

No primeiro, é nítido o controle estrutural sobre a morfologia atual, evidenciada pelas extensas linhas de falhas e fraturas e pelo alinhamento de colinas convexas na direção nordeste, padrão que os morros bauxitizados seguem. O segundo originou-se pela ação dos rios Pomba e Muriaé que abriram os vales homônimos. Em ambos os domínios são comuns colúvios. O clima, segundo a classificação de Köppen, é Cwa, tropical zonal, com regime de precipitação caracterizado por verões chuvosos e inverno seco (Azevedo 1972).

MATERIAIS E MÉTODOS Quanto à metodologia de campo, pois a área pesquisada se insere em uma faixa de morros meia-laranja com topos bauxitizados, decidiu-se pelo estudo de um morro-tipo representativo do seu padrão de ocorrência. No morro escolhido optou-se pelo estudo de topos seqüências, visto que ao longo das mesmas tem-se demonstrado haver diferenciações nos fenômenos de alteração. Em duas toposeqüências, uma N-S e outra E-W, foram abertos 11 poços (Fig. 2A) com profundidade máxima de 10 m, nos quais se coletaram sistematicamente amostras de metro em metro da rocha alterada à bauxita, totalizando cerca de uma centena de amostras.

Com base na observação morfológica detalhada dos poços e por meio de um limite químico, duas grandes zonas de alteração foram separadas: a bauxita, com $\geq 40\% Al_2O_3$, de natureza aluminosa-ferruginosa, ocorrendo nas porções superiores dos poços do topo e encosta superior; e o saprólito, com $< 40\% Al_2O_3$, de natureza mais argilosa e areno-argilosa, constituindo a porção inferior dos poços do topo e encosta superior e a totalidade dos demais. Observa-se na figura 2B que o poço 132 é constituído por material coluvionar.

Figura 1 – Localização da área de estudo

Figure 1 – Map showing the localization of the study area

A área pesquisada faz parte do "Complexo Juiz de Fora" (Hasui & Oliveira 1984), no qual dominam granulitos de idade

* Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, CEP 36570, Viçosa, MG

** Instituto de Geociências, USP, Caixa Postal 20899, CEP 01490, São Paulo, SP

Figura 2 – As topossequências N-S e W-E vistas em planta (A) e em perfil: B (N-S) e C (W-E)

Figure 2 – Toposequences map N-S and W-E(A) and the correspondent profiles B (N-S) and C(W-E) with the pits situation

Os trabalhos de laboratório consistiram em separação granulométrica, separação dos minerais pesados (Parfenoff *et al.* 1970), determinação da densidade aparente (Millot & Bonifas 1955) e análise mineralógica por difração de raios X de todas as amostras totais, de frações granulométricas e minerais separados. De amostras de rochas frescas que afloram em lajes no morro amostrado, do saprólito e da bauxita foram confeccionadas lâminas delgadas para estudo ao microscópio de luz transmitida. Para tal, as amostras do saprólito e bauxita foram previamente submetidas a processo de endurecimento por meio de lenta impregnação a vácuo com resina.

As análises químicas foram feitas por fluorescência de raios X, sendo que em 82 amostras foram analisados 10 elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5) e 10 menores (Ba, Cr, Ga, Nb, Ni, Sr, V, Y, Zn, e Zr). A H_2O^+ foi dosada por calcinação das amostras. A partir dos 1.722 dados químicos calcularam-se os Coeficientes de Correlação Pearson entre as 21 variáveis.

