UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AS BAUXITAS NO BRASIL
SÍNTESE DE UM PROGRAMA DE PESQUISA

Adilson Carvalho

Concurso para obtenção do Título de
Livre - Docente junto ao Departamento
de Geologia Geral, na Área de
Conhecimento de Geoquímica.

SÃO PAULO
1989

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AS BAUXITAS NO BRASIL
SÍNTESE DE UM PROGRAMA DE PESQUISA

Adilson Carvalho

Concurso para obtenção do Título de
Livre-Docente junto ao Departamento
de Geologia Geral, na Área de
Conhecimento de Geoquímica.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004734

SÃO PAULO
1989

INDICE

INTRODUÇÃO	1
1.GENERALIDADES. HISTÓRIA E DEFINIÇÃO DOS TERMOS	2
2.CLASSIFICAÇÃO DAS BAUXITAS	4
3.DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA E RESERVAS	9
PARTE I.BAUXITA LATERÍTICA. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS	12
CAPÍTULO 1.ALTERAÇÃO E PEDOGÊNESE LATERÍTICA	13
1.OS PRIMEIROS CONHECIMENTOS DA ALTERAÇÃO	13
2.PRIMEIROS CONHECIMENTOS PEDOLÓGICOS	19
3.FASE ATUAL	22
CAPÍTULO 2.GÊNESE, EVOLUÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DAS BAUXITAS LATERÍTICAS	31
1.ESTUDOS PRÉVIOS	31
2.FATORES DE BAUXITIZAÇÃO	36
3.MECANISMOS DE BAUXITIZAÇÃO	39
4.TIPOS DE BAUXITA. CLASSIFICAÇÃO	48
PARTE II.ESTUDO DAS BAUXITAS BRASILEIRAS	51
CAPÍTULO 3.ASPECTOS GERAIS	52
1.ESTUDOS PRÉVIOS	52
2.CARCTERÍSTICAS GERAIS DO TERRITÓRIO BRASILEIRO	53
3.AS REGIÕES BRASILEIRAS	58
4.TIPOS DE DEPÓSITOS E RESERVAS	69

	ii
CAPÍTULO 4.OS PRINCIPAIS TIPOS DE BAUXITA DO BRASIL	72
1.BAUXITAS DA REGIÃO NORTE	73
2.BAUXITAS DA REGIÃO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO	81
3.BAUXITAS DA REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS	96
4.BAUXITAS DA REGIÃO SUDESTE	103
CONSIDERAÇÕES FINAIS	113
BIBLIOGRAFIA	121

INTRODUÇÃO

O estudo das formações bauxíticas tem apresentado um interesse muito grande, principalmente por parte dos pesquisadores que trabalham na área de alteração de rochas.

No caso do Brasil em particular, esse interesse cresceu intensamente na década de 70, após as descobertas dos imensos depósitos da região amazônica, que colocou-o na condição de possuidor de uma das maiores reservas do globo.

Esse interesse levou o grupo de pesquisadores em geoquímica da superfície do Instituto de Geociências e do Instituto Astronômico e Geofísico da USP, em colaboração com pesquisadores estrangeiros ligados à ORSTOM (França) e Universidade de Hamburg (Alemanha) a estabelecer um programa de pesquisa para estudar a evolução de materiais bauxíticos nas diversas condições do território brasileiro.

A síntese dos resultados desse programa e em particular, suas contribuições mais importantes para o conhecimento das bauxitas em geral são mostrados neste trabalho.

1. GENERALIDADES. HISTÓRIA E DEFINIÇÃO DOS TERMOS.

O alumínio é o elemento metálico mais abundante da crosta, sendo superado apenas pelo oxigênio e o silício. A história de sua descoberta iniciou-se na segunda metade do Sec. XVIII, quando suspeitou-se da existência do óxido de um metal com fortíssima afinidade pelo oxigênio e que posteriormente foi denominado de alumina. Mas foi somente no início do Sec. XIX que começaram as primeiras tentativas de obter-se o metal, que foi denominado alumínio. Após várias experiências, por volta de 1850 obteve-se pela primeira vez grandes quantidades de alumínio por processo químico a partir de rochas. Simultaneamente desenvolvia-se o processo de eletrólise, e no final do Sec. XIX, iniciou sua produção a primeira fundição, na Inglaterra.

A partir daí a utilização de alumínio aumentou rapidamente e em particular, nos últimos quarenta anos, a demanda mundial cresceu a proporções bem elevadas (cerca de 10% ao ano). A bauxita é de longe a mais importante fonte alumínio, da qual extrai-se cerca de 95% do metal utilizado.

Uma discussão detalhada da história e definição dos termos bauxita e laterita é apresentada por GORDON et al. (1958). Segundo os autores a bauxita foi descoberta por BERTHIER em 1821, ao examinar amostras que julgava ser de minério de ferro provenientes da região de Les Baux, localizada no sul da França. A análise química revelou tratar-se de materiais ricos em alumínio (52% Al_2O_3), misturado com óxidos de ferro (cerca de 27%) e praticamente sem sílica. BERTHIER acreditava que o alumínio estivesse na forma dihidratada ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). O termo *beauxite* foi usado pela primeira vez por DUFRENOY em 1845, modificado posteriormente para *bauxite* face a nova ortografia do nome da cidade.

A definição de bauxita que pode ser considerada como a mais adequada é a que aparece no trabalho de GORDON et al. (1958) no qual é referida como "agregados de minerais aluminosos, mais ou menos impuros, nos quais o alumínio está presente principalmente como óxidos hidratados". Na realidade esta definição é praticamente a mesma de HARDER (1930) e a única diferença é que este último referiu-se a minério de alumínio em vez de agregados de minerais aluminosos. Esta definição acabou sendo adotada por vários autores, tanto na sua forma original, como

ligeiramente modificada. O termo bauxita passou então a ser usado com o significado de minério de alumínio, complementada com outros limites como por exemplo, teor mínimo de óxidos de alumínio, ferro e titânio ou abundância relativa dos mesmos (BARDOSSY, 1982).

No presente trabalho, será utilizado o conceito mais genérico de acordo com a definição de GORDON et al. (op. cit.), portanto sem nenhuma conotação de minério.

Os primeiros depósitos conhecidos (sul da França e Europa Central) eram associados a rochas carbonáticas que foram consideradas rocha-mãe das bauxitas. Posteriormente descobriram-se nas regiões tropicais materiais ricos em alumínio sobre rochas ígneas e metamórficas e na forma de depósitos sedimentares. A partir de então o termo bauxita passou a ser utilizado pelos técnicos em mineração para designar, indistintamente, produtos sedimentares e lateríticos ricos em alumínio.

Atualmente é reconhecida pela quase totalidade dos autores, a existência de três tipos de bauxitas, ou seja, *bauxita laterítica*, *bauxita de carst* e *bauxita sedimentar*. A ocorrência da bauxita sedimentar é muito reduzida, mal chegando a totalizar 1% dos depósitos conhecidos no mundo e por outro lado, podem ser considerados como uma bauxita laterítica alóctone, isto é, transportada e redepositada a longas distâncias.

A bauxita de carst devido ao fato de ser sido a primeira a ser descoberta e também porque a maioria dos depósitos desse tipo está localizada na Europa próximo aos centros industrializados, ocupou até pouco tempo, lugar de destaque dentro do panorama internacional, razão pela qual foi estudada mais detalhadamente. A bauxita laterítica é de longe a mais abundante, totalizando mais de 85% dos depósitos conhecidos no mundo, dominando hoje amplamente a produção mundial. Por outro lado, é conveniente ressaltar-se que é o único tipo que ocorre no Brasil, recobrindo extensas áreas principalmente na região norte. Isto posto e levando-se em conta que todas as bauxitas, inclusive as sedimentares e de carst, parecem envolver na sua concentração processos ligados às condições tropicais e úmidas, neste trabalho será abordado somente esse tipo de depósito.

2. CLASSIFICAÇÃO DAS BAUXITAS.

As bauxitas são bastante singulares no que diz respeito a diversidade de origem, feições, composição e modo de ocorrência. Formam-se nas mais diversas condições geológicas e a partir de quase todos tipos de rochas. Face a essa diversidade, a sua classificação constitui um problema complexo, residindo a maior dificuldade na escolha das feições mais importantes a serem usadas como critério.

Vários foram os critérios adotados, isoladamente ou em conjunto, pelos especialistas na classificação das bauxitas, entre os quais aqueles baseados na composição química e mineralógica, gênese, feições geomorfológicas e geotectônicas, natureza do substrato, etc.

Desde o início dos estudos, a classificação dos diferentes tipos de bauxitas tem sido preocupação constante entre os especialistas, alguns dos quais destacando-se por terem produzido sínteses, onde a questão é discutida em detalhe, como por exemplo PATTERSON (1967), VALETON (1972), LELONG et al. (1976) e BARDOSSY (1982), para citar apenas os mais recentes.

Um dos aspectos mais marcantes, reconhecido desde os primeiros estudos, foi a distinção entre as bauxitas formadas sobre rochas silicáticas daquelas formadas sobre rochas carbonáticas. HARRASSOWITZ (1926), embora reconhecendo os dois tipos, restringe o uso do termo bauxita para variedades compostas essencialmente de alumina monohidratada, que ocorre na Europa, nos depósitos do tipo terra rossa associados a calcários. Para as variedades do tipo tropical, formada praticamente por alumina trihidratada, ele reservou o termo *laterita*. Ele sugeriu ainda que esses materiais fossem denominados respectivamente de monohidralita e trihidralita, em função de sua composição. Essa terminologia não foi quase aceita mas a restrição do nome bauxita teve muitos seguidores, em particular os autores de língua alemã.

FOX(1932), admite a existência dos dois tipos de materiais formados de modo diferente, sendo o primeiro do tipo terra rossa ou francês e o outro laterítico, do tipo indiano ou de Arkansas. Entretanto continua usando o termo bauxita

vagamente, no sentido comercial. Posteriormente WEISS (1948) usa essa distinção como critério de classificação e divide as bauxitas em dois grupos: *bauxita laterítica* para materiais formados pela alteração laterítica e *bauxitas terra rossa* originada de produtos residuais da alteração de calcários e dolomitos (terra-rossa). Posteriormente esse termo evoluiu para *bauxita de carst*, reconhecendo-se a importância da carstificação no processo de formação.

Essa classificação das bauxitas em laterítica e de carst acabou sendo aceita quase que universalmente, o que não foi o caso de muitas outras que apareceram posteriormente.

Assim, por exemplo, HARDER (1952), baseando-se ainda na composição da rocha-mãe, propõe a seguinte classificação:

1. Depósitos derivados de rochas alcali e alumino-silicatadas
2. Depósitos associados a calcários
3. Depósitos derivados da alteração de rochas sedimentares argilosas
4. Depósitos derivados de rochas eruptivas intermediárias e básicas
5. Depósitos derivados da alteração intensa de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

ROUTHIER (1963) retoma a subdivisão original em bauxita sobre rochas silicáticas e bauxitas sobre rochas calcárias carstificadas e introduz o conceito de bauxita autóctone e alóctone. O autor chama de *bauxita autóctone* as concentrações aluminosas "in situ" e *bauxita alóctone* (sedimentar) para materiais retrabalhados, transportados e redepositados fora do local de formação.

VALETON (1972) ao discutir a classificação das bauxitas, sugere a utilização de vários critérios, entre os quais o da origem do alumínio em relação à rocha-mãe, retomando pois o conceito de autóctone e alóctone. Contudo ao apresentar a descrição dos tipos de depósitos, grupa-os em função da litologia do substrato associado, e em nível inferior à sua posição topográfica, introduzindo assim, ainda que parcialmente o critério morfogenético:

1. Bauxitas sobre rochas ígneas e metamórficas
 - Tipo de encosta
 - Tipo de platô sobre rochas básicas
 - Tipo de platô sobre rochas variadas
2. Bauxitas sobre sedimentos
 - Sedimentos clásticos
 - Rochas carbonáticas
 - Rochas fosfáticas.

Esse critério já houvera sido utilizado anteriormente por HOSE (1960) com base na premissa que as condições morfogênicas seriam mais facilmente utilizáveis que aquelas relativas à rocha subjacente. Na classificação proposta ele associa as bauxitas às unidades fisiográficas onde elas se formam e propõe quatro grupos:

1. Bauxitas formadas em peneplanos
2. Bauxitas formadas em domos e platôs vulcânicos
3. Bauxitas derivadas de calcários sobre platôs cársticos
4. Bauxita sedimentar retrabalhada.

Posteriormente GRUBB (1972) sugere também uma classificação com base em níveis topográficos onde ocorreria a bauxitização, entretanto de maneira bem mais simplificada. Ele propõe subdividir as bauxitas em apenas dois grupos:

1. Bauxitas de níveis elevados
2. Bauxitas de níveis inferiores ou de peneplanos

A característica marcante desta classificação é a exclusão do substrato como critério e particularmente a exclusão da bauxita de carst como classe separada. Para o autor esse tipo de bauxita também estaria incluída nos dois grupos propostos. GRUBB (op.cit.) acrescenta ainda que as bauxitas de topo seriam essencialmente residuais, enquanto que as de peneplano poderiam ser residuais, detríticas ou alóctones.

Paralelamente um outro sistema de classificação foi desenvolvido com base nos aspectos deposicionais, ou seja, no modo de ocorrência dos depósitos. Assim PATTERSON (1967) propõe a seguinte subdivisão:

1. Depósito de cobertura - camadas praticamente horizontais de espessuras variáveis, normalmente residuais, em geral sobre antigos platôs
2. Depósitos interstratificados - camadas descontínuas ou intercaladas com rochas sedimentares e/ou vulcânicas, residuais ou redepositadas, alóctones
3. Depósitos em bolsões - preenchimento de depressões em calcários e dolomitos (as vezes outras rochas). Por vezes muito extenso, confundindo com o tipo 1 ou intercalados em seqüências sedimentares, como tipo 2.

Essa classificação foi retomada posteriormente (LELONG et al., 1976) e ligeiramente modificada, incorporando alguns aspectos genéticos utilizados anteriormente. Assim as bauxitas foram subdivididas em três grupos:

1. Bauxita laterítica de cobertura - depósitos residuais, autóctones, resultado da alteração de rochas eruptivas, metamórficas e sedimentares
2. Bauxitas sedimentares - acumulações estratiformes intercaladas em séries sedimentares e depósitos detríticos, coluviais ou aluviais, alóctone
3. Bauxita de carst, sobre rochas carbonáticas mais ou menos carstificadas.

BARDOSSY (1982) apresenta uma resenha bem completa sobre a classificação das bauxitas, com destaque para sua evolução na URSS onde os rumos tomados foram diferentes.

Segundo o autor, essas classificações foram essencialmente genéticas (incluindo depósitos lateríticos, metassomáticos, orgânicos, metamórficos) passando a seguir a aspectos relativos aos locais de formação (depósitos em platô, fundo de vale, depressões cársticas, lacustres, lagunas e tipo praia).

Uma das características mais marcantes das classificações soviéticas, segundo aquele autor, foi a utilização das zonas tectônicas como critério e que deu origem inicialmente a dois grupos de depósitos: 1. Bauxitas de geossinclinal e

2. Bauxitas de plataformas. Essa subdivisão foi adotada por muitos autores com modificações e complementações e só foi abandonada nos últimos dez anos, quando passaram a prevalecer os critérios genéticos, morfogenéticos e deposicionais (depósitos lateríticos, poligenéticos, sedimentares), resultando em classificações muito próximas daquelas conhecidas fora da URSS.

Um exemplo dessas classificações é a que é apresentada junto com o Mapa Geológico das Bauxitas da URSS (in BARDOSSY, op. cit.) e que propõe a seguinte subdivisão:

1. Depósitos bauxíticos de formação lateríticas.
 - 1.1. Tipo "Boval" com bauxita residual.
 - 1.2. Tipo de encosta com bauxita clástica retrabalhada
2. Depósitos de bauxita sobre rochas carbonáticas
 - 2.1. Tipo carst
 - 2.2. Tipo carst de infiltração
3. Depósitos bauxíticos em formações terrígenas
 - 3.1. Tipo carst
 - 3.2. Tipo estratiforme

BARDOSSY (op. cit.) apresenta uma avaliação crítica das várias classificações conhecidas, questionando principalmente a validade dos critérios utilizados. Na sua proposta de classificação deu ênfase à litologia do substrato, com especial destaque às rochas carbonáticas, o que resultou em dois grupos maiores, posteriormente subdivididos com base em outros critérios:

1. Depósitos de bauxita sobre rochas alumino-silicáticas
 - 1.1. Depósitos de bauxita laterítica (autóctone)
 - 1.1.1. Depósitos residuais
 - 1.1.2. Depósitos redepositados a curta distância
 - 1.2. Tipo Tikvin (alóctone)
 - 1.2.1. Depósitos estratiformes
 - 1.2.2. Depósitos de fundo de vale
2. Depósitos de bauxita de carst

- 2.1. Tipo Mediterrâneo
- 2.2. Tipo Timão
- 2.3. Tipo Kazakhstão
- 2.4. Tipo Ariège
- 2.5. Tipo Salento
- 2.6. Tipo Tulska

A simples comparação das classificações referidas atrás, mostra que a maioria delas reconhece os três tipos fundamentais de bauxitas: *laterítica, sedimentar e carst*.

A classificação proposta por LELONG et al. (1976) parece ser a mais adequada, pois é baseada ao mesmo tempo em critérios ligados às características morfológicas dos depósitos e aspectos puramente genéticos. Apesar disso, é conveniente salientar que os próprios autores consideram arbitrária a distinção das bauxitas em três categorias. Eles sugerem que essa subdivisão na verdade estaria relacionada mais particularmente à idade e à evolução que propriamente às diferenças genéticas.

3. DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA E RESERVAS.

Os depósitos de bauxita são relativamente raros, principalmente levando-se em conta a grande abundância do alumínio na crosta. A sua distribuição no mundo está de certo modo relacionada com as atuais zonas climáticas. Assim a grande maioria dos depósitos lateríticos encontra-se na atual zona intertropical com condições de clima quente e úmido, enquanto que as bauxitas de carst ocorrem preferencialmente na zona temperada ou subtropical.

De acordo com BARDOSSY (1982), hoje reconhece-se 80 regiões de bauxitas lateríticas no mundo, das quais 52 podem ser grupadas geograficamente em 7 cinturões bauxíticos (Fig 1): cinturão oeste-africano, cinturão oeste-norte-australiano, cinturão sudeste-asiático, cinturão do escudo das guianas, cinturão sudeste-africano e cinturão sudeste-australiano

Esses cinturões respondem por 94% da produção global de bauxita laterítica, sendo que os cinco primeiros apresentam reservas muito superiores aos demais.

As regiões restantes (28) estão distribuídas irregularmente, sem uma concentração geográfica e suas reservas são reduzidas.

Pode-se observar (Fig. 1) que a maior parte das regiões está situada entre os paralelos de 27°N e 32°S, sendo que as regiões do cinturão do SE australiano estendem-se bem mais ao sul. O depósito mais ao sul que se conhece é o de Ouse, St. Leonard (Australia), situado na latitude de 45°S.

Os depósitos de bauxita cárstica, de acordo com BARDOSSY (op. cit.), ocorrem distribuídos em cerca de 88 regiões das quais 17 correspondem a cerca de 80% do total de bauxita de carst do mundo e que podem ser grupadas em 7 cinturões: cinturão Mediterrânico, cinturão Irano-Himalaiano, cinturão Pacífico, cinturão Este-Asiático, cinturão Caribeano e cinturão Norte-Americano. O cinturão mais importante, considerando-se a quantidade, é o Mediterrânico onde se concentra 40% da bauxita de carst, seguido do Caribeano com mais de 20%.

Como se pode observar as bauxitas de carst ocupam pequenas áreas ao redor do globo, na sua maior parte no Hemisfério Norte, entre os paralelos de 10 a 70°N, e a única exceção é o cinturão Pacífico, com a maioria das regiões situadas no Hemisfério Sul, entre os paralelos de 10 e 25°S.

Em alguns cinturões de bauxita de carst ocorrem depósitos menores de bauxita laterítica, como é o caso do Mediterrânico, do Pacífico, do Uralo-Sibero-Central Asiático. As reservas mundiais de bauxita conhecidas atualmente são praticamente as mesmas de há quinze anos atrás e que totalizam cerca de 18 bilhões de toneladas (RAMOS, 1982). O crescimento das reservas mundiais foi muito significativo no período após II Guerra Mundial, com a crescente demanda de alumínio, e em particular entre 1965 e 1975, quando passou de 6 bilhões a 18 bilhões de toneladas. Esse crescimento ocorreu graças a descoberta de imensos depósitos principalmente na Guiné, Australia e Brasil, além de outros menores na Jamaica e Suriname.