AS ROCHAS ORIGINAIS Dada a variedade e complexidade dos tipos petrográficos encontrados, limitar-nos-emos a um breve comentário sobre os mesmos, pois o objetivo é o conhecimento da natureza mineralógica e particularidades texturais das rochas sãs como subsídio a compreensão da gênese da bauxita. As rochas são no geral granulitos inequigranulares de caráter ácido a básico, afetadas por episódios diaforéticos e com proeminente foliação cataclástica composicionalmente descontínua. Em uma mesma amostra de mão alternam-se leitos essencialmente félsicos com outros máficos. Nos primeiros, a associação mineral revelada ao microscópio consta de ortoclásio perftítico, plagioclásio, quartzo, com biotita e hiperstênio subordinados. São notáveis os porfiroclastos de feldspatos e hiperstênio que se ressaltam em meio ao mosaico quartzo-feldspático. Não raro ocorrem termos bastante ácidos nos quais são comuns lentes discóides monominerálicas de quartzo. Nos níveis mesocráticos e máficos alternam-se e entremeiam-se leitos com predomínio de: hiperstênio-biotita, hiperstênio-diopsídio-hornblenda-biotita e hornblenda-biotita. Os minerais acessórios são a magnetita, ilmenita, zircão, titanita e apatita. Ressalta-se, especialmente nos níveis máficos, a estreita associação hiperstênio-biotita-magnetita, sendo as duas últimas, no caso, produtos diaforéticos do piroxênio.

AS FÁCIES DE ALTERAÇÃO Composto as duas grandes zonas de alteração de um perfil do topo distinguem-se, no saprólito, da base para o topo, as isalteritas caulínica e gibbsítica encimadas por bauxita isalterítica e aloterítica (Fig. 3). Com exceção da bauxita aloterítica, que se insere como um nível naquela isalterítica, os materiais de alteração mantêm conservada a estrutura foliada das rochas originais.

Figura 3 – A distribuição e as características gerais das várias fácies de alteração de um perfil esquemático do topo
Figure 3 – The distribution and general characteristics of the various facies of a schematic hilltop alternation profile

• *Isalterita caulinitica* Caracteriza-se pela menor resistência de seus fragmentos a golpes de martelo, o que se vincula à presença de material areno-argiloso esbranquiçado. Poros fissurais concordantes com a foliação e fraturas irregulares são preenchidas por haloisita. $4H_2O$ e material negro (litioforita), que também ocorrem como manchas. O exame microscópico dos fragmentos revela a presença de um plasma isotrópico com esboços de cristalização ao longo de fissuras, no qual se inserem palhetas de caulinita, prismas ferruginizados de piroxênio e/ou anfibólio e cristais de quartzo em lentes e grupos (Fig. 4). Os difratogramas evidenciam a presença de caulinita, goethita e quartzo, além dos minerais presentes nas rochas e zonas de discontinuidades supramencionadas.

Figura 4 – Aspectos microscópicos da organização e natureza mineralógica das diferentes fácies de alteração de um perfil esquemático do topo

Figure 4 – Microscopic organization and mineralogical nature of the different facies of a schematic hilltop alteration profile

• *Isalterita gibbsítica* Da fácies rocha alterada passa-se para material moderadamente resistente, cujos fragmentos se caracterizam pela presença de porções e leitos descontínuos brancos, branco-amarelados e róseos (gibbsíticos-cauliniticos) alternando-se e entremeando-se com aqueles de máficos ferruginizados. A porosidade é mais fissural, manifestando-se aquela ligadas às pseudomorfoses de antigos porfiroclastos de feldspatos e de máficos (Fig. 5). A análise micromorfológica revela a existência de um cristaloplasma gibbsítico no qual se inserem notáveis pseudomorfoses porosas e rendilhadas de gibbsita a partir dos porfiroclastos de feldspatos, de goethita a partir do hiperstênio e/ou hornblenda, e de palhetas de caulinita derivadas tanto da biotita (quando apresentam goethita sublinhando seus contatos) como neoformadas a partir dos produtos do plasma de transferência (Figs. 4 e 5). Ressalta-se ainda a presença do quartzo reliquiar. Os difratogramas revelam a presença de gibbsita-goethita $\pm$ caulinita $\pm$ quartzo e traços de anatásio e magnetita.

• *Bauxita isalterítica* Apresenta-se como fragmentos resistentes com estrutura foliada conservada e cores branco-amarelada, branco-rosácea e avermelhada (gibbsita essencial e oxi-hidróxidos de ferro), destacando-se estruturas box-works de gibbsita e goethita. Análises micromorfológicas revelam o de-

PSEUDOMORFOSES

Figura 5 – Esquema das pseudomorfoses minerais típicas presentes na bauxita e saprólito

Figure 5 – Typical minerals pseudomorphoses in bauxite and saprolite

envolvimento máximo do cristaloplasma gibbsítico. Enriquecimentos absolutos de alumínio são evidenciados pela gibbsita alóctone que preenche os poros das pseudomorfoses goethíticas e por cutãs (gibbsas) nas fissuras e vazios segundo a foliação. O quartzo exibe contornos difusos, evanescentes e golfs característicos de um processo de dissolução, sendo que, à medida que se formam os vazios, cristalizações de gibbsita os invadem. Sinais da existência pretérita de caulinita (derivada da biotita) ora gibbsitizada revelam-se na presença de depósitos de hidróxido de ferro que sublinhavam seus contatos, e permanecem. A mineralogia da bauxita isalterítica revelada por raios X consta de gibbsita predominante, goethita/hematita-quartzo e traços de caulinita, anatásio e magnetita.

• *Bauxita aloterítica* Seus fragmentos são predominantemente avermelhados e vermelho-violáceos (gibbsita + hematita) muito resistentes, com porções brancas (gibbsíticas) neles se inserindo. Uma importante macroporosidade é atestada por cavidades e vacúolos abertos com paredes revestidas por películas de iluviação. Ao lado de tais macroporos abertos acham-se outros já totalmente preenchidos por material alóctone marrom-avermelhado, em vista do que há perda das estruturas. As feições microscópicas corroboram tais informações revelando porções e microgrânulos do cristaloplasma gibbsítico separados, truncados e invadidos por um importante plasma de transferência argilo-ferruginoso avermelhado formando cutãs (ferrás e ferri-argilas) nos poros, cavidades e fissuras. A mineralogia revelando pelos difratogramas consta de gibbsita e hematita essenciais, com quartzo e goethita subordinados.

• *Bauxita pedoturbada* Constituída por fragmentos marrom-avermelhados sem conservação das estruturas, que parecem ter sido modificados por intervenção de processos pedogenéticos. Esta bauxita tem muito pouca significação perante as demais.

As características dos fragmentos de bauxita e saprólito são resumidas no quadro 1.

		FRAGMENTOS				
		Cor	Porosidade	Resistência	Estrutura	Mineralogia (tendências gerais)
BAUXITA	Aloterítica	Vermelha a violácea	Vacúlos e cavidades	Muito resistente	Não conservada	>> Gibbsita > Hematita < Quartzo < Caulinita
	Isalterítica	Rósea a vermelha	Fissural e localizada (box-works)	Resistente	Conservada	>> Gibbsita > Goethita > Hematita < Quartzo < Caulinita
SAPRÓLITO	Isalterita gibbsítica	Ferrugem, branco-rosácea	Fissural e localizada (box-works)	Moderadamente resistente	Conservada	> Gibbsita > Goethita > Hematita < Quartzo < Caulinita
	Isalterita caulínítica	Esbranquiçada e/ou ferrugem	Fissural	Pouco resistente	Conservada	Caulinita Quartzo Haloisita. 4H ₂ O Litioforita

Quadro 1 – As características morfológicas, físicas e mineralógicas dos fragmentos da bauxita e saprólito

Table 1 – The morphological, physical, and mineralogical characteristics of the bauxite and saprolite fragments

AS FILIAÇÕES MINERALÓGICAS E OS MATERIAIS ALÓCTONES

Na isalterita caulínítica observa-se a alteração dos feldspatos e biotita para caulinita e do piroxênio e hornblenda para goethita (Quadro 2). Evidencia-se nesta fácies o favorecimento de um processo de monossilatização (Pedro 1964) em curso. Quando da neoformação da caulinita a partir do feldspato, nota-se que tal ocorre via uma fase isotrópica intermediária que não dá padrão aos raios X e as evidências sugerem tratar-se de material amorfo a mal cristalizado. Delvigne (1965) e Boulangé (1984) registram a presença de amorfos como fase transitória de alteração dos feldspatos enquanto Oliveira (1985) constata que, nas fases iniciais de alteração, a quantidade de amorfos é maior, cristalizando-se nas fácies mais evoluídas.