As maiores reservas hoje conhecidas, todas de bauxita laterítica, estão na Austrália e na Guiné, cada uma com cerca de 4,5 bilhões de toneladas e no Brasil, com aproximadamente 3,2 bilhões de toneladas. Esses três países juntos totalizam 12 bilhões de toneladas o que equivale aproximadamente a 70% das reservas mundiais conhecidas. No que se refere a bauxita de carst, as maiores reservas são as da Jamaica, com 1 bilhão de toneladas (5,5% do total) e Grecia com 760 milhões de toneladas (4,2% do total) e que juntos perfazem 60% do total de bauxita de carst.

Fig. 1 Distribuição Geográfica das Regiões bauxíticas

PARTE I

BAUXITA LATERÍTICA. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

As bauxitas lateríticas são consideradas como um produto residual final da alteração de rochas silico-aluminosas sob condições extremas de lixiviação, o que equivale dizer que o processo que forma a bauxita é essencialmente o mesmo que forma os solos lateríticos (ferralíticos). Assim sendo, o conhecimento de seus mecanismos fundamentais de formação foram adquiridos em grande parte através dos estudos do fenómeno de lateritização.

Desse modo, na primeira parte serão abordados inicialmente os estudos referentes à alteração e pedogênese laterítica. Em seguida serão apresentados os aspectos ligados ao processo de bauxitização, com atenção especial aos fatores e mecanismos de formação das bauxitas e sua evolução e por último o problema da classificação dos diferentes tipos de bauxita laterítica.

CAPÍTULO I

ALTERAÇÃO E PEDOGÊNESE LATERÍTICA

1. OS PRIMEIROS CONHECIMENTOS DA ALTERAÇÃO

A bibliografia sobre o assunto é muito vasta e por conseguinte serão discutidos apenas os trabalhos que de algum modo constituíram-se em fatos marcantes dentro da evolução dos conhecimentos das bauxitas.

É fato sobejamente conhecido que o nome *laterita* foi introduzido por BUCHANAN em 1807 para "formações superficiais avemelhadas, ferruginosas, porosas, macias e que endurecem como tijolo quando expostas ao ar".

Muitos trabalhos se seguiram e pode-se, desde logo, perceber-se que tais formações apresentavam na realidade grande diversidade quanto à sua composição e suas características morfológicas. Isto fez com que o termo original fosse bastante ampliado, passando a englobar muitos outros materiais aluminosos, ferruginosos e silico-aluminosos, resultantes da alteração de rochas e diferentes daqueles descritos originalmente por BUCHANAN.

Um aspecto interessante a ressaltar é que na época da definição de BUCHANAN, já era bem conhecida e aceita a idéia da natureza ferruginosa das lateritas. Na realidade, foi a busca de minério de ferro que conduziu os geólogos a interessarem-se pelas lateritas na Índia.

Entretanto, o fato de que as lateritas pudessem ter na sua composição outros óxidos ou hidróxidos que não o de ferro, foi mais demorado a ser percebido, apesar de desde logo ter sido colocado em evidência a importância da liberação do alumínio no processo de alteração. Assim, por exemplo, BERTHIER analisou em 1821 um material superficial essencialmente aluminoso proveniente do sul

da França, que foi denominado de bauxita e um ano mais tarde um outro material superficial ferruginoso, que ele desconhecia tratar-se de laterita, e não fez nenhuma relação entre eles. Entretanto o simples fato de ter sido o primeiro a analisar bauxita e laterita já o coloca em destaque na história dos conhecimentos da alteração.

Cerca de 50 anos mais tarde é assinalada a presença de bauxitas na Guiana Francesa, semelhantes àquelas do sul da França (MEUNIER, 1872 e JANEETAZ, 1877). Contudo coube finalmente a BAUER (1898) estabelecer as características químicas fundamentais das lateritas e sobretudo de colocar em evidência a liberação do alumínio na alteração de rochas em regiões tropicais. Na época em que aparece o primeiro estudo do autor, já era tida a laterita como um produto de transformação das rochas, essencialmente ferruginoso, podendo às vezes ser aluminoso.

BAUER (op. cit.) em seus estudos de materiais das Ilhas de Seichelles, que incluíram observações da alteração ao microscópio e análises químicas, pode concluir que a laterita e a bauxita eram variedades do mesmo tipo de material, ambos formados por alteração das rochas, com conservação da estrutura original, deixando um resíduo rico em sesquióxidos. Segundo o autor o alumínio seria praticamente imóvel enquanto que o ferro seria bastante móvel, o que entretanto seria um aspecto secundário da laterização. A alteração seria assim, um processo de lixiviação, deixando o alumínio como resíduo. BAUER observou analogias na composição química de suas lateritas com as do Gabão, Birmania e Bermudas encontradas na literatura e com as bauxitas de Vogelsberg (Alemanha Federal) recobrindo rochas cristalinas.

Quanto ao mecanismo ativo na liberação do alumínio, ele não tinha uma ideia muito precisa, apesar de ter formulado hipóteses sobre a ação de soluções sulfúricas, nítricas e mesmo alcalinas. De seus estudos comparativos concluiu, embora precipitadamente, que o processo era único e que a lateritização não era exclusiva dos países tropicais. Mais tarde porém, verificando a presença de silicatos aluminosos na alteração, ele próprio coloca em questão seu esquema inicial.

A contribuição de BAUER estimulou uma grande discussão sobre a natureza e origem das lateritas e que foi iniciada por GLINKA (1899) do lado pedológico e HOLLAND (1903) do lado geológico.

As ideias básicas de GLINKA (op. cit.) era de que nas regiões polares prevalecia a desagregação mecânica com uma pequena proporção de alteração química formando caolinita e óxidos de ferro. Em zonas temperadas dominaria a caolinização e nas zonas tropicais a alteração seria mais enérgica deixando como residuo as lateritas, com consideráveis quantidades de hidróxido de alumínio.

HOLLAND (op. cit.) não acreditava que a transição abrupta observada entre a rocha e o produto de alteração e a ausência de alteração química nas regiões de climas frios, pudesse ser explicada simplesmente por decomposição química. Ele admitiu então a possibilidade da ação de microrganismos capazes de separar a sílica do alumínio nos silicatos.

As observações desses autores constituíram-se no embasamento sobre o qual se estabeleceriam as teorias relativas ao processo que passou a ser conhecido como laterização. Assim, por exemplo, eles sugeriram que a concentração de sesquióxidos na alteração de silicatos aluminosos nas regiões tropicais, ocorreria devido a eliminação da sílica e bases, o que acabou sendo retomado por muitos outros autores, e em particular LACROIX (1913).

Em seguida vários pesquisadores (WARTH & WARTH, 1903; DUBOIS, 1903 entre outros), procederam análises de lateritas e mostraram que alguns desses materiais poderiam ser ricos em ferro e pobres em alumínio ou vice-versa e que existiam ainda materiais com composição intermediária entre esses dois extremos. A partir de então os trabalhos passam a definir as lateritas com maior precisão, através de análises químicas e mineralógicas abandonando-se assim o critério puramente físico.

HARRASSOWITZ (1926), com base na relação molecular $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Ki), dividiu os produtos residuais da alteração das rochas em dois grupos. Aos materiais compostos essencialmente de óxidos de alumínio hidratados ($\text{Ki} < 1,3$) ele propôs o nome *alita* e para aqueles compostos principalmente por silicatos aluminosos

($K_i = 1,3-2,0$) ele sugeriu *sialita*. Os materiais com $K_i > 2,0$ ele denominou de argilas caolinífticas.

HARRASSOWITZ (op. cit.) propôs ainda a divisão do manto residual em três zonas: *zona de decomposição*, onde os minerais se alteram em sialita, com preservação da estrutura; *zona mosqueada*, onde há formação de alita, sem preservação da estrutura e *crosta superior ferruginosa celular* com enriquecimento de Al, Fe e Si. A zona de sialita pode não existir e a alita seria formada diretamente a partir da rocha fresca.

Uma contribuição muito importante foi a de HARRISON, que ao contrário de BAUER, tinha uma larga experiência de campo em regiões tropicais (Guiana Britânica). Seus trabalhos, realizados na primeira década do Sec.XX foram compilados e editados posteriormente na íntegra numa publicação (HARRISON, 1933) onde pode-se encontrar todas suas ideias e métodos de trabalho. Seus estudos concentraram-se na observação ao microscópio da alteração (que êle denominou catamorfismo) de rochas básicas. Foram observadas pelo autor diretamente as transformações mineralógicas ocorridas na alteração, como por exemplo, a passagem de feldspato em gibbsita e do piroxênio em "limonita". Efetuou ainda análises químicas e tentou estabelecer o balanço geoquímico utilizando como referência elementos que considerou estáveis (alumínio, titânio, ferro) sem muito sucesso.

HARRISON mostrou ainda a influência da *rocha original*, da *topografia* e da *drenagem* no processo de alteração. Ele observou que as rochas básicas produziram um material essencialmente gibbsítico, recobertos por uma terra laterítica parcialmente silicática resultante de uma ressilificação da gibbsita sob ação do lençol freático. A posição topográfica condicionaria a intensidade da alteração sendo que as formas mais ricas em hidratos de alumínio e ferro ocorreriam nas partes mais altas, em condições de drenagem perfeita, enquanto que nas zonas mais baixas, de drenagem imperfeita formar-se-ia mormente os silicatos. As rochas ácidas, por outro lado, teriam uma alteração mais progressiva formando preferencialmente silicatos aluminosos (caolim). Essa diferença seria explicada, pelo menos parcialmente, pelo comportamento dos feldspatos, sendo que os plagioclásios produziram a gibbsita, enquanto que os feldspatos potássicos originariam a caolinita.

HARRISON (op. cit.) procurou utilizar ainda a mineralização das águas como medida do fenômeno de alteração além de ter feito ainda uma tentativa de estudar a alteração superficial experimentalmente.

Um grande avanço no conhecimento das lateritas aconteceu com LACROIX, responsável pela caracterização mineralógica de toda a França e de suas colônias. Seus trabalhos na Guiné e em Madagascar, publicados inicialmente em 1913 e posteriormente de forma ampliada (LACROIX, 1932), foram fundamentais para o estudo da alteração.

O autor reconhece a existência de duas zonas no manto de alteração, sendo uma de lixiviação e outra de concreção. Na zona de lixiviação a alteração daria origem a um material poroso que ele denominou de *pain d'épices*, com conservação da estrutura da rocha original e formando um reticulado delimitando vazios.

LACROIX (op. cit.) distinguiu na alteração dos silicatos aluminosos dois grandes caminhos, em função da natureza da rocha. As rochas mais aluminosas resultariam em hidratos aluminosos (cristalizados ou no estado coloidal amorfo), e as rochas mais ácidas formariam silicatos de alumínio (cristalizados ou amorfos).

Ele efetuou um grande número de análises em amostras de composição variada o que lhe permitiu apresentar um bom inventário de facies das lateritas tais como: aluminosas, silicáticas, ferruginosas, esbranquiçadas, com couraça ou simplesmente terra vermelha maciça. Com base nessas informações propôs uma classificação das lateritas levando em conta o conteúdo de elementos lateríticos (teor em hidratos e óxidos de Fe, Al, Ti, Mn e excluindo o quartzo dos cálculos):

1. Lateritas - 90 a 100 %
2. Lateritas Argilosas - 50 a 90%
3. Argilas Lateríticas - 10 a 50%
4. Caolins e Argilas - < 10%

É interessante destacar que as lateritas de LACROIX não correspondem àquelas de BUCHANAN, que seriam na realidade argilas lateríticas. Por outro lado o que foi denominado lateritas por LACROIX, , corresponderiam às bauxitas no que concerne ao teor do alumínio. Após os trabalhos de LACROIX (1913 e 1932) as modalidades de alteração já são conhecidas: remoção dos álcalis e da sílica, oxidação do ferro e conforme o caso formação de hidratos de alumínio ou silicato de alumínio. Entretanto, os mecanismos envolvidos na alteração permaneciam mal formulados. LACROIX tinha consciência da precariedade dos conhecimentos da época e chegou mesmo a sugerir que o caminho para se chegar a resultados mais convincentes seria através de estudos experimentais.

É conveniente salientar-se que BAUER, HARRISON e LACROIX foram responsáveis pela aquisição de conhecimentos fundamentais sobre as lateritas, a maioria dos quais são válidos até hoje. Além disso os trabalhos desses pesquisadores foram de grande importância na definição dos métodos de trabalho e na sugestão de novas linhas de pesquisas.

Um outro nome que deve ser destacado nesta fase é o de CAMPBELL (1917) que possuía uma grande experiência na Africa tropical, além de conhecer regiões da Asia, America e Australia. Ele foi um dos primeiros a levar em conta na alteração laterítica de maneira clara a ação da água de infiltração. Reconheceu a existência de três zonas: *zona de saturação permanente* (litomarga); *zona de saturação intermitente*, sobreposta à primeira e *zona não saturada*, superior.

Quanto aos mecanismos de alteração, CAMPBELL (op. cit.), embora não tenha estabelecido nenhuma regra precisa sugeriu várias reações possíveis no meio alcalino carbonático que poderiam explicar, por exemplo, a passagem de caolinita para gibbsita e inversamente a formação de caolinita a partir dos hidratos. Segundo o autor a zona intermediária seria a zona de lateritização, onde ocorreria fundamentalmente precipitação de hidróxido de ferro a partir de bicarbonatos, por oxidação. Para o autor a laterita não seria derivada da rocha mas sim o resultado da remoção dos materiais da rocha e deposição dos constituintes lateríticos. O autor já admitia portanto a possibilidade de acumulação de sesquióxidos por importação do exterior.

Essa fase inicial do conhecimento das lateritas, que se encerra na década de 20, foi dominada particularmente por geólogos e mineralogistas. Nesse período as lateritas foram estudadas principalmente através de análises químicas e mineralógicas (microscópio) e os resultados diziam respeito principalmente do estudo da alteração de rochas e da caracterização dos materiais resultantes, bem como seu modo de ocorrência no contexto fisiográfico e cronológico.

2. PRIMEIROS CONHECIMENTOS PEDOLÓGICOS

A partir de então e mais particularmente na altura da realização do I Congresso Internacional de Solos em 1927 começam a aparecer trabalhos feitos por pesquisadores que podiam ser considerados já como pedólogos (ERHART, 1926; VAN BAREN, 1928; BENNET & ALLISON, 1926). Simultaneamente são publicados também os importantes trabalhos de síntese discutidos acima sobre as pesquisas da fase anterior (HARRASSOWITZ, 1930; FOX, 1932 e LACROIX, 1934), o que faz com que esse período seja considerado na verdade uma passagem entre duas escolas científicas diferentes.

Nessa nova fase que durou até aproximadamente o fim da II Guerra Mundial (por volta de 1949) o grande progresso aconteceu no domínio da mineralogia das argilas dos solos, graças às novas técnicas que então surgiram. É nessa época que começam as análises de argilas por difração de raios-X, cujo precursor, segundo GRIM (1968), teria sido ROSS em 1928, logo seguido por vários outros trabalhos. Ainda nesse período começam a ser utilizados os métodos de análise térmica em seguida aos trabalhos de ORCEL e colaboradores em 1933 (CHATELIN, 1972). Já com relação aos estudos da alteração de rochas e evolução de materiais lateríticos o desenvolvimento foi bem menor.

Em um trabalho pedológico pioneiro ERHART (1926) estudou a composição química e mineralógica (microscópio) de materiais lateríticos do leste de Madagascar e propôs mecanismos para explicar a alteração e sobretudo a formação dos argilo-minerais. Ele observou que na alteração, a rocha perde progressivamente sua

estrutura e se transforma em solo vermelho sem minerais primários (exceto quartzo e alguns opacos) e ricos em hidróxidos de ferro e alumínio.

No que diz respeito aos mecanismos de alteração, ele chamou a atenção para o papel do clima e sobretudo da vegetação. Segundo o autor o clima de Madagascar produziria, a partir de rochas diferentes, solos química e mineralogicamente quase idênticos.

O seu mérito maior, contudo foi ter sido o primeiro a prever as interações ferro-complexos húmicos, muito embora tenha exagerado sua importância. Assim, segundo o autor, o humus quando presente e dessaturado exerceria ação protetora nos colóides de ferro e alumínio, que permaneceriam dispersos e seriam removidos, impedindo a formação da laterita. Quando o humus é saturado ele coagula e não exerceria mais essa ação, permitindo assim a reação dos colóides minerais e a formação de silicatos aluminosos (argila). Na concepção do autor a laterita se formaria unicamente na ausência total de humus, o que ocorreria somente em condições de clima muito úmido e quente, quando os resíduos vegetais seriam decompostos rapidamente. Numa laterita verdadeira não haveria jamais argila (caolinita), que só se formaria quando houvesse humus presente.

Ainda entre os trabalhos que poderiam ser destacados nesta fase está o de LAPPARENT (1939), que segundo MILLOT(1964) teria sido um dos primeiros, senão o primeiro, a estabelecer as regras da repartição das argilas nas rochas e solos. Ele estudou a alteração de granitos na Guiné, e verificou a presença de blocos de rochas envoltos numa *arena*, que ele entendeu como uma imbricação de duas facies de alteração. Nos blocos o plagioclásio é totalmente substituído por gibbsita enquanto que os demais minerais permanecem intactos. Na arena, por outro lado, ocorre essencialmente a caolinita e a gibbsita é praticamente ausente. Essas facies foram interpretados como diferentes alterações ligadas a condições hídricas diferentes e dois episódios climáticos distintos. Assim a gibbsita estaria ligada ao clima úmido atual, enquanto que a arena teria resultado da *arenização* generalizada das rochas numa fase anterior.

LAPPARENT (op. cit.) comparou as bauxitas do sul da França com as lateritas de regiões tropicais e deduziu que teriam se formado nas mesmas condições, ou seja, sob clima tropical com alternância de seco e úmido.

Há que se destacar ainda que foi nesse período que os estudos experimentais tiveram um desenvolvimento marcante, em particular após os trabalhos de CORRENS e colaboradores, iniciados em 1930 e cujos resultados principais são discutidos pelo autor num artigo de revisão (CORRENS, 1961). Os ensaios eram realizados em meio aberto, através de dispositivos de filtragem e que permitiam estudar a dissolução dos minerais e a composição dos resíduos de alteração. Entretanto, em nenhum caso conseguiu-se obter neoformação de minerais. O próprio autor admitia que essas experiências não chegavam a reproduzir exatamente as condições naturais, embora fornecessem importantes indicações sobre o mecanismo de alteração química e servissem de subsídio para os estudos experimentais que se seguiram, principalmente com PEDRO (1964).

Há ainda que se ressaltar o trabalho de PRESCOT & PENDLETON (1964), que representa uma síntese dos conhecimentos da época, incluindo as principais idéias dos próprios autores. Assim, admitia-se que as lateritas estariam sempre relacionadas a superfícies aplainadas (peneplanos). Elas seriam em geral ferruginosas podendo contudo serem aluminosas, mas mesmo nesse caso sempre associadas a áreas de lateritas. Esse fato, segundo os autores, significaria que as condições de acumulação de ferro e alumínio seriam basicamente as mesmas. Essas condições implicariam num elevado grau de lixiviação, suficiente para remover todos os cátions, o que significaria um meio ácido (pH ao redor de 4). Nestas condições o alumínio seria solubilizado, removido e precipitado em locais menos ácidos. O ferro seria mais móvel e se acumularia em meio redutor. Portanto, para os autores, as acumulações seriam pois, o resultado de movimentos verticais descendentes e as lateritas consideradas como antigos horizontes iluviais de solo, expostos. Os autores reconhecem ainda o movimento de ascensão capilar como mecanismo ativo no processo.

Na verdade, os trabalhos realizados nesse período (1927 a 1949) não chegaram a trazer um acréscimo significativo aos conhecimentos do processo da

alteração e da formação das lateritas. A contribuição foi sobretudo, no sentido de proceder uma revisão crítica, confirmando ou modificando os conceitos até então consagrados. Alguns desses conceitos foram completamente revistos como é o caso, por exemplo, do movimento de soluções na formação de acumulações ferruginosas e aluminosas, em que a ascensão capilar como mecanismo preponderante foi refutada por vários autores, entre os quais MOHR (1932) e JOFFE (1949). Em contrapartida começa-se a reconhecer a importância dos movimentos verticais (lixiviação) e sobretudo laterais (MILNE, 1934 e 1935). É ainda abandonada a idéia de dois tipos de alteração excludentes, sendo um gibbsítico e outro caolínítico, proposto por LACROIX (1932) e que tinha tido aceitação quase que total anteriormente.

3. FASE ATUAL

No período seguinte que se estendeu até épocas bem recentes, os trabalhos de cunho pedológico vão se multiplicar consideravelmente. Assistiu-se nesse período um grande progresso dos métodos analíticos e das técnicas de estudo, que fizeram com que os conhecimentos do processo de lateritização atingisse rapidamente níveis próximos aos atuais.

O conceito de lateritização achava-se bastante ampliado e era idéia corrente que o processo incluía necessariamente a formação de um horizonte endurecido, resultado da acumulação de sesquióxidos. Foi então que AUBERT (1954) chamou a atenção para o fato de que a *lateritização* (alteração laterítica) e o *encouraçamento* (formação de couraças) eram processos distintos. A lateritização (ferralitização) seria um conjunto de fenômenos físico-químicos que levaria a alteração profunda da rocha e a individualização de seus elementos, sílica e óxidos e hidróxidos metálicos. Esses últimos tenderiam a se acumular nas partes superiores ou próximas à superfície, enquanto que a sílica seria transportada, pelo menos parcialmente, para a base do perfil de alteração, ou mesmo para fora dele. Por outro lado o encouraçamento seria um processo pedogenético de transporte de sesquióxidos da superfície em direção a um horizonte mais profundo, onde se acumulariam, podendo posteriormente sofrer endurecimento. Fica então claro que a couraça, muito embora frequente nos materiais lateríticos, não é presença obrigatória e que o fenômeno poderia acontecer também em

outros materiais que não lateríticos percolados por soluções enriquecidas de sesquióxidos.

Foi nessa época que ERHART (1956), ainda dentro de suas idéias sobre o papel da vegetação no processo de alteração trouxe sua contribuição maior ao estudo pedogenético com sua teoria da bio-rexistasfa. Segundo essa teoria, no período de biostasfa, a vegetação, quando presente, funcionaria como filtro separando a fase residual da fase solúvel de migração, formando sedimentos de origem essencialmente química. Por outro lado, na rexistasfa, o desaparecimento da vegetação propiciaria a ação da erosão do material residual originando os sedimentos clásticos.

Nesse período vão acontecer importantes contribuições ao conhecimento da alteração e pedogênese laterítica, principalmente no que diz respeito aos seus mecanismos, a evolução dos materiais e seus parâmetros cristaloquímicos.

Uma importante contribuição foi trazida pelos estudos realizados nos laboratórios de geologia de Strasbourg, sob inspiração ou orientação de G. MILLOT, cujos resultados fundamentais estão resumidos em seu livro (MILLOT, 1964).

MILLOT & BONIFAS (1955) estudando os materiais de alteração de nefelina-sienitos na África, confirmaram através de estudos petrográficos que no início da alteração (fase *pain d'épices* ou *pedra-pome*) a estrutura da rocha é conservada e conseqüentemente o volume não é modificado. A partir dessa premissa propuseram o balanço geoquímico dos elementos em função de uma constante que é o volume, introduzindo o método isovolumétrico. Os resultados referentes a análise efetuadas nos nefelina-sienitos vieram, antes de mais nada confirmar os conhecimentos prévios essenciais da lateritização, no que diz respeito à composição dos seus produtos: óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, misturado com argilas em proporções variáveis. O balanço geoquímico mostrou que a lateritização implica numa lixiviação completa (100%) dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos e total ou parcial da sílica. Quanto ao ferro e alumínio, observou-se que poderiam ser removidos, como também sofrer um enriquecimento por importação proveniente da parte superior do perfil ou mesmo de perfis vizinhos (catena de solos).

Posteriormente, foram ainda realizados na mesma região estudos mais detalhados e mais amplos, incluindo outros tipos de rochas (BONIFAS, 1959 e LAJOINIE & BONIFAS, 1961). Foi estudado particularmente a evolução de cada mineral da rocha original e os minerais secundários formados e foi mostrado que o produto residual é função do meio, que depende da rocha-mãe, da qualidade e do movimento das águas e do clima.

Um acontecimento importante e com reflexos diretos para o conhecimento da laterização foi a realização de uma missão de campo conjunta realizada sob os auspícios da "Organisation for European Economic Cooperation - OEEC" e que reuniu especialistas de vários países com objetivo de se estudar as lateritas da África (cf. ALEXANDER & CADY, 1962).

Dessa missão acabaram surgindo vários trabalhos, cujo enfoque primordial era sobre os mecanismos de acumulação de sesquióxidos em meio tropical (D'HOORE, 1954; MAIGNIEN, 1958; ALEXANDER & CADY, 1962). Posteriormente aparece uma outra publicação (MAIGNIEN, 1964) na qual é apresentada uma síntese das pesquisas realizadas sobre as lateritas desde BUCHANAN, cujos aspectos principais são apresentados a seguir.

Coube a D'HOORE (op. cit.) estabelecer os mecanismos de acumulação dos óxidos de ferro e alumínio. Ele observou que tal concentração poderia se dar seja pela remoção de outros elementos mais solúveis (sílica e bases), caracterizando o que ele denominou de acumulação relativa, seja por importação de sesquióxidos de outras partes para o local de formação, constituindo-se na chamada acumulação absoluta. Esta última, implicaria na remobilização e migração de sesquióxidos, o que se daria pela água através de movimentos verticais dentro do próprio perfil ou movimentos laterais, de um perfil para outro, com uma certa predominância deste último. É interessante ressaltar que com esses resultados fica descartada definitivamente a ação de movimentos capilares ascendentes como mecanismo preponderante no processo.

MAIGNIEN (1958), cujos estudos se concentraram essencialmente na formação e classificação das lateritas, acrescentou ainda que a

acumulação absoluta seria mais geral e envolveria preferencialmente o ferro e também o manganês. Já a acumulação relativa seria mais o caso do alumínio, um elemento essencialmente residual. Num esquema de sequência de solos (catena) o ferro tenderia a se concentrar nos perfis mais baixos, às custas da lixiviação dos perfis de cotas mais elevadas, que por consequência seriam mais ricos em alumínio. MAIGNIEN (1966) lembra ainda que o alumínio pode também ser remobilizado mais ou menos intensamente, dependendo das condições do meio, como já houvera observado BONIFAS (1959).

Quanto a imobilização do ferro, o mecanismo fundamental seria a oxidação, que ocorreria ou quando o lençol se aproxima da superfície ou na zona de batimento do mesmo ou ainda ao atravessar um material grosseiro. Esses fenômenos seriam sazonais, ou seja, no período úmido ocorreria a mobilização e lixiviação e no período seco a imobilização.

Os elementos formadores das lateritas uma vez imobilizados acumulam-se e podem evoluir para níveis endurecidos. Nesse processo foi observado que o ferro desempenha papel preponderante, ligado principalmente ao seu teor em relação aos demais constituintes. O processo de endurecimento seria devido ao rearranjo dos constituintes, o que implicaria em uma certa remobilização e ao seu grau de cristalização. Por outro lado verificou-se que o endurecimento poderia se dar em diferentes graus, o que seria avaliado em função da resistência oferecida à ruptura com as mãos ou com instrumentos. AUBERT (1954) já houvera distinguido dois tipos de materiais: carapaças, com endurecimento parcial e couraças, com endurecimento total e MAIGNIEN (1958) reconheceu quatro graus: fracamente endurecido, medianamente endurecido, endurecido e fortemente endurecido.

A despeito da importância do ferro no processo de endurecimento é ressaltado que, em determinadas condições, a gibbsita desenvolve-se diretamente e podem formar um esqueleto coerente dando origem a uma couraça aluminosa (bauxita). Mas sua formação exige quantidades enormes de alumínio e tempo muito longo quando comparado com o ferro.

Foi ainda observado nesses estudos que esses níveis endurecidos podem evoluir através de mecanismos de degradação. Quando expostas ao ar as couraças são submetidas aos fenômenos normais de alteração de rochas. Essa degradação seria iniciada por uma desagregação mecânica, que espalharia os detritos ao longo da vertente a distancias relativamente curtas. A ação mecânica seria seguida de uma ação química com dissolução do cimento (ALEXANDER & CADY, op. cit.) e liberação dos seus elementos. Esses elementos seriam removidos a diferentes velocidades, sendo o ferro mais móvel que o alumínio. Assim o ferro seria redistribuído na vertente, podendo originar outras facies de couraças, dispostas na paisagem na forma de uma especie de cadeia.

Um outro fato marcante na evolução dos conhecimentos das lateritas foi a introdução dos ensaios pedogenéticos experimentais. Nesse sentido deve-se citar PEDRO (1964) que, através de dispositivo de percolação contínua, conseguiu reproduzir em laboratório as condições próximas às da lateritização e promover a alteração química das rochas em curto espaço de tempo. Foi observado que nas condições dos ensaios, os materiais diversos são submetidos a um grau intenso de hidrólise, com destruição profunda da estrutura, caracterizando uma tendência evolutiva em direção à lateritização ou mais propriamente à alitização. Os produtos finais obtidos foram essencialmente óxidos e hidróxidos, não tendo sido obtido contudo a caolinita.

A partir daí, através de uma série de experiências sobre diferentes materiais (PEDRO & BITTAR, 1966; PEDRO & INIGUEZ, 1967; PEDRO & LUBIN, 1968; TRICHET, 1969; PEDRO et al., 1970; PEDRO & MELFI, 1970; MELFI & PEDRO, 1974), foi possível estabelecer-se as características geoquímicas e mineralógicas dos produtos de alteração. Esse estudo sistemático permitiu a avaliação do comportamento geoquímico dos principais elementos das rochas e estabelecer-se as equações geoquímicas do processo de lixiviação.

Apesar das limitações, os ensaios permitiram distinguir-se as três grandes tendências evolutivas, baseadas no comportamento relativo da sílica, alumina (ferro) e bases e que vieram a ser conhecidos como alitização (lateritização), monossilitização (caolinização) e bissiallitização (illitização).

Simultaneamente são publicados os resultados das últimas experiências de CORRENS (1961), tratando da alteração de caolinitas e montmorillonitas em hidróxidos de alumínio.

Nessa época já era bem conhecida a influência da topografia nas condições de drenagem, lessivagem e transporte e reprecipitação de constituintes químicos ou materiais erodidos (MILNE, 1934; EDELMAN, 1946; GREENE, 1947; MOHR & VAN BAREN, 1954).

DELVIGNE (1965) retoma esses conceitos estudando solos ferralíticos (lateríticos) dispostos em *topossequências*, formados sobre rochas básicas em condições quentes e úmidas na Costa do Marfim. Com base em estudos petrográficos, mineralógicos e químicos ele estabeleceu as condições de evolução dos diferentes perfis de alteração em função de sua posição topográfica

DELVIGNE (op. cit.) observou que na parte superior da vertente ocorre eliminação rápida e quase total da sílica (90%) e dos cátions (100%) e do alumínio dos minerais ferro-magnesianos. O ferro e o alumínio dos feldspatos ficam no local na forma de goethita e gibbsita, e a estrutura original resta preservada em todo o perfil.

Na parte mediana ocorre fundamentalmente o mesmo processo, mas a remoção é mais lenta e a alteração dos feldspatos em gibbsita se faz através de uma fase intermediária. Acima da frente de alteração o meio sendo enriquecido de sílica proveniente das partes mais altas, a gibbsita evolue para caolinita e a estrutura original desaparece.

Na parte inferior da sequência, a frente de alteração se confunde com aquela de silicificação e na alteração do feldspato a fase gel se torna importante e forma caolinita em lugar da gibbsita. A estrutura da rocha nesse caso é conservada.

O autor observou ainda que nos horizontes superficiais de todos os perfis, parte do ferro e do alumínio é dissolvido e carregado pelo lençol freático. O ferro irá se acumular nas partes mais baixas da vertente na forma de óxidos e hidróxidos

cristalizados. O alumínio se cristaliza mais rapidamente formando a gibbsita secundária em meios pobres de sílica e caolinita em presença de sílica. O autor ressalta ainda que jamais observou nas suas amostras a transformação de gibbsita por dessilicificação da caolinita.

Mais que os resultados propriamente ditos, o mérito do trabalho de DELVIGNE (op. cit.) foi o de introduzir o estudo de solos em sequência e analisar sua evolução em relação aos solos adjacentes, abandonando assim a visão verticalista então em vigor. Posteriormente, esse enfoque acabou sendo muito difundido, dando origem a uma série de estudos que propiciaram um grande avanço nos conhecimentos da alteração laterítica.

BOCQUIER (1971) foi o primeiro a retomar esse esquema, estudando sequências de solos em condições de clima tropical com estações contrastadas (Tchad, Africa).

Com base nos resultados analíticos dividiu as sequências em dois grandes domínios:

- A montante um domínio eluvial, de caráter arenoso e que seria um meio de hidrólise ácida dos silicatos primários, de acumulação relativa do quartzo e feldspato alcalino e de formação da caolinita.
- A jusante um domínio iluvial de acumulação, argiloso, confinante e alcalino, com acumulações do esqueleto fino e argila caolinítica.

Segundo a interpretação biogeodinâmica sugerida pelo autor, esses meios seriam ligados pela migração lateral de materiais das partes superiores para as mais baixas. Esses materiais se acumulariam sucessivamente nas partes inferiores, progredindo em direção às partes mais altas, acabando por invadir o domínio eluvial, um mecanismo que ele denominou *evolução lateral remontante*.

BOCQUIER (op. cit.) sugere que essa evolução seria aplicável a outras paisagens intertropicais, como por exemplo, a equatorial onde a gibbsita seria o meio eluvial e a caolinita o meio de acumulação. Ele conclui que, seja na escala de

topossequência, ou na de zonas climáticas, as acumulações biogeoquímicas de paisagens se ordenam em sequências nas quais os termos são análogos aos da sequência estudada.

Posteriormente, estudando topossequências de solos no Alto Volta, BOULET (1974) introduz a noção de equilíbrio e desequilíbrio pedoclimático. Ele mostrou que uma cobertura pedológica está em equilíbrio nas condições em que são formadas e quando submetidas a condições diferentes, ficam em desequilíbrio e se transformam. Essa transformação se faz pela desorganização da estrutura, com separação do plasma argilo-ferruginoso e do esqueleto, este último permanecendo no local, reorganizado e constituindo o domínio lixiviado. O plasma, por seu turno, é transportado verticalmente, formando na parte inferior horizontes de acumulação ou lateralmente, formando horizontes de penetração (linguas). Esse transporte lateral resulta numa invasão remontante da frente de lixiviação, seguido de uma invasão, também remontante da frente de iluviação.

Esse mesmo tipo de mecanismo foi observado por CHAUVEL (1976), estudando a transformação de solos vermelhos ferralíticos em solos beges ferruginosos tropicais, no Senegal. Ele verificou que essa transformação (BOULET, op. cit.) ocorre igualmente na superfície e se faz pela desorganização da estrutura micronodular. O plasma se torna móvel e é removido e o esqueleto se fragmenta e se concentra, formando um horizonte friável. Ele verificou ainda que tal transformação se dá com redução de volume da ordem de um terço.

Ainda dentro desse mesmo contexto, NAHON (1976) observou que as couraças ferruginosas desenvolvidas sobre arenito no Senegal, sofrem transformações minerais e estruturais constantes. Ele verificou que tais couraças evoluem in situ, passando por uma sequência ordenada de facies, através da alteração e da epigênese principalmente do quartzo e caolinita por óxido e hidróxido de ferro, alternando com neoformação de quartzo e caolinita.

Nesse processo as couraças se aprofundam na paisagem às custas do manto de alteração areno-caolínítico e por degradação na superfície, liberando um material residual arenoso. Desse modo, as couraças mudam de níveis, de forma e de

facies, participando ativamente nas modificações do relevo, podendo mesmo atingir sua degradação completa.

A esse propósito, LEPRUN (1977 e 1979), estudando a evolução das couraças no Alto Volta, observou que elas se degradam internamente em função do desequilíbrio pedoclimático atual e que a degradação ocorre de preferência no seu interior e na base, sendo de caráter físico-químico, ligado à dinâmica das águas. A degradação se dá pela desorganização em fragmentos cada vez menores, até a liberação dos seus constituintes, havendo em seguida a remoção da fração fina e restando um horizonte eluvial, arenoso ou areno-argiloso. A couraça é assim corroída no seu interior e na sua base, com reflexos no modelado da paisagem.

A partir desses resultados referentes às transformações dos materiais lateríticos, foi possível mostrar (NAHON & MILLOT, 1977; MILLOT, 1977 e 1983) que a alteração e a pedogênese pode ser interpretada como uma ação de dissolução e desagregação, que antecede a ação dos agentes abrasivos superficiais. Assim sendo, pode-se dizer que a alteração, a pedogênese e a ação mecânica convergem para a geomorfogênese e seriam responsáveis pelas grandes superfícies de aplainamento. Nesse processo, conhecido como aplainamento geoquímico, as alteritas friáveis ou endurecidas, que conservam a estrutura original, ao se colocarem em desequilíbrio pedoclimático sua estrutura e sua natureza, com consequente redução de volume. Assim o manto de alteração cresce pela base, através da pedogênese e é destruído na superfície pela erosão mecânica, aprofundando-se na paisagem. Esse processo, de natureza essencialmente geoquímica, sendo mais intenso nas partes mais elevadas da topografia, acaba por levar ao aplainamento dos terrenos.

CAPÍTULO 2

GÊNESE, EVOLUÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DAS BAUXITAS LATERÍTICAS

1. ESTUDOS PRÉVIOS

Antes de passar a tratar dos aspectos específicos referentes à gênese e evolução das bauxitas lateríticas, é interessante ressaltar os principais estudos realizados e que contribuíram de modo significativo para o seu conhecimento.

Apesar de descoberta há muito tempo (BERTHIER, 1821), foi somente após os estudos de BAUER (1898), definindo suas características químicas e mineralógicas, que as bauxitas começaram a ser estudadas com maior profundidade. O autor definiu as bauxitas como compostos essencialmente de alumínio na forma hidratada (hidrargilita), com pequenas quantidades de sílica combinada e formadas pela transformação de minerais aluminosos das rochas. BAUER (op. cit.) identificou a bauxita como material laterítico e previu sua utilização como minério de alumínio.

Depois de seus estudos seguiram-se vários trabalhos que tratavam essencialmente da caracterização das bauxitas, abordando de início somente os aspectos químicos, passando-se mais tarde aos mineralógicos e genéticos.

Um dos melhores estudos de depósitos de bauxitas originados pela alteração *in situ* foi o de LACROIX (1913) na Guiana Francesa. Ele observou que os nefelina-sienitos se alteram num material poroso, com estrutura conservada (*pain d'épices*), ricos em alumínio, na forma cristalizada ou amorfa. Ao material cristalizado ele denominou de laterita gibbsítica e ao material amorfo de bauxita. Ele observou ainda a ocorrência de um produto de alteração essencialmente caolinítico e mais ou

menos ferruginoso. Embora não tivesse uma explicação clara para a coexistência desses dois materiais, ele sugeriu que estariam relacionados com a natureza das rochas, sendo que as básicas e alcalinas dariam diretamente gibbsita e as ácidas formariam materiais caolíníficos. Sem ter observado diretamente a passagem de caolinita a gibbsita, ele sugere que em alguns casos a caolinita precede a gibbsita.

Nessa época era consenso que as bauxitas formavam-se pela alteração *in situ*, com remoção dos constituintes não lateríticos, por intermédio de agentes químicos. Entretanto havia uma certa controvérsia quanto à origem do material caolínífico intercalado à bauxita e o problema fundamental era saber se esse material teria se formado diretamente da rocha originando posteriormente a bauxita (dessilicificação) ou pela ressilicificação da bauxita.

HARRISON (1933) chega praticamente às mesmas conclusões de LACROIX (op. cit.), fazendo intervir contudo, a situação topográfica e consequentemente as condições de drenagem no processo. Assim ele mostrou que sob clima tropical e sob condições de drenagem perfeita, próximo ao lençol freático, a alteração de rochas básicas e intermediárias, leva à remoção total dos elementos solúveis, deixando um residuo gibbsítico, processo que ele denominou de *lateritização primária*. Em seguida ocorreria uma ressilicificação, resultando nos mantos lateríticos argilosos comuns nos trópicos. HARRISON (op. cit.), como LACROIX (op. cit.) concluiu que no caso de certas rochas ácidas a lateritização primária não ocorreria e a caolinita seria formada diretamente. HARRISON (op. cit.) sugere ainda que as lateritas argilosas poderiam sofrer processo de dessilicificação e formar bauxita.