Quanto à presença da haloisita.4H₂O e litioforita alóctone somente na base dos poços (isalterita caulínítica), sabe-se que a primeira se forma em condições mais hidromórficas, em sítios onde a drenagem é suficiente para remover as bases, mas não toda sílica (Bates 1962). Quanto ao manganês, devido às condições muito mais oxidantes necessárias a sua precipitação perante as do ferro, pode ser carregado mais tempo em solução antes de precipitar-se, o que é favorecido por condições mais alcalinas de pH (Hem 1963). Mercado (1981) observa que o Mn pode ser oxidado na base dos perfis, especialmente durante as estações secas, quando o lençol freático está em 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 haloisita e fases mais secas, a do composto de Mn, os dois se acumulando nas porções basais dos poços.

Na isalterita gibbsítica e bauxita isalterítica, a gibbsita dos feldspatos provém de uma fase de alteração distinta da isalterita caulínítica, pois resulta de alitização direta da rocha, o que consigna uma descontinuidade das duas primeiras fácies em relação à última. Notar que, nas duas primeiras, o cristaliplasma gibbsítico com quartzo de ocorrência errática evoluiu do mosaico quartzo-feldspático da rocha sã, cujos profiroclastos resultaram nas destacadas pseudomorfoses. Na bauxita isal-

terítica parte da caulinita (resultante da biotita) sofreu dessilificação e o quartzo foi em parte dissolvido.

Na bauxita aloterítica, o fato da perda das estruturas e texturas da rocha, aliado à presença de gibbsita e hematita, esta última em sua maioria alóctone (cutãs), sugere que tal bauxita tenha passado por diferentes etapas evolutivas, a começar por uma fase de isalterita caulínítica proveniente da alteração da rocha fresca. Com o aprofundamento do perfil, a hematita instalou-se no plasma originalmente caulínítico. Estudos de Nahon *et al.* (1977), Didier (1983), Didier *et al.* (1983) e Cantinolle *et al.* (1984) sobre crostas lateríticas dão conta de que nos meios finamente porosos, argilosos original ou secundariamente por acumulação iluvial, a hematita aparece como forma estável do ferro. A presença desta no plasma caulínítico induziu a dissolução da caulinita, transformando a isalterita caulínítica em um cristaliplasma à gibbsita e hematita, quando então surgiram os poros e vazios posteriormente invadidos por numerosos cutãs, evidenciando um remanejamento da porosidade e o processo dinâmico de evolução da bauxita aloterítica que se formou, portanto, por alitização indireta da rocha.

Entre os minerais que compõem o esqueleto (Brewer 1964) destaca-se quantitativamente o quartzo, ocorrendo também magnetita e ilmenita. Em raras ocasiões observam-se cristais de magnetita com anatásio adjacente de possível proveniência da ilmenita. Entretanto, o anatásio deve resultar, em sua maior parte, da alteração da titanita presente nas rochas originais. O zircão ocorre como acessório e, sendo resistente, persiste em todo o perfil.

QUÍMICA DAS ALTERITAS Para maior facilidade de referência, os poços bauxíticos serão denominados mineralizados e os demais, estéreis.

Os elementos Si, Al e Fe são os responsáveis pelo quimismo do material estudado, desde que seus óxidos somados perfazam no mínimo 2/3 de sua composição total, expressivamente complementada pela água estrutural. Na bauxita, os teores médios dos principais óxidos são: 42% Al₂O₃, 18%

		ALTEROPLASMA			ESQUELETO
	Aloterítica	Gibbsita via caulinita	Gibbsita via caulinita	Goethita	Quartzo, em parte dissolvido
	Isalterítica	Gibbsita	Caulinita Gibbsita ↖ ↗	Goethita	quartzo, em parte dissolvido
	Isalterita gibbsítica	Gibbsita	Caulinita	Goethita	Quartzo
	Isalterita caulinitica	Material isotrópico (caulinita nascente)	Caulinita	Goethita	Quartzo
Zonas de alteração		↑	↑	↑	
Minerais		Feldspato	Biotita	Hornblenda Hiperstênio	Quartzo

Quadro 2 – As filiações mineralógicas nas diferentes fácies de alteração

Table 2 – The mineralogical filiations on the different alteration facies

Fe_2O_3 e 9% SiO_2 . O Al e o Fe se concentraram sob a forma de gibbsita e goethita/hematita, estando a sílica presente no quartzo e na caulinita.