HARRASSOWITZ (1926), estudando as bauxitas de Vogelbsberg (Alemanha Ocidental), sugere uma evolução diferente daquelas propostas anteriormente. Ele reconhece a existência de três zonas, das quais a inferior seria a zona de decomposição onde se formaria preferencialmente silicatos argilosos (sialita), com estrutura original conservada e sobreposta por uma zona mosqueada onde se formariam os hidróxidos de alumínio (alita). Ele admite ainda que a zona de sialita pode não existir e nesse caso a rocha se alteraria diretamente em gibbsita.

HARDER (1949) observa, através de estudos de depósitos de bauxita de vários autores e com base em evidências de campo, que a bauxita poderia se formar tanto pela alteração direta de minerais da rocha original como a partir da caolinita, sem contudo precisar qual seria o processo predominante. Ele reconhece ainda a possibilidade da formação de caolinita pela silicificação da bauxita. No que diz respeito ao processo envolvido, ele incluiu a porosidade da rocha como fator importante no controle da livre circulação das águas.

GORDON & al (1952 e 1958) estudaram as bauxitas formadas sobre nefelina-sienitos em Arkansas e descrevem vários tipos de depósitos. Um desses depósitos (Tipo I) situa-se na parte superior da topografia e apresenta uma zona inferior de aspecto esponjoso, com estrutura preservada, sobreposta por bauxita concrecionária. Uma camada de material caolinítico ocorre sistematicamente entre a bauxita e a rocha. Segundo a interpretação dos autores teriam ocorrido duas fases distintas, no tempo e nas condições do meio. A primeira fase seria a de bauxitização direta da rocha, com preservação da estrutura e posteriormente, em consequência de um levantamento do nível hidrostático, uma fase de caolinização, por alteração do nefelina-sienito, sob a bauxita e que teria atingido também a sua parte inferior.

Uma contribuição significativa foi a de MILLOT & BONIFAS (1955) e BONIFAS (1959) trabalhando nas bauxitas da Guiné, já estudadas por LACROIX (1913). Seus resultados mais importantes dizem respeito à evolução dos minerais neoformados e ao comportamento do ferro e do alumínio. Verificaram que na alteração do sienito aparece essencialmente gibbsita e halloisita enquanto que a caolinita só se formaria numa segunda etapa, às custas da gibbsita e da sílica das águas.

Quanto à caolinita que aparece na fase inicial, junto com a gibbsita, seria proveniente da transformação da halloisita. Por outro lado é ainda observado que a caolinita poderia, por seu turno, evoluir para gibbsita, em níveis próximos à superfície e em condições ligeiramente ácidas.

No que diz respeito à zona de caolinita intercalada entre a rocha e a bauxita, os autores não chegam a propor uma explicação, limitando-se a sugerir algumas hipóteses.

Com relação ao comportamento dos elementos lateríticos na alteração dos sienitos, foi constatado que o ferro sofre uma ligeira diminuição, enquanto que o alumínio mostra um acréscimo significativo e que foi atribuído à migração vertical descendente, proveniente da bauxita formada na parte superior. No caso das bauxitas ferruginosas o ferro aumenta consideravelmente, em proporções mesmo maiores que o alumínio. Um aspecto interessante observado por BONIFAS (op. cit.), foi a solubilização do alumínio em condições onde normalmente é considerado estável, fenômeno este atribuído pelo autor à alternância de estações secas e úmidas e consequentemente às oscilações do lençol freático.

MILLOT (1964) retoma os resultados obtidos anteriormente nos vários estudos realizados até a época e estabelece os mecanismos fundamentais da bauxitização. Ele assinala que em meio tropical, a água e a temperatura favorecem a hidrólise completa dos silicatos e a partir dos íons liberados formam-se essencialmente goethita, gibbsita e caolinita. A formação de caolinita ou gibbsita seguiria as regras previstas por HARRISON (1933), posteriormente retrabalhadas por inúmeros autores, ou seja, a do regime hidrodinâmico no manto de alteração. No que diz respeito à formação da bauxita o autor reconhece a existência de quatro itinerários possíveis, entre os quais os dois principais seriam a gênese direta e a indireta. O primeiro caso ocorreria essencialmente com rochas ricas em alumínio e em condições de lixiviação intensa, meio bem drenado e acima do nível hidrostático. Na gênese indireta, através de um produto intermediário (caolinita), ele reconhece dois casos, sendo o primeiro autóctone, quando toda a transformação se dá in situ e o segundo alóctone, quando a caolinita é transportada antes de sofrer a bauxitização. Ele assinala ainda a existência do caso de gênese indireta mista ou para-autóctone, que seria o caso da bauxita de carst. Além desses itinerários existiria ainda a gênese por lixiviação diferencial a partir de couraças mistas de alumínio e ferro e a gênese por remanejamento de bauxitas previamente formadas por erosão mecânica.

Nessa época a evolução dos conhecimentos do processo de bauxitização já tinha atingido níveis bem próximos aos atuais, principalmente no que diz respeito aos mecanismos de alteração e formação dos materiais, bem como ao comportamento geoquímico dos elementos.

A partir de então os trabalhos que se seguiram limitaram-se, na maior parte dos casos, a confirmar os resultados até então obtidos através de metodologia mais adequada, além de uma caracterização dos depósitos encontrados nas várias partes do mundo. Em alguns casos porém, os estudos trouxeram contribuições importantes sobre aspectos mais específicos da bauxitização, sobretudo no que diz respeito aos mecanismos de formação e evolução das bauxitas.

Um estudo que merece ser mencionado é o de LELONG et al.. (1976), não tanto pela contribuição em si, mas sobretudo pelo seu caráter de síntese e pela abordagem de modo global. Nesse trabalho é retomado o conceito de bauxita primária e secundária de HARRISON (1933) e discute-se principalmente a formação dessas últimas, cujo problema essencial seria a eliminação da sílica e separação do ferro e alumínio. Uma ênfase maior é dada a este último aspecto, uma vez que em condições normais o ferro tende a se acumular junto com o alumínio

O processo de remoção do ferro na zona da litomarga já estava bem estabelecido por vários trabalhos. Assim por exemplo, NORTON (1973), com base em diagramas de Eh-pH (GARREL & CHRIST, 1965) propõe um modelo para explicar a formação da bauxita. Nesse diagrama ele estabeleceu o domínio onde somente o ferro seria removido do solo, restando apenas o alumínio e resultando na bauxitização.

LELONG et al.. (op. cit.) discutem ainda o caso das bauxitas onde a litomarga está ausente e que portanto a separação do ferro e alumínio deve se dar em condições superficiais. Eles utilizam ainda o modelo de NORTON (op. cit.) e sugerem que em condições de pH baixo ($<4,0$) e Eh alto ($>0,4$) o alumínio seria mais solúvel e seria removido e redepositado em horizontes mais profundos ou mais abaixo lateralmente, devido um aumento do pH. Outro mecanismo que poderia intervir, com resultados semelhantes, seria a ação de complexos orgânicos que facilitaria a remoção do ferro. Nestes casos as bauxitas formadas não seriam mais residuais e sugerem denominá-las tipo iluvial-eluvial.

Resta ainda a mencionar BOULANGÉ (1984) que estudou na Costa do Marfim três exemplos de formação bauxíticas lateríticas, colocando em evidência a ação do mecanismo de transferência, seja em solução ou na forma de

partículas. Ele constatou que essas transferências podem ocorrer mesmo antes do início do processo de alteração, e conseguiu distinguir na alteração o domínio de neogênese in situ daquele resultante das transferências. Outro aspecto interessante desse trabalho é o estudo da degradação das couraças por pisolitização, incluindo a identificação das fases intermediárias: nódulos relictuais, plasma internodular, nódulos plásmicos e pisolitos simples, que evoluem para pisolitos cada vez mais complexos através de remobilização. Mostrou ainda que dessa evolução pode resultar pisolitos estritamente aluminosos o que levou a concluir que as bauxitas pisolíticas poderiam ser consideradas como uma etapa na degradação das bauxitas isalteríticas e aloteríticas. Foi ainda observado que, na escala da paisagem as fácies bauxíticas se organizam em sequência lateral: bauxita isalterítica ou aloterítica, bauxita pisolítica e couraça argilo-ferruginosa. O estudo dessas sequências permitiu-lhe sugerir uma interpretação da gênese dessas formações e da evolução do modelado do relevo. Essa evolução se daria através da sucessão de meios geoquímicos que delimitariam vários domínios: alitização, transformações e acumulações argilosas, este último evoluindo para o domínio da nodulação e da pisolitização.

2.FATORES DE BAUXITIZAÇÃO

Atualmente não existe dúvida que a bauxita laterítica forma-se por alteração sob condições que são controladas por uma série de fatores, que são na realidade praticamente os mesmos que atuam no processo genérico da lateritização

Entre os fatores considerados essenciais, são apontados pela maioria dos autores as condições climáticas, a natureza da rocha original e a topografia, dos quais derivam outros não menos importantes, como as condições de drenagem e variação do nível hidrostático, além evidentemente, do tempo de duração do processo.

CONDIÇÕES CLIMÁTICAS

As condições climáticas dizem respeito à temperatura e à pluviosidade ou mais especificamente, à sua distribuição anual. Desde o início dos

estudos ficou estabelecido que as bauxitas se formam sob condições climáticas tropicais ou subtropicais que se constitui no domínio da alitização definida por PEDRO (1964). Essas regiões são caracterizadas por uma temperatura média alta (acima de 20°C) e pluviosidade anual elevada (ao redor de 1200mm), mas com alternância de estações secas e úmidas.

NATUREZA DA ROCHA ORIGINAL

As bauxitas podem se formar a partir de uma grande variedade de rochas e de seus produtos de alteração. Contudo, rochas originalmente mais aluminosas e contendo minerais mais facilmente solúveis, como é o caso das rochas alcalinas e básicas, são mais prontamente transformadas em bauxitas.

No início, a importância da natureza da rocha foi de certo modo superestimada e levou mesmo a alguns autores (LACROIX, 1913 e HARRISON, 1933) a agrupar as rochas levando em conta a sua aptidão para formar bauxita. A esse propósito é conveniente lembrar que BONIFAS (1959) assinalou que o modo de alteração não é absolutamente característico de um tipo de rocha, mas sim do meio, que inclui evidentemente a própria rocha.

Além de sua composição, as rochas atuam ainda no controle da bauxitização, através de sua granulometria, textura e micro-estrutura e que determina tanto a sua porosidade como a do produto inicial. Assim, rochas com granulação fina ou com estrutura escoriácea ou vesicular ou com diaclasamento colunar, prismático, apresentariam condições mais favoráveis a bauxitização.

TOPOGRAFIA

É fato bem conhecido que a bauxita laterítica residual se forma preferencialmente ou mesmo exclusivamente nas partes mais elevadas, em geral aplainadas ou no máximo, suavemente onduladas, onde predominam condições de alitização (DELVIGNE, 1965). Entretanto, por vezes, a bauxita pode ocorrer em zonas

mais baixas do relevo, mas nesse caso não se trata de bauxitas residuais mas sim retrabalhadas.

A topografia tem na verdade uma ação indireta na bauxitização, controlando em particular a drenagem e por conseguinte o comportamento do nível freático.

DRENAGEM E NÍVEL FREÁTICO

Um dos fatores constantemente sugerido como essencial para a formação da bauxita é a condição de drenagem, que deve ser suficientemente boa de modo a permitir livre circulação da água através do material. Associada aos movimentos do nível freático, a drenagem condiciona importantes fatores físico-químicos, que por seu turno, determinam diferentes condições do meio.

O papel do lençol freático foi sempre colocado em destaque e a sua importância por vezes exagerada, como é o caso de HARRISON (1933) que acreditava que a bauxita só se formaria na altura ou logo acima do lençol freático. Deixando de lados esses exageros, pode-se dizer que os movimentos do nível freático tem um papel muito importante nos mecanismos de acumulação absoluta (D'HOORE, 1954). Sua ação tem sido assinalada como responsável tanto pela separação do ferro e alumínio e formação de couraças ferruginosas, como pela formação da caolinita em detrimento da gibbsita.

TEMPO DE DURAÇÃO DA AÇÃO GEOQUÍMICA

Apesar de ser relativamente difícil precisar o tempo necessário para a formação de um perfil de bauxita, algumas tentativas de balanço foram realizadas e mostraram que o processo completo pode durar um período de alguns milhões de anos. Assim por exemplo, BOULANGÉ (1984), com base nessas estimativas, chegou a cifras da ordem de 3 milhões de anos para a formação de um perfil de 18 cm sobre granito na África.

Contudo é difícil imaginar que as condições de bauxitização permaneçam imutáveis por tão longo período de tempo. Desse modo, como observou o autor, os perfis que se observam atualmente apresentam na realidade uma sucessão de facies que refletem as mudanças nas condições de alteração e de bauxitização.

Um outro aspecto, também relacionado com o processo de bauxitização, é o papel da vegetação, cuja importância fora bem ressaltada por exemplo por ERHART (1926), HARDER (1949) e GORDON et al. (1958) entre outros, em função principalmente de sua participação como fator de pedogênese. Atualmente, a vegetação não tem sido considerada realmente como fator de bauxitização, principalmente porque sua ação se faz sentir nos horizontes superiores do perfil. Há que se assinalar contudo, sua influência no sentido de preservar os depósitos em formação contra a ação erosiva.

Resta ainda a mencionar uma outra condição, assinalada por BOULANGÉ (1984), como necessária à formação das bauxitas, que é a predominância da ação geoquímica sobre a ação mecânica. Não se trata contudo, de um fator propriamente dito, uma vez que na realidade é consequência de outros fatores e em particular, da topografia, drenagem e condições climáticas. Seus efeitos estão relacionados à evolução segundo o modelo de espessamento do perfil e aprofundamento geoquímico (NAHON & MILLOT, 1977). BOULANGÉ (op. cit.) assinala que embora essa condição seja indispensável para a formação das jazidas de bauxitas, o aprofundamento do nível freático também é necessário para a continuidade do processo, com todos os riscos que podem trazer para a sua destruição mecânica. É conveniente salientar que o processo de bauxitização, entendido como ação de concentração de hidróxidos de alumínio, pode ocorrer independente da predominância da ação geoquímica, não ocorrendo contudo a formação de jazidas.

3.MECANISMOS DE BAUXITIZAÇÃO

As bauxitas lateríticas formam-se pela alteração de rochas da série sialféricas que leva à individualização de oxihidróxidos de ferro na forma de goethita e principalmente de hidróxido de alumínio, na forma de gibbsita. Os

mecanismos envolvidos nessa transformação são conhecidos há muito tempo e são os mesmos que originam os materiais lateríticos de modo geral, quais sejam, subtração e acumulação e que correspondem respectivamente à acumulação relativa e acumulação absoluta definida por D'HOORE (1954)

Posteriormente, com base em resultados de análises petrográficas de vários materiais lateríticos executadas por diversos autores (NAHON et al., 1977; MULLER et al., 1981; ROSELLO et al., 1982; SARAZIN et al., 1982) foi possível conhecer-se os mecanismos que ocorrem durante a lateritização, em particular aqueles que dão origem aos oxihidróxido de alumínio e ferro e que BOCQUIER et al., (1982 e 1984) sugerem grupá-los em duas categorias:

- Alteração, associado à perda de material e portanto conduzindo à acumulação relativa;
- Transferência, resultando da importação de material e que origina a acumulação absoluta.

A transformação dos minerais da rocha original no processo de bauxitização pode ser direta ou indireta (MILLOT, 1964). Na bauxitização direta forma-se a gibbsita na frente de alteração, enquanto que na bauxitização indireta ela cede lugar à caolinita.

BAUXITIZAÇÃO DIRETA

Exemplos de bauxitização direta são encontrados em vários lugares do mundo e um dos mais conhecidos é o das Ilhas de Los (Guiné), estudado inicialmente por LACROIX (1913) e retomados posteriormente por MILLOT & BONIFAS (1955) e BONIFAS (1959). Esse depósito é formado a partir de nefelina sienito de granulação grosseira e apresenta esquematicamente o seguinte perfil:

- Couraça bauxítica ferruginosa (1-3 m)
- Bauxita rosa, mais ou menos concrecionada (5-10 m)
- Pedra-pumice (5-10 cm)
- Rocha-sã

Foram efetuadas análises químicas das várias amostras representativas dos diversos horizontes (Quadro 1) e o balanço geoquímico isovolume dos primeiros estagios da alteração (Quadro 2).

Foi observado que a alteração do nefelina sienito se faz pela remoção da sílica e das bases, diminuição do ferro e aumento considerável do alumínio, que se organiza na forma de hidróxido (gibbsita), num processo típico de acumulação residual. Observou-se ainda que essa transformação se faz com preservação da estrutura da rocha original, caracterizando a bauxitização direta.

Os mecanismos envolvidos na transformação dos minerais da rocha em oxihidróxidos foram estabelecidos há muito tempo (DELVIGNE, 1965). Verificou-se que durante o processo de solubilização, a gibbsita (ou goethita) cristaliza-se na periferia dos minerais ou de todos seus fragmentos, formando um reticulado de paredes rígidas, delimitando vazios e que conserva a forma externa e o volume do mineral original, caracterizando uma pseudomorfose típica. DELVIGNE (op. cit.) assinalara ainda que nesse processo, o alumínio migra em solução indo reforçar as primeiras deposições e colmatar os vazios.

A contribuição desse mecanismo, definido como transferência de material, no processo de transformação direta dos minerais, foi estudada em detalhe por BOCQUIER et al. (1982 e 1984). Foi observado que a formação do reticulado envolve na realidade transferência de alumínio em solução, a curta distância, dentro dos limites do cristal (transferência intracristalina), seguida de nova cristalização de gibbsita com alumínio proveniente da alteração tardia de outros minerais vizinhos (transferência intercristalina) e que vem reforçar o reticulado e preencher os vazios. BOULANGÉ (1984) observou ainda que o mecanismo de transferência pode mesmo anteceder a alteração, resultando numa acumulação absoluta que pode atingir taxas de até 5%.

A ação conjunta desse dois mecanismos assegura a conservação da estrutura e da textura da rocha originando um facies denominado de *bauxita isalterítica* (BOULANGÉ, 1984).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	H ₂ O
COURAÇA BAUXÍT. FERRUGINOSA	5,4	44,3	23,1	1,4	24,5
BAUXITA	0,4	58,5	6,4	2,1	30,9
FACIES PEDRA POME	3,3	56,0	7,2	1,7	29,7
ROCHA ALTERADA	58,0	21,7	2,9	0,6	3,1

Quadro 1. Composição química das principais facies da bauxita de Ilha de Los (Guiné) (cf. BONIFAS, 1959)

	Rocha Sã	Rocha Alterada	Pedra Pome	Perdas e Ganhos (% rocha sã)	
				Rocha Alter.	Pedra Pome
SiO ₂	148,0	127,0	48,0	- 14	- 96
Al ₂ O ₃	45,0	47,5	86,2	+ 5,5	+ 91
Fe ₂ O ₃	11,9	5,3	8,1	- 55	- 32
TiO ₂	1,8	1,3	2,6	- 28	+ 44

Quadro 2. Balanço isovolumétrico dos primeiros estágios de alteração dos materiais da Ilha de Los (Guiné) (cf. BONIFAS, 1959)

BAUXITIZAÇÃO INDIRETA

A formação bauxítica desenvolvida sobre anfibolito na região de Oroumbo Bocca (Costa do Marfim) e descrita por BOULANGÉ (1984) como bauxita aloterítica constitui um bom exemplo de bauxitização indireta. Essa formação apresenta quatro conjuntos petrográficos, cada um deles com uma ou mais facies:

- Horizontes superficiais (0,30 - 1,00 m)
- Coureaças alumino-ferruginosas (> 15 m)
- Alterita (> 50 m)
 - facies aloterita caolinítica
 - facies isalterita caolinítica
 - facies isalterita gibbsítica
- Rocha-mãe

O conjunto alterita apresenta pois três facies, entre os quais a isalterita gibbsítica, em continuidade vertical com a isalterita caolinítica. Segundo o autor essa continuidade seria apenas estrutural o que evidencia que essa facies seria produto de um processo de alitização direta atual e superimposta à monossilicificação antiga. O conjunto de coureaças apresenta seis facies, das quais duas estão em relação direta com as alteritas, sendo que a facies nodular deriva da aloterita caolinítica.

A caracterização química dessas facies aparece no Quadro 3 e o balanço geoquímico isotitanio no Quadro 4.

Foi observado que na evolução do perfil ocorre a transformação de anfibolito em caolinita, acompanhada de uma perda de ferro, seguida da formação de gibbsita por dessilicificação, junto com uma redistribuição do ferro. Portanto a sequência de evolução desses facies, rocha mãe - isalterita caolinítica - aloterita caolinítica - coureaça nodular (bauxita aloterítica), caracteriza o mecanismo de bauxitização indireta.

BOULANGÉ (1984) observou que na alteração do anfibolito para o facies isalterita caolinítica ocorre uma individualização de oxihidróxidos de ferro e

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	H ₂ O
COURAÇA	0,9	32,2	46,3	2,2	19,4
ALOTERITA	37,7	35,1	12,0	1,9	13,2
ISALTERITA	39,1	36,1	7,5	3,0	13,8
ROCHA ALTERADA	30,4	18,4	30,7	2,3	11,7

Quadro 3. Composição química das principais facies da bauxita de Oroumbo-Bocca (Costa do Marfim) (cf. BOULANGÉ, 1984)

	Pedra Pome	Cortex de Alteração	Isalterita Caolinitica
SiO ₂	15	10	0,57
Al ₂ O ₃	0,76	1,32	1,10
Fe ₂ O ₃	0,96	1,42	0,23
TiO ₂	1	1	1

Quadro 4. Balanço geoquímico isotitanio dos facies de alteração de Oroumbo-Bocca (Costa do Marfim) (cf. BOULANGÉ, 1984)

formação de caolinita e a estrutura da rocha é dificilmente reconhecível. Contudo, o ferro que migra para as fissuras e diaclases, forma um reticulado de paredes de goethita, delimitando vazios, onde pode-se identificar alguns resíduos do anfíbolio, e que leva a caracterizar esse facies como isalterítico. Em seguida ocorre a eliminação e redistribuição do ferro e a estrutura é totalmente mascarada, formando uma facies aloterítica caolínica. Essa facies evolui para uma fase amorfa intermediária que, por dessilicificação individualiza grandes cristais de gibbsita glomerular (bauxita aloterítica).

No mecanismo de bauxitização indireta existem dois aspectos a serem considerados, ou seja, a alteração do mineral da rocha em caolinita e a transformação desta em gibbsita.

A transformação dos minerais primários em caolinita constitui-se no processo de monossilicificação, definido, do ponto de vista cristalquímico por PEDRO (1966) e cujas condições físico-químicas foram estabelecidas através de modelos termodinâmicos. Essas condições envolvem meios onde a concentração de sílica ultrapassa determinado valor (TARDY & FRITZ, 1976), levando à precipitação de caolinita. Várias situações tem sido descritas nas quais ocorreria a caolinização, seja aquelas ligadas à posição na porção inferior em topossequência (DELVIGNE, 1965), seja aquelas ligadas a mecanismos de invasão remontante da frente de silicificação (BOCQUIER, 1971; BOULET, 1974)

BOULANGÉ (1984) relaciona a formação da caolinita a uma evolução do modelado do relevo através de uma incisão progressiva e moderada e que levaria a um equilíbrio entre o aprofundamento geoquímico e a fraca erosão mecânica.

O esquema de evolução por transformação indireta, tal qual estabelecido por diversos autores (DELVIGNE, 1965; GENSE, 1976; ESWARRAN, 1979) implica numa alteração intensa com formação de produtos amorfos silico-aluminosos e depois material argiloso (caolinita) que substitue progressivamente o mineral original, numa pseudomorfose interna. Aqui também a estrutura é conservada, embora não seja tão evidente.

Nesse caso ainda, BOCQUIER et al.. (1984) reconhecem vários mecanismos de transferência, que contribuem na fase de pseudomorfose: intracristalina, quando a alteração de cada mineral se faz independentemente dos vizinhos e intercristalinas, quando ocorre a alteração de vários minerais concomitantemente.

Há que se ressaltar ainda o mecanismo de transferência de materiais posteriormente à alteração e que no caso do exemplo citado, tem participação marcante na frente de alteração caolinita - gibbsita e em particular na formação das couraças, onde podem atingir mais de 50%, levando a acumulações absolutas na forma de depósitos cutânicos. Essas transferências podem ocorrer na forma de partículas, originando plasmas cutânicos alumino-ferruginosos ou argilo-ferruginosos e que evoluem para cristaliplasmas gibbsíticos e ferrigibbsitês nas couraças. Podem também ocorrer em solução; estritamente aluminosas (gibbsitês) ou ferruginosas nas couraças, silico-aluminosas e ferruginosas nas alteritas. Os depósitos cutânicos nas couraças acabam por mascarar completamente qualquer estrutura pré-existent e leva ao seu endurecimento.

A transformação da caolinita em gibbsita, admitida desde há muito tempo como mecanismo de formação de bauxita (MEAD, 1915), tem sido objeto de inúmeros estudos, inclusive experimentais, onde se obteve a formação de hidróxidos de alumínio a partir de caolinita (PEDRO et al., 1966 e 1970). A partir desses resultados e de dados termodinâmicos sobre o equilíbrio caolinita-gibbsita, o mecanismo ficou estabelecido em função das condições de drenagem e consequentemente da concentração da sílica.

EVOLUÇÃO DAS BAUXITAS

As bauxitas, seja isalterítica ou aloterítica, enquanto couraças alumino-ferruginosas, quando submetidas a condições de desequilíbrio pedoclimático (BOULET, 1974), sofrem uma evolução através de vários processos de degradação:

- Degradação superficial com dissolução química da gibbsita e da hematita levando a uma fragmentação do mesmo tipo mostrado por LEPRUN (1977) para as couraças ferruginosas.
- Degradação interna, ascensão do nível freático de modo permanente na parte inferior, leva a uma degradação geoquímica (LEPRUN, 1977; NAHON, 1976), originando nódulos relictuais.
- Degradação por pisolitização, nas vertentes das colinas por transformação de origem geoquímica, mineralógica e estrutural (BOULANGÉ, 1984)

Os dois primeiros processos já foram discutidos no capítulo anterior e aqui será abordado apenas o processo de degradação por pisolitização e que diz respeito diretamente a evolução das couraças bauxíticas.

Numa primeira etapa, as couraças maciças são recortadas por uma *deferruginização* localizada, isolando volumes pseudo-brechóides, onde o ferro liberado se concentra por acumulação centrípeta. Esse mecanismo leva a diferenciação de um fácies *pseudo-brechóide*. Com a intensificação do processo e a redistribuição do ferro, ocorre redução das dimensões e arredondamento dos contornos dos volumes pseudobrechóides, dando origem a um *volume nodular reliquial*

Nos volumes nodulares a evolução é ferruginizante e acompanhada da transformação da gibbsita em bohemita. Nos volumes internodulares, graças a sucessivas deferruginização e redistribuição do ferro, formam novas gerações de volumes nodulares, menores e menos ferruginosos, os *nódulos plásmicos*.

Numa etapa posterior, ocorre a individualização de concreções alumino-ferruginosas por processo de formação de cortex (*cortificação*), que pode se dar de duas maneiras:

- Cortificação por degradação centrípeta, com dissolução e recristalização in situ do ferro, formando um cortex que evolue de forma centrípeta.
- Cortificação por acreção centrífuga, onde o nódulo sofre uma acreção de camadas corticais a partir do plasma internodular.

Essas reorganizações se sucedem e se superimpõem, levando a formação de pisolitos cada vez mais complexos. Ao lado dessa evolução pode ocorrer a passagem de pisolitos alumino-ferruginosos a pisolitos estritamente aluminosos.

4. TIPOS DE BAUXITA. CLASSIFICAÇÃO

Desde o início dos estudos uma preocupação constante tem sido a de classificar os vários tipos de bauxitas, utilizando diversos critérios, entre os quais a composição química, mineralógica e mais recentemente as fácies estruturais.

CLASSIFICAÇÕES QUÍMICAS E MINERALÓGICAS

As primeiras classificações que apareceram, sobretudo até a década de 40, eram baseadas essencialmente na composição química, face às dificuldades de se obter análises mineralógicas adequadas.

A primeira classificação que se conhece é a de LACROIX (1913), que na verdade é uma classificação das lateritas em geral, na qual está incluída a bauxita. Ele utiliza como critério o conteúdo de elementos lateríticos (hidratos e óxidos de Al, Fe, Ti e Mn) e classifica os materiais em Lateritas (90-100%), Lateritas argilosas (50-90%), Argilas lateríticas (10 - 50%) e Caolins e argilas (<10%).

Posteriormente HARRASSOWITZ (1926) introduz como critério a relação molecular sílica/alumina (coeficiente K_i) e separa os materiais lateríticos em *alitas* ($K_i < 1,3$), *sialitas* ($K_i = 1,3-2,0$) e *argilas* ($K_i = 2,0$). Ele denominou de bauxita as alitas de composição monohidratada e de laterita as trihidratadas.

LAPPARENT (1930) sugeriu classificar-se as bauxitas segundo dois critérios. De acordo com a relação alumina/sílica ele propôs quatro tipos de bauxitas, a saber: *megaluminosa* (>20), *aluminosa* (10-20), *silicosas* (4-10) e *megasilicosa* (>4) e com base no conteúdo em ferro três tipos: *microférica* (<10%), *férica* (10-25%) e *megaférica* (>25%).

Mais recentemente GORDON et al.. (1958) utiliza como critério o teor de alumina disponível ou seja, descontado a parte presente na forma combinada (silicato) que é estimada como sendo 1,1 vezes o teor de sílica. Ele associa ainda a composição mineralógica e apresenta uma classificação com base em diagrama triangular (%gibbsita- %caolinita- %impurezas, isenta de alumina ou sílica combinada).

Uma outra classificação com base na composição química é a de PEDRO (1966), que utilizando o teor de alumina disponível, em relação à alumina total, sugeriu dividir as bauxitas em: bauxita (70-100%), bauxita argilosa (50-70%), argila bauxítica (20-50%) e argila <20%).

Nessa época aparece outro tipo de classificação com base na composição mineralógica, na forma de diagrama triangular (hidróxido de Al - hematita + hidróxido de Fe - minerais argilosos) (KONTA, 1958) e que deu origem a várias outras, entre as quais as de BARDOSSY (1964 e 1982) e VALETON (1972) (Fig. 2).

Esses diagramas triangulares com base na composição mineralógica são muito semelhantes e comparáveis às classificações com base geoquímica.

TIPOS DE FÁCIES

Essa classificação é essencialmente genética e baseada na formação e evolução das bauxitas. Nesse processo ocorrem transformações a nível estrutural, mineralógico e geoquímico e que resultam em diversos fácies bauxíticos (BOULANGÉ, 1984 e BOULANGÉ & MILLOT, 1988). Existem dois tipos de fácies, sendo o primeiro ligado aos mecanismos de formação da bauxita e que foi denominado de *bauxitas originais* e o segundo ligado aos mecanismos de degradação e que foi denominado de *bauxitas derivadas*.

As *bauxitas originais* resultam da alteração dos minerais direta ou indiretamente. No caso da alteração direta, forma-se a bauxita com estrutura conservada e que os autores propõe sejam denominadas *bauxitas isalteríticas*. Já com a alteração indireta ocorre diminuição de volume e desaparecimento da estrutura e

PARTE II

ESTUDO DAS BAUXITAS LATERÍTICAS BRASILEIRAS

No Brasil, os depósitos de bauxita foram formados a partir de diferentes tipos de rochas e sobretudo sob condições climáticas que variam desde o equatorial úmido até o subtropical a temperado. Esta situação deveras particular, permitiu estudar-se, através de um programa de pesquisa integrado, as características e a gênese dos vários tipos de depósitos nas diferentes condições morfoclimáticas.

Nesta parte do trabalho será apresentada e discutida a síntese dos resultados obtidos dos vários projetos desenvolvidos dentro do programa mencionado.

CAPÍTULO 3

ASPECTOS GERAIS

1. ESTUDOS PRÉVIOS SOBRE AS BAUXITAS BRASILEIRAS.

O primeiro trabalho que se tem conhecimento sobre as bauxitas no Brasil, foi o de BARBOSA (1936), que descreveu os depósitos de Poços de Caldas (MG), com base em observações de campo e análise química. Referiu-se aos depósitos como constituídos de blocos e bolas formados pela alteração tanto de fonólitos como de foiaítos, num processo semelhante ao que ocorre em Arkansas (USA)

Nessa época aparecem ainda outros trabalhos, tratando somente dos aspectos ligados a avaliação do minério (TEIXEIRA, 1937), ou ainda outros apresentando uma tentativa de interpretação genética à luz dos conhecimentos da época (SOUZA SANTOS, 1937 E PINTO, 1938).

Não se pode deixar de mencionar também o trabalho de HARDER (1952), que apresenta uma descrição detalhada do minério, incluindo um perfil típico e sua caracterização física.

Um dos trabalhos mais completos viria aparecer pouco mais tarde (WEBER, 1959), no qual é apresentada uma descrição detalhada dos tipos de bauxita e é abordado o processo de bauxitização e seus fatores de formação. O autor reconhece em Poços de Caldas dois caminhos de bauxitização, ou seja, direta e indireta, que ele relaciona às condições de acidez (pH). Ele considera ainda que a bauxitização seria recente e ambos os processos estariam ativos até o presente. Observou ainda que a

bauxita poderia sofrer enriquecimento, por gibbsita secundária, bem como sofrer uma ressilicificação, para formar argila.

O trabalho mais completo sobre as bauxitas de Poços de Caldas apareceria bem mais tarde (ALMEIDA, 1977). O autor classifica os depósitos, de acordo com sua posição topográfica em dois tipos, sendo um de borda de maciço e outro de platô. É apresentada uma caracterização detalhada dos tipos de depósitos e uma discussão dos processos e fatores envolvidos na sua formação. O autor sugere que a bauxitização seria um processo direto e contínuo e estaria ocorrendo ainda hoje nos depósitos de borda de platô. Os fatores mais importantes segundo o autor, seriam a topografia, a natureza da rocha e as condições climáticas. Ele assinala ainda que as rochas alteradas por processo hidrotermal, as rochas vulcânicas máficas e as rochas sedimentares não formariam depósito de bauxita.

2. CARACTERÍSTICAS GERAIS DO TERRITÓRIO BRASILEIRO

As zonas intertropicais caracterizam-se pela ocorrência de vastos depósitos minerais associados a formações lateríticas. É fato conhecido (LELONG et al, 1976) que esses depósitos se formam pela alteração das rochas em função da convergência de uma série de condições, entre as quais se incluem a existência de rocha-mãe originalmente rica em um determinado elemento, clima quente e úmido pelo menos durante um período e estabilidade morfotectônica.

No Brasil essa situação existiu ou ainda existe em determinadas regiões, favorecendo a formação de inúmeros depósitos lateríticos e em particular aqueles de alumínio.

O Território Brasileiro, pelas suas dimensões continentais, estendendo-se desde a latitude 4°N até 32°S, apresenta uma grande variação nas suas condições bioclimáticas, com influência direta no processo de formação das bauxitas

ASPECTOS LITOLÓGICOS E MORFOLÓGICOS

O Território Brasileiro está situado na Plataforma Sul-Americana, com embasamento arqueano e com uma história geológica relativamente complexa. Esse embasamento é constituído de rochas metamórficas de fácies anfibolito a granulito, associados a unidades proterozóicas representadas por um cinturão de "greenstone" dobrado e uma cobertura vulcano-sedimentar levemente metamorfizada. Essas rochas afloram em três grandes escudos recobertos por uma espessa cobertura sedimentar proterozóica : Escudo das Guianas, Escudo Brasil-Central e Escudo Atlântico.

A Plataforma Sul-Americana teve sua evolução no Pré-cambriano e já estava completamente consolidada no início do Paleozóico. A partir do Ordoviciano, ocorreu a formação de uma cobertura de origem sedimentar e vulcânica, em particular nas três grandes bacias intracratônicas: Paraná, Parnaíba e Amazonas.

No final do Jurássico, quando ainda as bacias estavam ativas, ocorreu um importante evento tectono-magmático, dando origem a várias bacias marginais. Ao mesmo tempo, teve lugar uma intensa atividade magmática toleítica, que afetou todas as bacias e em especial a do Paraná. Essa reativação deu origem a importantes depressões (grabens) na região costeira, que foram preenchidas por uma sedimentação marinha no Neoceno-Albiano.

Entre o Cretáceo Superior e o Terciário Inferior a atividade magmática básica foi seguida de um magmatismo alcalino e que resultou na formação de inúmeros maciços, a maioria dos quais acabaram por originar depósitos de bauxita.

Finalmente ocorreu uma sedimentação clástica continental que cobriu grande parte da Plataforma.

A história da evolução do relevo do território brasileiro iniciou-se no Cretáceo Superior com o soerguimento do Continente Sul Americano (MELFI et al, 1988). A partir daí um longo período de erosão foi estabelecido, transformando a

paisagem brasileira num extenso peneplano denominado *Superfície Sul Americana* (KING, 1956).

No Terciário Inferior, na fase de degradação dessa superfície, os processos intempéricos deram origem a importantes mantos de alteração.

Um novo soerguimento do continente no Terciário Superior, foi responsável pelo desenvolvimento de um novo ciclo erosional denominado *Ciclo Velhas* (KING, op. cit.). Nessa fase a maior parte da Superfície Sul Americana foi desmantelada, restando apenas alguns relevos residuais no interior do país, formando a parte essencial do Planalto Central Brasileiro com altitudes de cerca de 1.000 m. Restos desta superfície são ainda encontrados na região Amazônica em altitudes inferiores (200 a 500 m).

A atividade intempérica que se seguiu afetou as duas superfícies, originando uma nova alteração laterítica. Assim sendo, a Superfície Sul Americana (Eoceno) constitui um compartimento geográfico contínuo no interior do Brasil. A Superfície Velhas (Plio-Pleistoceno) é dividida em diferentes compartimentos que correspondem grosseiramente às grandes bacias hidrográficas e apresenta materiais de cobertura com características peculiares.

Na bacia Amazônica as coberturas são espessas e argilosas (caoliníticas), enquanto que nas bacias Araguaia-Tocantins e São Francisco são muito menos espessas e menos argilosas. Na região sul, a cobertura é pouco espessa e caracterizada pela presença de caolinita e vermiculita aluminosa.

ASPECTOS BIOCLIMÁTICOS

As condições bioclimáticas do território brasileiro são muito variáveis, face a sua grande extensão e pode-se distinguir cinco grandes zonas bioclimáticas (Fig. 3):

-Zona de clima equatorial quente e úmido. É o clima dominante na parte norte do Brasil, na região Amazônica. É muito úmido, com pluviosidade média de mais de

Fig 3. Distribuição simplificada das zonas bioclimáticas brasileiras (MELFI et al., 1988)

1.800 mm e em geral de 2.000 mm. Apresenta uma curta estação seca de 2 a 3 meses e uma temperatura média acima de 26°C e muito constante durante o ano todo

-Zona de clima semi-árido e tropical com vegetação de caatinga. Esse clima predomina no nordeste do Brasil e é caracterizado por uma temperatura média de 24 a 26°C, com ligeiras variações durante o ano. A precipitação é inferior a 800 mm e concentrada em 3 a 4 meses, sendo o resto do ano completamente seco. A vegetação de caatinga é caracterizada por baixa densidade de árvores e arbustos, normalmente xerofíticos e espinhentos e pela ausência de cobertura herbácea permanente.

-Zona de clima tropical úmido e sub-úmido com estações contrastadas e vegetação de cerrado. É o clima dominante no centro-oeste do Brasil e é caracterizado por uma temperatura média entre 22 e 25°C com pequenas variações anuais e precipitação entre 1.200 a 1.800 mm, bem distribuídas pelo menos por seis meses. A estação seca não excede 3 a 4 meses. A vegetação é do tipo cerrado, constituída de estratos de gramíneas com indivíduos bem espalhados, sendo que nos vales aparecem as florestas de galeria.

-Zona clima tropical sub-quente e sub-úmido com vegetação de floresta tropical. Esse clima predomina na costa Atlântica e na região sul-sudeste do país. É caracterizado por uma temperatura média de 20°C e precipitação entre 1.500 a 1.900 mm, bem distribuídos durante o ano. A vegetação típica é a floresta tropical ou Floresta Atlântica, com grande densidade de árvores elevadas e arbustos.