A distribuição do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 e TiO_2 A distribuição do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 e TiO_2 ao longo dos poços consta das figuras 6A (poços mineralizados) e 6B (poços estéreis). Em relação ao comportamento do Al_2O_3 e SiO_2 observa-se, nos poços mineralizados, genericamente, a manutenção dos teores de sílica mais baixos e de alumínio mais altos, relativos àqueles estéreis nos quais se constata o acentuado deslocamento, para a direita, da linha da sílica. Em todos os poços, mas particularmente naqueles estéreis, nos quais as rochas eram de natureza mais ácida (146, 148 e 152), notam-se máximos de Al_2O_3 antagônicos a mínimos de SiO_2 e vice-versa, e uma variação puntual muito brusca desta última, o que se acha principalmente vinculado à distribuição errática do quartzo, devendo-se em parte à caulinita. Análises da Companhia Brasileira de Alumínio (CBA) dos poços mineralizados mostram uma tendência de diminuição da sílica solúvel (caulinita) da base para o topo dos mesmos.

Em relação à distribuição do Fe_2O_3 tem-se que, sendo menores as variações de sílica, aumentos bruscos nos teores de ferro fazem decrescer os de Al_2O_3 a ponto de interferir na qualidade da bauxita. Os teores de Fe_2O_3 resultam tanto de concentração relativa como absoluta. A presença deste na bauxita isalterítica ilustra o primeiro caso. No segundo, notar o nível 3 m do poço 131; o aumento brusco do Fe_2O_3 ali registrado resulta de um enriquecimento em sua maioria absoluta (cutãs), convertendo localizadamente a bauxita aloterítica em estéril. Ressalta-se no entanto que, no geral, mesmo nos níveis onde a microscopia confirma a presença de importante material alóctone ferruginoso, nem sempre os teores de Fe_2O_3 o demonstram, mascarados pela acentuada variação composicional das rochas.

O comportamento do titânio segue de perto o do ferro, o que pode ser constatado nas tendências similares das linhas dos dois elementos. Quando do comentário das correlações, tal tópico será retomado.

Correlações Entre 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); projetando-se em um diagrama os coeficientes de correlação das demais variáveis em função das acima mencionadas, obteve-se o resultado apresentado na figura 7. Nela se ressaltam grupos de óxidos caracterizados por comportamentos contrastantes; os do quadrante 2 constituem o grupo dos residuais que se contrapõem aos do 4, móveis. Entre os elementos serão comentados só aqueles cujas correlações revelaram tendências de comportamento.

A alta correlação positiva $\text{Al}/\text{H}_2\text{O}^+$ (0,88) é evidenciada no gráfico da figura 8, onde aumentos na quantidade de gibbsita são denunciados por uma maior perda ao fogo. Notar a diferença dos teores de H_2O^+ no saprólito e bauxita.

A alta correlação negativa Al/Si (– 0,71) não chega a ser mais expressiva pelo fato de, além da gibbsita predominante, ocorrerem o quartzo de presença fortuita, a caulinita 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 dos dois elementos.

As altas correlações positivas Ti/Fe (0,90), V/Fe (0,87) e V/Ti (0,81) devem-se a dois fatores principais: primeiro, o de que os elementos em questão pertencem à categoria dos hidrolisados (Goldschmidt 1973), formando precipitados do tipo goethita, hematita, anatásio e leucóxênio. Segundo, o de que esses elementos podem estar juntos na estrutura de minerais tais como a magnetita e a ilmenita. Um indício disso está no fato de que, para teores similares de ferro no solo e demais materiais (bauxita e saprólito), os teores de Ti e V no solo são maiores como consequência da presença da magnetita e ilmenita relativamente enriquecidas nas frações silte e areia. Sad & Barbosa (1985) referem-se à existência, em rochas similares e próximas às da região aqui estudada, de mineral opaco do tipo magneto-ilmenita, que não foi pesquisado. Nalovic & Segalen (1973) demonstram a relação entre o Fe e elementos-traços em minerais diversos, mesmo o V na magnetita.