-Zona de clima sub-tropical a temperado com vegetação de Floresta de Araucária (Planalto Paranaense) ou pradarias (Rio Grande do Sul). É o clima predominante no extremo sul do Brasil.

3. AS REGIÕES BAUXÍTICAS BRASILEIRAS

Estudos anteriores (ALMEIDA, 1977; DENNEN & NORTON, 1977; GRUBB, 1979; SIGOLO, 1979, ALEVA, 1981, MELFI & CARVALHO, 1983) permitiram identificar os diversos tipos de depósitos de bauxita laterítica e conhecer sua distribuição no território brasileiro.

Esses estudos mostraram que ocorrem no Brasil basicamente três grandes tipos de depósitos. O primeiro deles refere-se às bauxitas formadas sobre rochas sedimentares clásticas e que correspondem a cerca de 97% dos depósitos conhecidos. Os restante (3%) dizem respeito às bauxitas originadas de outros tipos de rochas, entre as quais se incluem as rochas cristalinas precambrianas e as rochas alcalinas.

Por outro lado foi observado (MELFI et al, 1988) que os depósitos de bauxita ocorrem desde a latitude 3°N até 27°S, estando ausente apenas na região nordeste e no extremo sul (Rio Grande do Sul), devido às condições morfoclimáticas desfavoráveis.

Esses depósitos de bauxita acham-se concentrados em três grandes regiões, cada uma delas com características litológicas e bioclimáticas distintas e com um determinado tipo de depósito:

- Região Norte (Amazônia), apresentando um clima tipicamente equatorial e com bauxitas originadas de sedimentos clásticos.
- Região Centro-Leste, com clima tropical úmido com estações contrastadas, onde a bauxita foi formada pela alteração de diferentes tipos de rochas precambrianas.
- Região Sul e Sudeste, com clima subtropical e depósitos de bauxitas associados à alteração de rochas alcalinas.

REGIÃO NORTE (AMAZÔNIA)

ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

Na Região Norte os depósitos de bauxita estão associados a rochas sedimentares clásticas, contidas na Bacia Amazônica, cuja história geológica é relativamente bem conhecida (SANTOS, 1984; BAHIA & ABREU, 1985; MONTALVÃO & BESERRA, 1985 e CAPUTO, 1985).

A sua formação teve início durante o Paleozóico, na época da separação dos continentes Americano e Africano.

Durante o Ordoviciano e até o Devoniano havia uma bacia única submetida a uma sedimentação homogênea, de origem marinha, associada a uma transgressão de este para oeste. No Westphaliano, a área sofreu um adernamento para oeste, provocando uma inversão na sedimentação, que passou a ser de oeste para este.

Como consequência a Bacia Amazônica pode ser dividida em três sub-bacias, cada qual caracterizada por um tipo de sedimentação (Fig. 4):

- Sub-bacia do Alto Amazonas ou bacia do Acre, localizada na porção oeste e caracterizada por uma sedimentação química e de origem marinha (calcários e evaporitos), que desenvolveu-se até o soerguimento da cadeia Andina (Cretáceo-Terciário) e encerrou-se com a deposição de argilas e areias (Mio-Plioceno).

- Sub-bacia do Médio Amazonas ou bacia do Solimões, caracterizada por uma sedimentação continental que terminou com a deposição da Formação Solimões, representada por 1.000 m de folhelhos, argilitos, linhitos e arenitos (Plio-Pleistoceno).

- Sub-bacia do Baixo Amazonas e bacia do Marajó, que durante o Paleozóico era uma extensão da bacia Amazônica. A sedimentação ocorrida nas partes emersas dessa bacia e na sub-bacia é estritamente continental e terrígena, e assenta

Fig 4. Subdivisão da Bacia da Amazônica com localização dos depósitos de bauxita (BOULANGÉ & CARVALHO, 1988)

discordantemente sobre sedimentos paleozóicos, apresentando idades que vão até o Pleistoceno.

Os depósitos de bauxitas conhecidos na região estão localizados justamente na bacia do Baixo Amazonas e nas bordas da bacia do Marajó.

O relevo da região Amazônica é constituído em sua maior parte (40%), pela planície Amazônica, que estende-se por cerca de 2 milhões km². O restante da região é ocupada pelos escudos cristalinos e em menor proporção pelo domínio litorâneo (RADAM, 1978). A planície Amazônica, na qual está situada a região bauxítica, é formada pela planície de inundação e as terras firmes.

A planície de inundação forma uma faixa de largura variável (16 a 50 km) ao longo do curso do rio Amazonas e baixos cursos de seus afluentes, estendendo-se por uma área da ordem de 65.000 km² ou seja 1,5% da bacia.

As terras firmes são formadas por sedimentos de idade Terciária, recobrimdo a maior parte da bacia Amazônica. Apresenta uma topografia monótona, formada de baixos platôs, que se elevam suavemente para norte e para o sul e em direção aos escudos cristalinos. Junto ao rio apresentam altitudes entre 30 e 40 m, podendo ir até 80-100m nas áreas interfluviais e passam a níveis mais elevados (entre 80 e 100 m) próximo aos escudos. A altitude máxima atingida é de 300 m.

Esses platôs são testemunhos da superfície Velhas (Plio-Pleistoceno), inclinada 1 a 5° em direção ao rio Amazonas, dissecada após evento epirogenético iniciado no Pleistoceno (LUCAS, 1988).

ASPECTOS BIOCLIMÁTICOS

A região Amazônica, face ao seu relevo excessivamente plano e sendo cortada pela linha do Equador, apresenta condições climáticas relativamente homogêneas.

Trata-se de uma região de clima quente caracterizada por uma temperatura média anual em geral superior a 24°C, situando-se normalmente entre 24 e 26°C. A temperatura é elevada durante todo o ano e em particular nos meses de setembro-outubro e novembro-dezembro, quando situa-se entre 26 e 28°C. Face à grande umidade e nebulosidade, temperaturas muito elevadas são muito raras, podendo contudo chegar a 40°C em algumas regiões, nos meses de setembro e outubro. Nos meses de junho e julho a temperatura é mais amena, embora não desça abaixo de 22°C, a exceção de algumas áreas mais ao sul onde pode alcançar 12°C.

Já a pluviosidade, que é muito elevada, não apresenta a mesma uniformidade. Na região do Amapá e da foz do Amazonas é muito elevada, superando 3.000 mm e na faixa central é mais reduzida, ficando entre 1.500 e 1.700 mm.

Por outro lado, essas chuvas não são igualmente repartidas durante o ano e a diferença entre os meses mais úmidos e os mais secos são as maiores do Brasil.

Existem dois tipos climáticos diferentes, quanto à precipitação: *super úmidos* (>2.500 mm), com no máximo um mês seco e *úmido* (1.500 - 2.500 mm) com estação seca de duração de um a três meses (agosto, setembro e outubro).

A região Amazônica é recoberta na sua maior parte por uma floresta densa e sempre verde. Existem vários tipos de florestas e zonas de vegetação não florestal.

Entre os tipos de florestas encontram-se a Floresta Perenifólia Higrófila, que ocorre nas terras firmes e é caracterizada por árvores de grande porte e troncos grossos e em vários estratos. O outro tipo é a Floresta Perenifólia de áreas inundáveis e permanentemente inundadas, chamada de Floresta de Várzea e Floresta de Igarapó, respectivamente. Diferem das florestas de terra firme pela menor altura das árvores (<25 m) e menor número de espécies. Na parte meridional aparece a Floresta Caducifólia, que é uma floresta de transição com árvores altas (15 a 20 m) e com vários estratos.

Existe ainda uma vegetação não florestal na qual estão incluídos os cerrados e os campos, de ocorrência restrita e isolada.

REGIÃO CENTRO-LESTE

ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

A região em questão está contida nos setores leste e central da chamada Província Mantiqueira (HASSUI & ALMEIDA, 1984), formada por rochas precambrianas que se localizam na parte central e na borda sul-sudeste de Minas Gerais (Fig. 5).

Apesar da grande variedade litológica, é possível distinguir dois grupos de rochas bem distintos aos quais estão associados os depósitos da região. Um deles é constituído essencialmente de rochas metassedimentares que ocorrem na área do Quadrilátero Ferrífero e outro refere-se a rochas granulíticas que ocorrem na borda sul-sudeste de Minas Gerais.

A região do Quadrilátero Ferrífero, situado na parte central de Minas Gerais cobre um área de cerca de 7.000 km². É uma região montanhosa, de idade precambriana, incluída no cinturão dobrado do escudo São Francisco e é caracterizada por quatro grandes unidades litostratigráficas:

- as rochas mais antigas da região são gnaisses e migmatitos de idade arqueana e que constituem o embasamento cristalino para as unidades supracrustais.
- Supergrupo Rio das Velhas, constituído de uma sequência tipo "greenstone belt" arqueano.
- Supergrupos Minas e Itacolomi, formados por espessas unidades de rochas metassedimentares proterozóicas. O Supergrupo Minas contém os mais importantes depósitos de ferro, manganês e alumínio.

Fig 5. Mapa geológico da região centro-leste (HASSUI & ALMEIDA, 1984)

O grau de metamorfismo é o do fácies xistos verdes, crescendo de oeste para leste.

Ocorrem ainda no Quadrilátero diques de metagabros e metadiabásios, sem contudo cortar o Supergrupo Minas e dique de diabásios mais jovens (provavelmente cretácico) não metamorfizados. Acumulações sedimentares semi-consolidadas aparecem em algumas bacias como as de Gandarela e Fonseca.

A região apresenta um relevo dobrado e dissecado, rebaixado na parte central e elevado nos bordos, recebendo denominações de serras (RADAM, 1983).

Entre os relevos que contornam o Quadrilátero, a Serra do Caraça, com cotas altimétricas superiores a 1.900 m, apresenta topos que guardam vestígios de uma antiga superfície de aplainamento que tem sido considerada como elaborada no Mesozóico - Superfície Gondwana (KING, 1956).

Já na Serra da Moéda e Ouro Branco, com cotas inferiores (1.300 - 1400 m) o aplainamento seria também cretácico, porém mais recentes - Pós Gondwana (KING, op. cit.).

A parte central dissecada comporta modelados diversos, que vão desde formas convexas e aguçadas a tabulares a cerca de 1.000 m de altitude. Apesar da intensa dissecção, percebem-se topos nivelados, que tem sido interpretados como vestígios de aplainamento mais recente identificado como Cristas Médias (DE MARTONNE, 1943) ou Sul-Americana (KING, 1956), de idade Terciária Inferior e a Superfície Neogênica (DE MARTONNE, op. cit.) ou Velhas (KING, op. cit.) de idade Plio-pleistoceno.

A região da borda Sul-sudeste de Minas Gerais corresponde a porção do setor central da Província Mantiqueira e faz parte do chamado Complexo Juiz de Fora (HASSUI & OLIVEIRA, 1984).

Trata-se de uma faixa larga e extensa, em forma de arco, mais ou menos paralela à costa, que vai desde o extremo leste paulista, passando pelo sudeste de

Minas Gerais, Rio de Janeiro e chegando ao Espírito Santo e prosseguindo até o sul da Bahia.

Apresenta uma grande variedade de metamorfitos de médio e alto graus, destacando-se os charnockitos e rochas granulíticas diversas, associados a rochas gnáissicas.

Essa litologia não apresenta distribuição regular, embora seja possível distinguir-se faixas longitudinais, mais ou menos contínuas e paralelas. A faixa mais interior apresenta uma alternância de granulitos finos, cinza-claros com charnockitos, enderbitos ou termos mais básicos. A faixa contígua apresenta migmatitos variados, com lentes e pequenos corpos (boudins) de mármore, anfibolitos e quartzo. Na região do rio Paraíba do Sul, apresenta gnaiss e granulitos bandados.

A região apresenta dois domínios morfo-estruturais, sendo um deles os alinhamentos das cristas do Paraíba do Sul e o outro as depressões escalonadas dos rios Pombas-Muriaé (RADAM, 1983).

A unidade alinhamentos das cristas do Paraíba do Sul reflete nitidamente o alto controle geológico do relevo e apresenta-se com colinas orientadas e aplainadas e à frente desses modelados, colinas convexo-côncavas. Saliente-se nesse conjunto sulcos estruturais, cristas, linhas de cumeadas e algumas escarpas erosivas.

A unidade depressões escalonadas dos rios Pomba-Muriaé mostra um relevo dissecado pelas bacias hidrográficas dos referidos rios, caracterizando um relevo escalonado com cotas altimétricas entre 100 e 700 m.

ASPECTOS BIOCLIMÁTICOS

Pela sua posição latitudinal, o clima da região centro-leste caracteriza-se por temperatura média anual ao redor de 24°C, com exceção das regiões de altitudes elevadas, onde é inferior a 22°C. No mês mais quente (janeiro) a média mensal pode chegar a 30-32°C, na maior parte da região e ligeiramente mais baixa

(<29°C) nas altitudes elevadas. No inverno as temperaturas são mais amenas, da ordem de 14°C, podendo descer a 6-8°C nas zonas mais elevadas.

A precipitação média anual é da ordem de 1.500 a 1.900 mm, com máximo no verão e mínimo no inverno. Trata-se de um regime sazonal típico de regiões tropicais.

A vegetação original da região é a Floresta Sub-caducifolia Tropical (RADAM, 1983), também conhecida como Floresta Latifoliada Tropical (AZEVEDO, 1959). É constituída por árvores de grande porte, com mais de 25 m de altura e um segundo estrato arboreo a 12-15 m. É pouco conhecida pois foi quase totalmente devastada.

REGIÃO SUL E SUDESTE

ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS.

Na região Sul-Sudeste os depósitos de bauxita estão associados a rochas intrusivas alcalinas, que durante o Mesozóico Superior e o Terciário Inferior, cortaram o embasamento precambriano (Fig. 6). Essa manifestação magmática intrusiva está geneticamente relacionada com as rochas vulcânicas da bacia do Paraná e com a abertura do Atlântico Sul.

Essas rochas alcalinas foram classificadas em diferentes associações que aparecem grupadas em várias províncias (ULBRICH & GOMES, 1981). No sul do Brasil, três dessas províncias foram submetidas à bauxitização: Anitápolis, Poços de Caldas e Províncias Costeiras. Essas províncias consistem principalmente de sequências sieníticas insaturadas a saturadas, praticamente com a mesma composição mineralógica.

Esses maciços alcalinos no sul do Brasil formam em geral platôs elevados, com altitudes entre 1.200 a 2.500 m e a maioria deles possui forma circular.

Fig 6. Localização dos maciços alcalinos na região Sudeste (MELFI et al., 1981)

Normalmente esses maciços apresentam dois compartimentos topográficos diferentes. Um deles corresponde às bordas dos maciços, com um relevo de colinas onduladas com vertentes íngremes. O outro está associado à posição interior do maciço, apresentando um relevo suavemente ondulado.

ASPECTOS BIOCLIMÁTICOS

A associação desses maciços alcalinos com altitudes elevadas tem efeitos diretos nas condições climáticas. A região sul, onde esses maciços ocorrem, apresentam clima subtropical quente e sub-úmido, com temperatura média anual de 22°C. Entretanto nos platôs esse clima é mais do tipo temperado com média anual entre 12 e 18°C. O clima, no entanto, é sempre úmido, com precipitação entre 1.300 e 2.000 mm bem distribuídos durante o ano ou com dois meses secos (julho e agosto), dependendo da região.

A vegetação dominante é a Floresta Subcaducifolia Tropical, portanto a mesma da região centro-leste, associada a Floresta Tropical com Araucária, mais ao sul ou com floresta mais densa em outras regiões mais úmidas.

4. TIPOS DE DEPÓSITOS E RESERVAS

Levando-se em conta, de um lado a litologia e de outro as regiões de ocorrência, é possível distinguir-se quatro tipos principais de depósitos bauxíticos:

- Bauxitas formadas sobre rochas sedimentares clásticas, que ocorrem principalmente nas região Amazônica.
- Bauxitas formadas sobre rochas metassedimentares precambrianas, que ocorrem na região do Quadrilátero Ferrífero, na porção central de Minas Gerais.
- Bauxitas formadas sobre rochas granulíticas e charnockíticas do embasamento e que ocorrem principalmente na faixa sudeste de Minas Gerais.
- Bauxitas formadas sobre rochas alcalinas, situadas na região sul-sudeste do Brasil.

Esses vários tipos de depósitos somados prefazem 3,2 bilhões de toneladas de bauxita, distribuídas pelas várias regiões do território brasileiro (Quadro 5).

Observa-se que os maiores depósitos são do tipo formados sobre rochas sedimentares que situam-se na região amazônica, com um total de 3,1 bilhões de toneladas, o que corresponde a cerca de 97% dos depósitos conhecidos no Brasil.

Esses depósitos estão distribuídos por vários distritos e dentre eles destacam-se os Nhamundá-Trombetas, com cerca de um bilhão de toneladas, o de Paragominas (depósitos de Jabotí, Gurupí e Camoaf) com 1,9 bilhões de toneladas, o de Almerim com 165 milhões de toneladas e o de Marzagão com 85 milhões de toneladas.

Anteriormente à descoberta dos depósitos da região amazônica, os depósitos de bauxita de rochas alcalinas constituíam-se nas principais fontes de alumínio. Esses depósitos, associados a diversas províncias alcalinas, apresentam hoje uma reserva total de cerca de 100 milhões de toneladas e o depósito mais importante é o de Poços de Caldas (MG) com cerca de 65 milhões de toneladas. Esses depósitos, hoje insignificantes face as dimensões daqueles da região amazônica, já foram os mais importantes do Brasil e até 1970 respondiam por 65% da produção brasileira de alumínio.

As bauxitas da região do Quadrilátero Ferrífero, com uma reserva estimada de 10 milhões de toneladas, estão distribuídas por cerca de 24 pequenos depósitos, entre os quais os mais importantes, atualmente em exploração, são os do Morro do Fraga, Vargem dos Óculos, Macaquinho, Faria.

Finalmente há que se mencionar os depósitos que ocorrem na faixa sudeste de Minas Gerais e que formam um extenso cinturão de vai desde São João Nepomuceno (MG) ao nordeste de Cataguazes (MG) e cujas reservas estimadas ultrapassam 100 milhões de toneladas.

REGIÃO	DISTRITOS	RESERVA (x 10 ⁶ ton)	TEORES	
			Al ₂ O ₃	SiO ₂
NORTE	CARAJÁS	50	38-40	1-2
	NHAMUNDÁ-TROMBETAS	1.000	49	3-5
	PARAGOMINAS	1,900	48-52	4-6
	OUTROS	200	-	-
CENTRO LESTE	QUADRILÁTERO FERRÍFERO	10	36-42	1-4
	SERRA DA MANTIQUEIRA	120	38-45	3-6
	SERRA DO MAR	5	42	2
SUL SUDESTE	POÇOS DE CALDAS	65	50-54	2-5
	PASSA QUATRO	20	48-50	
	ITATIAIA	10	45-50	2-6
	LAGES	5	48-51	4-6

Quadro 5. Principais depósitos de bauxita do Brasil (modificado de MELFI et al., 1988)

CAPITULO 4

OS PRINCIPAIS TIPOS DE DEPÓSITOS DE BAUXITA DO BRASIL

Neste capítulo serão apresentados os resultados dos estudos detalhados executados em diferentes depósitos de bauxita do Brasil e que se constituíram nos vários projetos contidos no programa de pesquisa mencionado anteriormente.

Nesses estudos foram realizadas análises química e petrológica das várias facies identificadas em cada depósito, com vistas a interpretação de sua gênese.

A seleção das áreas de estudo baseou-se no conhecimento prévio da existência dos vários tipos de depósitos, bem como na sua distribuição nas diversas regiões do território brasileiro.

A partir desse conhecimento e levando-se em conta o objetivo de estudar-se o desenvolvimento das bauxitas nas diferentes condições morfoclimáticas, foram selecionados cinco depósitos distribuídos nas principais regiões bauxíticas do Brasil:

- Região Norte - Depósito de Porto Trombetas
- Quadrilátero Ferrífero - Depósitos do Morro do Fraga e Vargem dos Óculos
- Faixa sudeste de Minas Gerais - Depósito de Miraf
- Região sul-sudeste - Depósito de Passa Quatro.