Quanto ao zircônio, tanto na bauxita como no saprólito, constatou-se a presença de cristais de zircão, além do que a

Figura 6A – Distribuição do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 e TiO_2 nos poços mineralizados (bauxita)
 Figure 6 A – The Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 , and TiO_2 distribution in the mineralized pits (bauxite)

Figura 6B – Distribuição do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 e TiO_2 nos poços estéreis (saprólito)
 Figure 6 B – The Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 , and TiO_2 distribution in the sterile pits (saprólito)

Figura 7 – Diagrama de correlação $\text{H}_2\text{O}^+ \times \text{SiO}_2$ para os principais óxidos e alguns elementos
 Figure 7 – Correlation diagram $\text{H}_2\text{O}^+ \times \text{SiO}_2$ for the principal oxides and some elements

Figura 8 – Diagrama de correlação $Al_2O_3 \times H_2O^+$

Figure 8 – Correlation diagram $Al_2O_3 \times H_2O^+$

correlação Zr/Ti (0,51) demonstra sua associação com compostos de titânio. Cesbron (1984) verificou, em amostras de bauxita de Lages (SC), a concentração do zircônio em dois minerais diferentes: na goethita pseudomórfica do anfibólio e, sobretudo, no leucóxênio de neoformação.

O gálio, que normalmente exibe uma coerência de comportamento com o alumínio, não o demonstra no caso ($Ga/Al = 0,33$). Por outro lado, as correlações P/Fe (0,66), P/Ti (0,62) e V/P (0,55) evidenciam a ligação do fósforo com minerais de ferro e titânio.

Do grupo de 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 (0,82), Zn/Mn (0,79) e Ni/Mn (0,75) dão conta da associação desses três elementos. Da análise de amostras de óxido de manganês da isalterita caulínica constam teores maiores de Zn e Ni que se acham, portanto, naquele óxido armadilhados.

A EVOLUÇÃO DAS ALTERITAS NO MODELA-DO

Os materiais de alteração revelam uma complexa história evolutiva na qual variaram as condições dos meios de alteração, gerando distintas fácies e imprimindo aos perfis um caráter polifásico. As diferentes fases evolutivas são mostradas de modo esquemático na figura 9.

I. Em uma primeira fase ocorre, 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, formando-se uma isalterita gibbsítica por meio de alitização direta da rocha. No final da etapa I já se forma a bauxita isalterítica como um estágio mais evoluído da isalterita gibbsítica.

II. Sucede-se uma fase de incisão gradual a moderada da paisagem, propiciada por condições climáticas mais secas. Devido às condições mais impedidas de drenagem, na frente de alteração da rocha forma-se uma isalterita caulínica.

III. Uma nova incisão profunda em uma fase climática úmida propicia o aprofundamento do perfil, formando-se novamente uma isalterita gibbsítica. Nesta fase configura-se um nível de isalterita caulínica inserido entre a bauxita isalterítica e a isalterita gibbsítica. Com o espessamento do perfil, a isalterita caulínica é transformada em uma bauxita aloterítica a gibbsita e hematita. A presença de numerosos cutãs argilo-ferruginosos na bauxita aloterítica evidencia-a como um horizonte iluvionar evoluído no nível de oscilação do lençol freático.

IV. A formação de uma isalterita caulínica na base dos perfis indica uma fase atual de monossilificação da rocha propiciada por um clima mais seco.

I - INCISÃO PROFUNDA

II - INCISÃO GRADUAL E MODERADA

III - NOVA INCISÃO PROFUNDA

IV - FASE ATUAL

- Isalterita Gibbsítica
- Bauxita Isalterítica
- Isalterita Caulínica
- Bauxita Aloterítica

Figura 9 – Evolução esquemática das diferentes fácies de alteração na paisagem

Figure 9 – Schematic evolution of the different alteration facies on the landscape

Em resumo, podem ser feitas algumas considerações a respeito das fases evolutivas supramencionadas. Como resultado delas formou-se uma sucessão de fácies eminentemente isalteríticas, elaboradas em clima úmido, seqüência interrompida por material aloterítico 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 monossilítica.