1.BAUXITAS DA REGIÃO NORTE

Na região Norte ou mais precisamente na bacia amazônica ocorrem os maiores depósitos de bauxita do Brasil, a grande maioria formada sobre rochas sedimentares clásticas.

Esses depósitos estão concentrados em algumas regiões, sendo uma das mais importantes a de Oriximiná. Nesta região foi escolhida para estudo detalhado a jazida de Porto Trombetas, uma das maiores reservas brasileiras e desde 1970 a única em exploração na Amazônia.

O depósito de Porto Trombetas está localizado a cerca de 900 km de Belem (PA), às margens do rio Trombetas e ocupa uma área de cerca de 2.200 km².

O depósito ocorre em vários platôs elevados, intensamente dissecados, com altitudes variando entre 160 e 190 m (Fig.7). Os topos desses platôs são ligeiramente inclinados (1 a 5°) em direção ao rio Amazonas e correspondem à superfície de erosão de ciclo Rio das Velhas (KING, 1956). Os bordos se apresentam com vertentes convexas e abruptas e que podem atingir 30° de inclinação.

Os platôs se sobressaem a uma topografia suavizada, com desnível em relação ao rio Amazonas variando de 60 m ao sopé do platô a 30 m próximo ao rio.

O platô de Saracá, onde foram realizados os estudos, apresenta topo ligeiramente ondulado, com altitudes entre 175 e 185 m e contém algumas pequenas depressões localizadas.

A região em questão está situada na bacia do baixo Amazonas, caracterizada por uma sedimentação clástica de origem continental que repousa em discordância sobre os sedimentos Paleozóicos. Trata-se da Formação Alter do Chão, cuja idade hoje é atribuída ao Cretáceo Superior ou mais precisamente ao período Aptiano-Turoniano (DAEMON, 1975). A sua espessura ultrapassa 600 m e é constituída essencialmente de arenitos argilosos, por vezes arcossianos, intercalados de conglomerados, argilitos e siltitos.

Fig 7. Aspectos topográficos da Região Amazônica (BOULANGÉ & CARVALHO, 1988)

CARACTERIZAÇÃO DO PERFIL

O depósito de Porto Trombetas apresenta muitos aspectos em comum com os demais depósitos da bacia amazônica. Fundamentalmente distingue-se pela maior espessura da camada bauxítica, que em média situa-se ao redor de 6 m e que pode atingir 10 m em algumas regiões.

O perfil é relativamente homogêneo em todo o platô e apresenta praticamente a mesma sequência de fácies, do topo para a base: camada caolinítica, bauxita nodular, camada nodular ferruginosa, camada bauxítica e camada argilosa.

-Camada caolinítica - Apresenta uma espessura entre 8 a 10 m na parte central do platô e de 0 a 5 m na borda e é constituída por um material argiloso, essencialmente caolinítico, homogêneo e sem estratificação evidente. Na porção superficial apresenta coloração amarelada, onde o ferro está presente em pequenas proporções na forma de goethita. Em profundidade, o teor de ferro aumenta e passa a hematita tornando-se mais avermelhada. Na matriz argilosa aparecem pequenos grãos de quartzo ($< 0,8$ mm) e pequenos nódulos aluminosos e ferruginosos ($< 0,5$ mm). A transição para o nível de bauxita nodular se faz gradualmente, pelo aumento de gibbsita e diminuição da caolinita.

-Bauxita nodular - Com espessura situada entre 1 e 3 m, apresenta inúmeros nódulos de gibbsita microcristalina (porcelânica) associada a caolinita, de coloração amarelo pálido com pontuações violetas. Esses nódulos apresentam na verdade, várias gerações de gibbsita, sendo a primeira macrocristalina, semelhante àquela da camada caolinítica e as demais microcristalina, do tipo porcelânica. Também a matriz é recortada por veios de gibbsita macrocristalina (LUCAS, 1988). Aparecem ainda alguns nódulos ferruginosos que, na parte inferior, tornam-se progressivamente mais grosseiros e se anastomosam, formando fragmentos maiores, de forma irregular com alongamento vertical, englobando as pontuações ferruginosas, que aumentam o diâmetro em profundidade. Esse nível passa para o seguinte através de uma zona transicional de cerca de 10 cm de espessura.

-Camada nodular ferruginosa - Com uma espessura de cerca de um metro, é constituída na parte superior (30 cm) de nódulos ferruginosos contendo essencialmente gibbsita e goethita, em arranjo compacto, cimentados por uma matriz gibbsítica dura, de coloração rósea. Na parte intermediária (60 cm), os nódulos acham-se envolvidos por uma matriz argilomorfa de coloração bruno-amarelada. Na parte inferior, os nódulos ferruginosos estão novamente cimentados por uma matriz gibbsítica rósea, formando uma verdadeira couraça. O horizonte assemelha-se a uma frente de endurecimento que teria afetado a bauxita resultante de acumulação relativa.

-Camada bauxítica - Apresenta uma espessura de até 6m e uma composição alumino-ferruginosa, compacta, maciça e recoberta localmente por uma couraça muito ferruginosa com zonas pálidas ricas em alumínio e zonas escuras ricas em ferro. A parte inferior (5 m), que se constitui no minério, é formada por uma bauxita friável e porosa, com coloração vermelha pálida a escura, contendo grandes cristais de gibbsita que se reúnem formando grânulos embebidos numa matriz também gibbsítica na zona clara e ferruginosa na zona escura, originando um aspecto sacaróide. Em direção à base, os grânulos são cada vez menos definidos e aumenta o número de poros, que são preenchidos por gibbsita recristalizada.. Esse nível bauxítico é cortado por bolsões verticais contendo blocos residuais e fragmentos de bauxita misturados a um material argiloso vermelho amarelado. A transição para o nível inferior se faz de forma gradual.

-Camada argilosa - Trata-se de uma camada caolinítica, variegada de branco e amarelo a castanho, englobando nódulos aluminosos e ferruginosos e cortada por finas paredes de gibbsita. Observa-se ainda nódulos reliquiaes com gibbsita e hematita. Nos platôs, onde foram descritos os perfis, não se observou diretamente a rocha, o que só foi possível num corte numa área vizinha. Trata-se de um material estratificado, com cores branco e vermelho. A transição da argila variegada para o material sedimentar se faz com penetrações do material argiloso branco cortando as estruturas sedimentares subhorizontais.

A formação bauxítica de Porto Trombetas apresenta uma acentuada diferenciação de fácies e cada uma delas apresenta uma composição química e mineralógica específica e que reflete as suas características (Quadro 6).

A camada caolínica do topo e a camada argilosa inferior apresentam uma composição química semelhante, com altos teores de alumina e sílica, enquanto que a camada bauxítica, de composição aluminosa, é pobre em sílica e em algumas partes, ricas em ferro.

Já a bauxita nodular apresenta composição variável dependendo do elemento considerado, com uma matriz aluminosa e nódulos aluminosos ou ferruginosos. Os nódulos aluminosos possuem teor de Ti semelhante aos da bauxita.

Um fato a ser destacado são os teores de Ti e Zr das camadas caolínica e argilosa que chega a ser duas a três vezes maiores que na camada bauxítica.

Do ponto de vista mineralógico a camada superior argilosa é constituída principalmente de caolinita, com quantidades subordinadas de gibbsita. A proporção caolinita/gibbsita tende a inverter-se em profundidade até predominar a gibbsita na camada bauxítica. Nesta camada, chama a atenção os teores mais elevados de hematita nas zonas escuras.

O ferro aparece na parte superior na forma de goethita, passando a hematita na camada nodular. Nessa camada, os nódulos apresentam composição variável, sendo que os ferruginosos são caolínico-hematíticos, enquanto que os aluminosos são gibbsíticos (89 %)

A camada argilosa inferior é essencialmente caolínica, cortada de vênulas gibbsíticas. Contudo a composição dessa camada é extremamente variável, em função da heterogeneidade do material sedimentar de origem (LUCAS, 1988).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Zrppm	CAOL	GIBB	OX.Fe	ANAT
CAMADA CAOLINÍTICA	36,5	36,6	8,2	8,2	1530	80,4	8,9	7,9	2,9
BAUX.NODULAR									
MATRIZ	26,2	48,3	8,3	2,2	1400	57,1	32,6	8,1	2,2
NÓDULO-Al	4,3	61,2	2,2	1,1	640	8,0	89,2	1,9	0,9
NÓDULO-Fe	18,8	19,1	50,3	0,7	640	42,5	2,7	54,1	0,7
NÓDULO FERRUGINOSO	6,9	26,3	45,6	1,0	780	16,2	31,6	54,1	1,1
BAUX. ZONA CLARA	2,1	60,2	5,0	0,7	440	4,6	89,6	5,2	0,7
ZONA ESCURA	0,6	47,4	25,5	0,8	420	1,3	71,2	26,6	0,8
ZONA INFERIOR	3,9	57,9	6,6	1,4	552	8,4	83,4	6,8	1,4
ARGILA	29,4	40,8	8,0	4,0	1580	63,8	24,5	7,7	4,0

QUADRO 6. Bauxita de Porto Trombetas (Região Amazônica). Composição química (cf. BOULANGÉ & CARVALHO, 1989) e composição mineralógica calculada.

ASPECTOS GENÉTICOS

Apesar dos vários estudos realizados sobre as bauxitas da Amazônia, alguns aspectos relativos à gênese desses perfis são ainda controvertidos, em particular no que diz respeito ao desenvolvimento do horizonte superficial (camada caolinítica) e a rocha que deu origem a esses materiais.

Como já foi discutido anteriormente, alguns autores admitem que o horizonte bauxítico foi formado na parte superior de perfis que teriam sofrido erosão e posterior redeposição. Esses autores consideram que o nível argiloso superior seria uma formação sedimentar denominada argila Belterra. Outros autores, embora não concordem quanto aos processos envolvidos, preconizam uma evolução *in situ* desde a época de bauxitização.

Nos estudos realizados na área (BOULANGÉ & CARVALHO, 1988 e 1989), foi possível trazer algumas evidências que parecem indicar que a camada caolinítica teria se formado por um processo de alteração *in situ*. As evidências referem-se à ocorrência de grãos de quartzo e nódulos ferruginosos e aluminosos dentro da matriz caolinítica e seus aspectos morfológicos:

- Os pequenos grãos de quartzo, apresentam forma angular e irregular, com fissuras e cavidades de dissolução penetradas pela matriz argilosa ou as vezes preenchidas por um produto vermelho, provavelmente hematítico.

- Os pequenos nódulos aluminosos arredondados, formados por cristais de gibbsita que podem atingir as dimensões dos nódulos, apresentam alguns traços de produtos hematíticos vermelhos. Os limites dos cristais não são claros e a gibbsita passa gradualmente à matriz.

- Os pequenos nódulos ferruginosos são vermelhos, argilomorfos, hematíticos ou goethíticos.

As características desses elementos parecem indicar que os mesmos formaram-se pela transformação *in situ* de um horizonte bauxítico anterior. Por

outro lado, o conteúdo de Ti e Zr na camada argilosa, sendo duas a três vezes superior ao encontrado nas bauxitas, parece confirmar essa hipótese.

Na parte inferior do nível de bauxita, esta passa gradualmente para camada argilosa, que apresenta também nódulos reliquiais alumino-ferruginosos com gibbsita e hematita. As relações de contacto entre a gibbsita dos nódulos e a caolinita da matriz indicam dissolução e ressilicificação da gibbsita. Aqui também observa-se o acréscimo de Ti e Zr com relação ao nível bauxítico, o que vem corroborar a idéia de dissolução do nível bauxítico. Assim pode-se deduzir que, nas condições atuais, o horizonte de bauxita está sofrendo um processo de degradação que envolve deferruginização e ressilicificação.

Resultado similar foi obtido por LUCAS et al. (1988), através de estudos mineralógico-petrográficos de perfis bauxíticos de Jurutí, com base no conceito de continuidade de sequências estruturais.

Esses autores observaram que todas as transições entre fácies e entre camadas são progressivas e apresentam geometria e feições microscópicas que apoiam sua origem geoquímica e que não são consistentes com a idéia de horizonte caolínítico alóctone. Foi ainda observado que, atualmente ocorre ressilicificação da camada caolínítica tanto no topo como na base. No topo, o processo seria intenso e se daria pela progressão geoquímica descendente da camada caolínítica e na base, por ressilicificação moderada com substituição da gibbsita por caolinita.

LUCAS et al. (op. cit.), embora reconheçam a degradação do topo da camada bauxítica, sugerem que o processo que deu origem a essa camada teria ocorrido em profundidade, deixando na superfície um estoque de sílica na forma de caolinita.

De todo modo, qualquer que tivesse sido o material que deu origem à camada argilosa, incluindo mesmo o material alóctone, suas características foram completamente obliteradas pela evolução geoquímica posterior. Assim sendo, pelo menos na região de Trombetas e Jurutí, não existe mais nenhuma evidência desse material primário.

No que diz respeito ao material original da camada bauxítica, apesar de não ter sido observado diretamente na área, foi possível inferir-se algumas de suas características, a partir da composição dos materiais superficiais e com base na idéia de uma evolução *in situ*.

Assim BOULANGÉ & CARVALHO (1988 e 1989), levando em conta a concentração em Ti e Zr em alguns níveis, estimaram ser necessário, nas condições atuais, a transformação de cerca de 40 m de espessura de sedimento para formar o perfil hoje encontrado. Esta estimativa está de acordo com o valor encontrado por LUCAS et al. (1988) para o depósito de Jurutí, com base no balanço geoquímico do perfil.

Estes autores efetuaram ainda cálculos do tempo necessário para formação dos perfis hoje encontrados, com base na velocidade de alteração sob condições atuais. Considerando-se um sedimento de origem com 50% de caolinita, esse tempo seria de cerca de 25 milhões de anos, valor esse certamente subestimado, levando-se em conta que as condições pretéritas poderiam ser bem mais enérgicas. Desse modo, pode-se admitir que esses perfis teriam se formado a partir do Eoceno-Paleoceno, o que seria também válido para o caso de Trombetas.

Em função dessas considerações, pode-se supor que é pouco provável que o sedimento de origem tenha sido a Formação Barreiras como tem sido proposto, sendo mais viável que seja a Formação Altér do Chão de idade Aptiano-Turoniano (DAEMON, 1975).

2.BAUXITAS DA REGIÃO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO (MG)

Na região do Quadrilátero Ferrífero são conhecidos 24 pequenos depósitos de bauxita, com reservas entre 150 mil a 1,5 milhão de toneladas e que totalizam cerca de 10 milhões de toneladas (Fig.8). Esses depósitos são formados essencialmente sobre rochas metassedimentares, a exceção de Macaquinho e Faria, que foram originadas sobre rochas sedimentares.

Fig 8. Mapa do Quadrilátero Ferrífero(MG) com o nome e localização das quadriculas (A) e depósitos (B) (VARAJÃO, 1988b)

A partir dos dados químicos dos vários depósitos foi elaborado um diagrama triangular SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 (Fig.9) (VARAJÃO, 1988b). Pode-se observar que as bauxitas se distribuem em quatro grupos, que apresentam uma estreita relação com as unidades morfológicas. Assim, com base nessa relação foi possível identificar-se na região três tipos de depósitos de bauxita (BOULANGÉ & CARVALHO, 1988):

- Depósitos de vertente e de topo - Tipo Fraga
- Depósitos de depressão - Tipo Vargem dos Óculos
- Depósitos de platô - Tipo Macaquinho

Na região estudada são conhecidos apenas dois exemplos de depósitos de platô, ou seja, Macaquinho e Faria. As suas características fogem totalmente daquelas dos demais depósitos da região e por outro lado, são muito próximas dos perfis da região Amazônica.

Desse modo, existe na realidade dois tipos de depósitos principais na região do Quadrilátero Ferrífero: tipo Fraga (vertente) e tipo Vargem dos Óculos (depressão), que foram selecionados para o estudo detalhado.

DEPÓSITO DO MORRO DO FRAGA

O Depósito do Morro do Fraga, no qual foram executados estudos mineralógicos e químicos (VARAJÃO, 1988b; VARAJÃO et al., 1988b), localiza-se na borda leste do Quadrilátero Ferrífero, a cerca de 7km do distrito de Santa Rita Durão (Município de Mariana).

Do ponto de vista geológico, encontra-se sobre a aba invertida, ou mais precisamente, sobre o nariz relativo ao redobramento da aba invertida do sinclinal de Santa Rita, sobre litologias do Grupo Itabira.

O relevo da área é caracterizado por uma crista (hog back) arqueada, com altitude de cerca de 1.000 m, de itabirito recoberto por uma crosta

Fig 9. Caracterização geoquímica dos depósitos de bauxita do Quadrilátero Ferrífero (MG) (VARAJÃO, 1988 b)

ferruginosa e com uma vertente íngreme onde ocorre o depósito de bauxita, preservado por uma couraça.

CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS

Nos estudos realizados no Morro do Fraga foram analisados perfis distribuídos ao longo de toda a encosta, e foi possível observar-se que, a exceção dos perfis de baixa vertente, os demais apresentam praticamente a mesma sequência de fácies.

Levando-se em conta as características estruturais foram identificadas na topossequência quatro tipos de fácies, recobertas por uma camada de solo. Essas fácies se distribuem verticalmente, da base para o topo, na seguinte sequência: bauxita maciça, bauxita friável, bauxita maciça alumino-ferruginosa e fácies nodular.

-Bauxita maciça - Trata-se de uma fácies homogênea, de cor marron avermelhada, dura e porosa (cerca 10%). Localmente a porosidade pode se tornar mais importante, adquirindo aspecto friável. A fácies é caracterizada por um esqueleto de grãos de quartzo e minerais opacos envolvidos por um plasma vermelho escuro com hematita e gibbsita que se transforma por deferruginização em plasma vermelho-claro, essencialmente gibbsítico. Em ambos os casos os vazios são forrados de gibbsita e hematita.

-Bauxita friável - Constitui uma fácies homogênea, de cor marron-escura, porosa e formada por fragmentos de material marron-escuro (argilomorfo). É constituída por nódulos com as mesmas fácies presentes da bauxita maciça com maior abundância na matriz ferruginosa de fissuras preenchidas por várias gerações de cutãs (gibbsitãs). A transição para a fácies seguinte é abrupta e irregular.

-Bauxita maciça alumino-ferruginosa - Trata-se de uma couraça heterogênea, dura, compacta, localmente vacuolar. É constituída por um plasma marron-escuro que por deferruginização origina plasmas de cores mais claras na forma de manchas e finalmente nódulos amarelos. É caracterizada por uma redistribuição dos

constituintes do horizonte inferior, com remobilização de alumínio e acumulação relativa de ferro, principalmente na forma de goethita. A transição para a fácies nodular é gradacional e pode-se observar a formação de nódulos a partir de fissuras no topo da fácies maciça

-Fácies nodular - É constituída por nódulos (80%) de couraça alumino-ferruginosa, de formas e tamanhos diversos, cor marrom avermelhada, envolvidos por uma matriz silítico-argilosa de cor marrom-avermelhada. Tem praticamente as mesmas características mineralógicas que as facies bauxíticas inferiores. Entretanto a hematita volta a predominar, provavelmente em função das características da matriz, uma vez que os nódulos tem a mesma composição que as fácies maciças alumino-ferruginosas. O perfil é recoberto por um solo com matriz alumino-ferruginosa de textura arenosa, marrom-escura e com nódulos de bauxita.

Na área da baixa vertente, uma região plana e deprimida, o perfil desenvolvido é diferente dos demais e é constituído, da base para o topo das fácies: bauxita maciça mosqueada e bauxita com lamelas ferruginosas, capeadas ou por um horizonte nodular, ou por couraça ferruginosa maciça.

-Fácies bauxita mosqueada - Constitue-se de uma bauxita homogênea, branca com mosqueamento amarelado, pouco dura, compacta e com preenchimento de fissuras por um material avermelhado. No topo passa gradualmente para a fácies superior pelo desenvolvimento da zona ferruginosa.

-Fácies bauxita com lamelas ferruginosas - Com o maior desenvolvimento das zonas ferruginosas, começa a predominar o aspecto lamelar e a zona ferruginosa adquire cor marrom avermelhada.

-Na parte superior pode ocorrer uma couraça maciça ferro-aluminosa, heterogênea, muito dura e porosa (10%). Em alguns locais pode ocorrer uma couraça ferruginosa lamelar ou ainda um horizonte nodular.

As características químicas e mineralógicas das várias fácies do perfil do Morro do Fraga são mostradas no quadro 7.