Um modelo de prospecção Com base na observação da ocorrência da bauxita no modelado de morros meia-laranja, pode-se estabelecer um modelo de prospecção: os topos e as encostas longas de declive suave são excelentes sítios para sua formação. No caso do morro estudado em detalhe, o nível de base situa-se a 680 m (córrego), ao passo que a bauxita se formou em altitudes da ordem de 800 m, tendo permitido tal desnível o livre fluxo das águas de drenagem que concorreram à formação da crosta aluminosa e aluminoso-ferruginosa dos topos e das encostas superiores (bauxita), da qual se chega a ter 8 m com até 50% Al_2O_3 (nos fragmentos em separado). Nas vertentes e baixadas, locais mais próximos ao nível de base, aumenta a quantidade de material mais argiloso e/ou areno-argiloso.

O contexto regional de ocorrência da bauxita A faixa nordeste de bauxita acha-se interrompida nos vales dos rios Pomba e Muriaé. A bauxita de Miraf formou-se na unidade morfoestrutural denominada "alinhamentos de cristas do Paraíba do Sul", em cotas variando de 700 a 800 m. A sudoeste de Miraf 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 atinge cotas maiores, em uma morfologia de morros com topos

convexizados e tabulares tendo-se formado jazidas de bauxita. Observa-se claramente que a drenagem dos rios Pomba e Muriaé dissecou e rebaixou as regiões por eles cortadas, abrindo os vales homônimos, locais onde justamente ocorrem as interrupções na faixa do minério, que foi erodido. À medida que se distancia dos vales ressurgem as unidades bauxitizadas.

Considerações finais Sabe-se que, quando da alteração hidroclástica, as rochas com silicatos aluminosos e sem quartzo são as mais apropriadas à formação do minério de alumínio, fato comprovado pela existência de grandes jazidas de bauxita sobre rochas alcalinas. No presente caso, as rochas originais mostram-se menos adequadas a uma evolução de cunho aluminoso. A formação da bauxita nos topos dos morros revela, no entanto, a eficácia do controle topográfico sobrepujando a natureza das rochas. Entretanto, o caráter heterogêneo silicoso e/ou ferruginoso dessas rochas não deixa de imprimir seus efeitos na bauxita, ora se manifestando nos altos teores de sílica insolúvel (do quartzo), o que no entanto não prejudica o beneficiamento do minério, ora no caráter mais ferruginoso de certos níveis que conferem à bauxita qualidade média. Assim sendo, pela classificação de Alewa & Hilversun (1984), a bauxita ($\geq 40\% \text{Al}_2\text{O}_3$, no caso) seria denominada "bauxita ferruginosa e laterita aluminosa" e o saprólito ($< 40\% \text{Al}_2\text{O}_3$), "laterita aluminosa e laterita caulínica", tendo a sílica sido considerada como sílica total.

Quanto à dinâmica de comportamento dos elementos químicos nas alteritas, ressalta-se que, mesmo em meio a tantas variações litológicas, os mesmos se concentraram dentro do previsto por sua solubilidade.

Do ponto de vista climático, mudanças que ocorrem quando da formação da bauxita e saprólito evidenciam-se no caráter polifásico dos perfis de alteração. Ademais, 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 revelado pela existência, em uma mesma região, de morros estéreis na mesma cota daqueles mineralizados. Colúvios preenchendo paleorravinas comprovam igualmente a existência de erosão importante.

Agradecimentos À professora Dra. Sônia Maria Barros de Oliveira e ao Dr. Bruno Boulangé, pelo apoio técnico. À Companhia Brasileira de Alumínio (CBA, de Cataguases, MG), na pessoa do geólogo Adalberto Barletta Fonseca, por seu valioso auxílio nos trabalhos de campo, por ter possibilitado a reabertura de poços e o acesso a dados. Aos pesquisadores da Universidade de Hamburgo, República Federal da Alemanha, em conjunto com aqueles do IG-USP integrantes do projeto "Lateritas", que propiciaram as análises química.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEWA, G.J.J. & HILVERSUN, A.H. 1984. Bauxite in West Suriname: Known deposits and potential. In: *Bauxite Proceedings Bauxite Symposium*, Los Angeles, p. 319-348.
- AZEVEDO, A. de 1972. Brasil - A Terra e o Homem. As Bases Físicas, 2ª ed. São Paulo, Companhia Editoria Nacional, 607 p.
- BATES, T.F. 1962. Halloysite and gibbsite formation in Hawaii. *Proc. Nat. Conf. Clays and Clay Min.*, 9:315-328.
- BOULANGÉ, B. 1984. Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Paris, Travaux et documents de L'ORSTOM, 175, 363 p.
- BREWER, R. 1964. *Fabric and mineral analysis of soils*. New York, Robert E. Krieger Publ. Co., 482 p.
- CANTINOLLE, P.; DIDIER, P.; MEUNIER, J.D.; PARRON, C.; GUENDON, J.L.; BOCQUIER, E.; NAHON, D. 1984. Kaolinites ferrières et oxi-hydroxydes de fer et d'alumine dans les bauxites des Canonettes. *Clay Minerals*, 19:125-135.
- CESBRON, F. 1984. Localisation du zirconium dans un échantillon de bauxite de Lages, Santa Catarina, Brésil. Département M.G.A., Étude M 5019, Orleans, 10 p.
- DELVIGNE, J. 1965. *Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferralitique*. Mém. n° 13, ORSTOM, Paris, 177 p.
- 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.; 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., Strasbourg*, 71:35-44.
- GATTO, L.C.S.; RAMOS, V.L.S.; NUNES, B.T.A.; MAMEDE, L.; GOES, M.H.B.; MAURO, C.A.; ALVARENGA, S.M.; FRANCO, E.M.S.; QUIRICO, A.F.; NEVES, L.B. 1983. Geomorfologia. In: MME-DNPM. *Projeto Radambrasil*, 32, p.305-384.
- GOLDSCHMIDT, V.M. 1937. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. *Journ. Chem. Soc. London*, 1:655-673.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de. 1984. Província Mantiqueira, Setor Central. In: *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 378 p.
- HEM, P.D. 1963 *Chemical equilibria and rates of manganese oxidation*. Geol. Surv. Water -Supply, 1667-A. 64 p.
- LOUGHNAN, F.C. 1969. *Chemical weathering of the silicate minerals*. New York, Am. Elsevier Publ. Co. Inc., 154 p.
- MERCADO, J.M.O. 1981. Geochemistry of the laterites in Monoc Islands, Surigao Province Philippines. *Proc. I Int. Sem. Lat. Proc., Índia*, p. 45-57.
- MILLOT, G. & BONIFAS, M. 1955. Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. *Bull. Ser. Carte Géol. Als. Lorr.*, 8(1):3-20.
- NAHON, D.; JANOT, C.; KARPOFF, A.M.; PAQUET, H.; TARDY, Y. 1977. Mineralogy, petrography and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the western part of Senegal. *Geoderma*, 19:263-277.
- NALOVIC, L. & SEGALIN, P. 1973. Relations entre le fer et les éléments traces de transition dans un certain nombre de minéraux ferrières. *Cahiers ORSTOM, Série Pedologie*, Paris, 9(2):181-191.
- OLIVEIRA, S.M.B. 1985. Gênese da bauxita de Lages, SC. *Bol. IG-USP*, 16. Série Científica, São Paulo, p. 46-81.
- PARFENOFF, A.; POMEROL, C.; TOURENQ, J. 1970. *Les minéraux en grains*. Paris, Masson et C^{ie}. Editeurs, 282 p.
- PEDRO, G. 1984. *Contribution à l'étude expérimentale de l'altération chimique des roches cristallines*. (Thèse Doc., Fac. Sci. Paris) Paris.
- 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, p. 15-27.

MANUSCRITO Nº A603

Recebido em 16 de junho de 1989

Revisão do Autor em 20 de novembro de 1989

Revisão aceita em 25 de novembro de 1989