VERTENTE SUPERIOR		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CAOL	GIBB	OX.Fe	ANAT
BAUX. NODULAR	NÓDULOS	2,5	48,5	21,8	1,8	5,4	70,4	22,4	1,8
	MATRIZ	7,6	25,8	27,1	3,2	21,6	37,7	36,5	4,2
BAUX. MACIÇA Al-Fe		1,0	43,7	28,0	2,5	2,2	65,9	29,4	2,6
BAUXITA FRIÁVEL		1,9	44,2	26,6	2,5	2,2	65,9	29,4	2,6
BAUXITA MACIÇA		1,3	44,4	27,9	2,6	2,8	65,7	28,9	2,6
PERFIL DE DEPRESSÃO									
BAUX.C/LAMELA FERRUG		2,2	40,8	27,7	2,6	5,0	62,1	30,1	2,8
HORIZONTE TRANSIÇÃO		1,7	51,3	12,7	4,5	3,8	78,2	13,4	4,6
BAUX. MACIÇA MOSQUEADA		2,7	58,9	3,4	4,5	5,8	86,3	3,4	4,5

QUADRO 7. Bauxita do Morro do Fraga (Quadrilátero Ferrífero, MG). Composição química (cf. VARAJÃO, 1988b) e composição mineralógica calculada.

Pode-se observar que as três fácies bauxíticas inferiores apresentam uma composição química muito semelhante e caracterizada por teores de alumínio acima de 40%, podendo atingir até 50% e principalmente pelo alto teor de ferro, situado entre 28 e 32%. Observa-se um ligeiro aumento na concentração de ferro no horizonte de couraça alumino-ferruginosa e um decréscimo sensível em direção aos horizontes inferiores. Os teores de sílica ($\pm 10\%$) e titânio ($\pm 2,5\%$) são uniformes e muito baixos.

Na fácies bauxítica nodular, os nódulos apresentam um enriquecimento relativo de alumina (47,7%) e consequente redução da quantidade de ferro (22,8%) enquanto que na matriz ocorre o inverso. Outro aspecto interessante é o aumento de sílica (8,3%) e titânio (3,5%) na matriz.

No perfil da zona inferior (depressão) a parte superior do perfil tem composição muito similar às camadas bauxíticas da alta vertente. Nos horizontes inferiores observa-se uma redução considerável do teor de ferro que chega a 3,4% com consequente aumento relativo dos demais elementos. Os teores de ferro apresentam uma nítida tendência de aumento em direção à superfície.

DEPÓSITO DE VARGEM DOS ÓCULOS

O depósito de Vargem dos Óculos no qual foram realizados estudos petrográficos detalhados (VARAJÃO, 1988a; VARAJÃO et al., 1988a) está localizado na porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero, às margens da rodovia BR-040 (Rio de Janeiro - Belo Horizonte) a 15,5km de Belo Horizonte.

O depósito está situado na depressão central do sinclinal da Moeda e foi desenvolvido sobre rochas precambrianas pertencentes ao Grupo Itabira, constituído essencialmente por itabiritos, dolomitos, filitos dolomíticos e itabiritos dolomíticos (Fig.10). Os itabiritos, capeados por crostas ferruginosas, formam serras (1.500m) que circundam a depressão, que abre-se a leste em direção ao entalhe do Rio das Velhas.

Fig 10. Esboço geológico da região de Vargem dos Óculos
(VARAJÃO, 1988 a)

Do ponto de vista geomorfológico pode-se reconhecer três unidades:

- Topos e vertentes superiores das colinas com couraça ferruginosa
- Vertentes de colinas com cobertura bauxítica (tipo Morro do Fraga)
- Depressões onde situam-se o depósito em questão.

CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS

Em Vargem dos Óculos ocorrem dois tipos de depósitos, sendo um essencialmente caolinítico e o outro bauxítico. Ambos os depósitos apresentam perfis muito semelhantes, caracterizados por uma mesma sequência de horizontes e a diferença restringe-se à espessura relativa dos mesmos: camada inferior de argila, camada intermediária bauxítica e camada superior de cobertura.

-Camada inferior de argila - Esta camada não é bem desenvolvida no depósito de bauxita e é muito espessa na jazida de caolinita (> 16m). É constituída pelas seguintes fácies, da base para o topo: fácies caolinítica maciça, fácies caolinítica ferruginosa e fácies de transição.

A fácies caolinítica maciça, de cor esbranquiçada é recoberta por um reticulado de fraturas, com paredes revestidas por um material argilo-ferruginoso. É constituída por um esqueleto quartzoso e uma matriz essencialmente caolinítica. Os grãos de quartzo (5%) são fraturados, apresentam sinais de dissolução e as vezes um halo ferruginoso de hematita.

A fácies seguinte é semelhante à fácies caolinítica maciça com ocorrência de uma zonação ferruginosa (manchas rosadas), que torna-se mais intensa em direção à parte superior e que reflete uma remobilização do ferro. É constituída de uma matriz caolinítica na qual estão dispersos nódulos de gibbsita, quartzo, hematita ou associação dos três. Os cristais de gibbsita dos nódulos, em contacto com a matriz caolinítica, apresenta bordas irregulares com reentrâncias de dissolução. Portanto, seriam nódulos reliquiais originados de uma antiga couraça alumino-ferruginosa ou bauxítica.

A fácies de transição é constituída de uma matriz argilosa, gibbsítica e caolinítica, de coloração clara com mosqueamento, friável, poroso e

microfraturado. Caracteriza-se pela presença abundante de nódulos maciços reliquiais, constituídos predominantemente de hematita ou em associação com quartzo e/ou gibbsita.

-Camada intermediária bauxítica - A camada é pouco espessa na jazida de caolinita e pode atingir 8m no depósito de bauxita. Apresenta também três fácies, da base para o topo: fácies bauxítica, fácies nodular ferruginosa e fácies de degradação.

A fácies bauxítica apresenta uma matriz gibbsítica com zonas avermelhadas com hematita, em continuidade com outras amareladas com goethita. Contém grãos de quartzo dispersos e nódulos reliquiais constituídos de hematita e principalmente gibbsita bem cristalizada às vezes associados ao quartzo. Na parte superior as zonas esbranquiçadas deferruginizadas são mais abundantes. Essas zonas são constituídas de cristais de gibbsita distribuídos numa matriz branca também gibbsítica, que contém ainda alguns nódulos ferruginosos reliquiais.

A fácies nodular apresenta uma matriz avermelhada, constituída de goethita, gibbsita e caolinita, contendo nódulos de dois tipos:- Nódulos duros, vermelho escuro, homogêneo, com hematita, goethita e gibbsita e nódulos friáveis, róseos a amarelos, heterogêneos constituídos de gibbsita bem cristalizada e contendo alguma goethita e muito pouca hematita. Ambos os nódulos parecem ser reliquias de uma bauxita. Eles podem ser cimentados por uma matriz argilo-ferruginosa formando verdadeira couraça.

A fácies de degradação é formada de fragmentos de nódulos de hematita, goethita, gibbsita e quartzo. Os nódulos ferruginosos desaparecem gradualmente em direção a parte superior deste horizonte.

-Camada de cobertura - Apresenta espessura entre 4 a 8 m na jazida de bauxita e 12 m na de caolinita. É estéril e apresenta características sedimentares nítidas. Apresenta leitos com inúmeros nódulos de couraça, bauxita e itabirito numa matriz argilo-quartzosa.

A composição química e mineralógica das várias fácies que constituem os depósitos de bauxita de Vargem dos Óculos aparece no quadro 8.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CAOL	GIBB	OX.Fe	ANAT
CAMADA COBERTURA	18,5	32,6	29,9	2,2	41,0	25,6	31,1	2,2
FACIES DE DEGRADAÇÃO	2,5	28,7	44,4	3,4	5,8	41,7	48,8	3,7
FACIES NODULAR	3,2	23,7	51,9	1,7	15,0	69,2	12,1	3,7
FACIES BAUXÍTICA SUPERIOR	1,0	58,6	5,1	4,3	2,2	88,3	5,2	4,3
FACIES BAUXÍTICA INFERIOR	2,8	47,6	19,6	3,3	6,2	70,0	20,5	3,4
ARGILA TRANSIÇÃO	9,7	45,0	17,3	3,1	21,6	57,3	18,1	3,2
CAOLINITA	42,9	38,8	1,6	2,5	92,4	4,4	0,8	2,5
NODULAR	40,7	36,4	5,7	2,7	88,8	3,4	5,1	2,7
CAOLIN. MACIÇA	42,3	36,7	1,1	2,4	95,2	2,0	0,3	2,5

QUADRO 8. Bauxita de Vargem dos Óculos (Quadrilátero Ferrífero, MG)
Composição química (cf. VARAJÃO, 1988a) e composição mineralógica calculada.

Pode-se observar, analisando-se a composição química dos diferentes fácies, algumas tendências gerais:

- Baixo teor de sílica livre
- Conteúdo de sílica combinada crescendo regularmente da bauxita para a camada caolinítica inferior enquanto que o de alumina decresce. Esse fato vem corroborar a idéia de ressilicificação observada na fácies caolinítica com zonas ferruginosas.
- O teor de ferro é muito reduzido na camada inferior, denotando um processo de deferruginização acentuado.
- Importante concentração de ferro nas fácies nodular de degradação, em função de uma maior concentração dos diferentes nódulos, em detrimento da matriz intersticial.
- Teor de Ti variando levemente, porém dentro da amplitude encontrada para as lateritas originadas de sedimentos em geral (2-3%). Alguns valores mais altos são verificados nas fácies mais aluminosas provavelmente devido à concentração relativa provocada pela deferruginização. É conveniente assinalar que esses valores altos foram usados como evidência de uma origem vulcânica (FLEISHER & OLIVEIRA, 1969).

ASPECTOS GENÉTICOS

Existem no Morro do Fraga dois tipos de perfís, sendo que um deles ocorre praticamente em toda a vertente e é caracterizado por uma importante contribuição de ferro e o outro, situado na parte inferior da vertente e na zona de depressão, sujeito a uma intensa deferruginização.

Os perfís estudados desenvolveram-se através de um processo de alteração *in situ*, embora de maneira descontínua no que diz respeito ao sequenciamento das fácies. Assim observou-se que existe uma discordância entre as fácies bauxita maciça alumino-ferruginosa e a fácies bauxita friável e uma filiação direta entre as duas fácies de bauxita maciça, que são separadas pela bauxita friável. Esse fato vem corroborar a idéia que a bauxita friável foi formada pela degradação da bauxita maciça, num processo envolvendo a redistribuição do ferro e alumínio, acompanhada da transformação da hematita em goethita.

Já na parte superior, a formação da couraça é resultado da acumulação de ferro na forma de gibbsita.

Observa-se portanto que, a exceção das camadas superficiais (fácies nodular e solo), as demais fácies dos perfís estudados foram submetidas a processos de deferruginização e/ou remobilização do ferro, gerando plasmas gibbsíticos e ferruginosos respectivamente. O processo de deferruginização foi ainda observado na base do perfil, na parte inferior da bauxita maciça em direção a argila basal.

Nos perfís situados nas regiões rebaixadas o processo de deferruginização é muito mais acentuado, principalmente na fácies bauxítica. Por outro lado, ocorre acumulação de ferro na forma de lamelas na fácies superior, caracterizando um processo de ferruginização em direção ao topo.

Assim sendo, os perfís dessas regiões de baixa vertente mostraram características totalmente distintas dos demais perfís do Morro do Fraga e por outro lado bem próximas das fácies bauxita basal do depósito de Vargem dos Óculos.

Na área de Vargem dos Óculos ocorre também dois tipos de depósitos, sendo um de bauxita e o outro de caolinita. Os resultados dos estudos aí realizados, mostraram antes de tudo que os dois tipos apresentam muitos aspectos comuns no que diz respeito à sua evolução.

Desse modo foi possível observar que em ambos os depósitos a evolução se deu em decorrência de uma intensa deferruginização do material bauxítico, relacionado ou seguido de uma importante ressilificação, que foi bem mais evidente na jazida de caolinita.

Assim, a partir de um material alumino-ferruginoso cuja existência é sugerida pela presença de nódulos hematítico-gibbsítico, o processo de deferruginização gradual e progressiva, provoca a migração e redistribuição do ferro enquanto que a silicificação, evidenciada pela penetração do plasma caolinítico na reentrância de dissoluções de gibbsita, promove a transformação quase completa de gibbsita em caolinita. Na jazida de bauxita o mesmo processo teria ocorrido acrescido

de uma nova fase de deferruginização, do topo para a base, que provocou a formação dos volumes esbranquiçados.

No que diz respeito ao material que deu origem à bauxita nos dois tipos de depósitos do Quadrilátero Ferrífero, a sua identificação é muito problemática. Em primeiro lugar, há que se salientar que essas bauxitas foram profundamente modificadas pelas sucessivas acumulações aluminosas e ferruginosas mascarando qualquer evidência da rocha original.

Contudo, observações de campo e dados de laboratório dos estudos realizados (VARAJÃO, 1988b) reforçam a hipótese de metapelitos, provavelmente filitos dolomíticos, como material original dos depósitos, a exceção dos depósitos de Faria e Macaquinho que teriam se originado de sedimentos. Ficou ainda evidenciado que a evolução se deu seja *in situ* ou a partir de material remanejado.

No caso do Morro do Fraga, a bauxita das partes baixas da vertente parece estar relacionada à erosão e deposição de material bauxítico fino remanejado em direção às depressões. Esse material, sob condições hidromórficas, teria sofrido uma importante desferruginização.

A situação geológica dos depósitos de Vargem dos Óculos no interior de sinclinais soerguidos, com flancos formados por camadas itabiríticas e o centro por xistos e dolomitos (Formação Gandarela), leva a pensar que a atual topografia, com a depressão central, resultaria da erosão diferencial do substrato. Assim, uma couraça ferruginosa seria formada sobre o itabirito dos flancos do sinclinal, enquanto que sobre os xistos do miolo formaria a bauxita. Os dolomitos, seriamente afetados pela alteração, iriam formar as depressões nas quais o material bauxítico fino seria acumulado.

O fato da maioria dos depósitos do Quadrilátero Ferrífero apresentar a mesma sequência de fácies e praticamente as mesmas características, independentemente da sua posição topográfica, parece indicar que os mesmos tenham se originado sob as mesmas condições geológicas. Assim, teriam se formado por processo de bauxitização que teria ocorrido após a elaboração do relevo, em diferentes

níveis topográficos e ainda após a sedimentação da Formação Fonseca (Eoceno). Consequentemente, pode-se supor que as bauxitas do Quadrilátero Ferrífero teriam se formado no período pós-Eoceno.

Entretanto, o fato dos depósitos tipo Fraga estarem localizados sistematicamente nos níveis mais elevados, poderia ainda ser interpretado como indicação de um período de bauxitização mais antigo e anterior a elaboração da topografia.

3. BAUXITAS DA REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS

Os depósitos de bauxita da região sudeste de Minas Gerais constituem-se num cinturão de direção NE que inicia-se em São João Nepomuceno (MG) e que se prolonga até Espera Feliz (MG), com interrupções principalmente nos vales dos rios Pombas e Muriaé (Fig.11).

Com vistas à caracterização desse tipo de depósito foi realizado um estudo detalhado (LOPES, 1987 e LOPES e CARVALHO, 1988) numa área situada a 24 km a nordeste de Mirai, nas proximidades de Cataguazes (MG).

A área em questão, inserida no domínio morfo-estrutural do alinhamento das cristas do Paraíba do Sul, apresenta um relevo montanhoso com vertentes convexas e topos arredondados ou tabulares (morros meia-laranja) e com as regiões próximas exibindo um relevo forte ondulado.

Os depósitos de bauxita ocorrem de modo sistematico nos topos e nas encostas superiores dos morros meia-laranja enquanto que, nas encostas inferiores e nas baixadas, aparecem os materiais mais argilosos e areno-argilosos.

Essas bauxitas são formadas a partir de vários tipos de rochas, em geral granulitos de caráter ácido e básico, cataclasados e incluídos no chamado complexo Juiz de Fora. As rochas são muito heterogêneas, alternando leitos

Fig 11. Miraf (MG). Localização da área de estudo (LOPES, 1987)

essencialmente félsicos, de composição quartzo-feldspática com outros máficos contendo essencialmente piroxênios, anfibólios e biotita.

CARACTERIZAÇÃO DOS PERFÍS

Os estudos foram realizados em duas topossequências localizadas em um morro meia-laranja selecionado (Fig.12).

Com base na descrição de campo, foram identificadas nos perfis de topo e de encosta superior, duas zonas de alteração: bauxita ($>40\% \text{Al}_2\text{O}_3$) que ocorre na parte superior e saprolito ($<40\% \text{Al}_2\text{O}_3$) e que constitui a parte inferior. Os demais perfis apresentam exclusivamente o saprolito.

Essas duas zonas de alteração dos perfis completos apresentam, da base para o topo, a seguinte sequência de fácies: isalterita caolinítica, isalterita gibbsítica (contidos na zona do saprolito), bauxita isalterítica e bauxita aloterítica. Os perfis são geralmente recobertos por uma camada de solo.

-Fácies isalterítica caolinítica - Trata-se de fragmentos tabulares de rocha alterada constituídos de material areno-argiloso esbranquiçado, com uma porosidade fissural concordante com a foliação original. Esses fragmentos estão imersos numa matriz friável argilosa, de composição gibbsítica e caolinítica. Essa fácies apresenta um plasma isótropo, com esboço de cristalização no qual incluem-se palhetas de caolinita e prismas ferruginizados (goethita) de piroxênios e anfibólios. As fraturas e fissuras são preenchidas por um material branco (halloisita $4\text{H}_2\text{O}$) e material negro (Litioforita). Ocorre ainda quartzo fraturado, de forma errática e por vezes em leitos descontínuos ou leitos monominerálicos.

-Fácies isalterita gibbsítica - Da fácies de rocha alterada passa-se para um material mais resistente, cujos fragmentos se caracterizam pela presença de porções e leitos descontínuos brancos, brancos amarelados e róseos (essencialmente gibbsíticos), alternando-se com leitos máficos ferruginizados. Aqui também a porosidade é fissural. A isalterita gibbsítica é formada por um plasma no qual se destacam cristais de gibbsita pseudomorfos sobre porfiroclastos de feldspato e cristais de

Fig 12. Mirai (MG). Localização dos perfis estudados (LOPES, 1987)

goethita, pseudomorfos sobre hiperstênio e/ou hornblenda além de caolinita derivada de biotita ou recristalizada. Observa-se ainda a presença de quartzo com fraturas ora preenchidos por gibbsita ou por material ferruginoso.

-Fácies bauxita isalterítica - Ocorre na forma de fragmentos resistentes com estrutura gnáissica conservada e cores branco-amarelada, rósea e avermelhada composta essencialmente de gibbsita e óxidos de ferro. Apresenta um plasma gibbsítico, com vários dos pseudomorfos goethíticos preenchidos por gibbsita de acumulação absoluta (gibbsitãs). O quartzo apresenta contornos difusos e golfos de dissolução, envolvidos por gibbsita.

-Bauxita Aloterítica - É formada por fragmentos muito resistentes avermelhados e vermelho-violáceos, essencialmente gibbsítico e hematítico, com manchas brancas gibbsíticas. Apresenta importante macro-porosidade (cavidades e vacúolos), alguns dos quais preenchidos por material argilo-ferruginoso alóctone (ferrãs e ferri-argilãs). Alguns desses cristais evoluíram para ferri-gibbsitãs zonados. Com essa acumulação absoluta, a estrutura é completamente destruída.

As características química e mineralógica das fácies do depósito de Miraflores aparecem no quadro 9.

No que diz respeito à composição química, o que parece mais evidente é uma certa uniformidade no conteúdo de Al_2O_3 que supera 40% nos níveis bauxíticos, apresentando sistematicamente um ligeiro decréscimo em profundidade. Por outro lado, observa-se uma certa irregularidade na distribuição da sílica e do ferro e que reflete evidentemente, a variação na composição da rocha-mãe. O teor de ferro chega em alguns casos, a valores tão elevados (28%) a ponto de comprometer a qualidade da bauxita. Os teores de titânio (<6,2%) seguem muito de perto os valores de ferro.

Do ponto de vista mineralógico observa-se que o mineral predominante é a gibbsita, cujo teor diminui em profundidade, quando o conteúdo de caolinita (ou hallosita) passa a ser significativo. A zona da rocha alterada só tem caolinita e quartzo. O ferro ocorre preferencialmente na forma de goethita sendo que a hematita aparece principalmente na fácies bauxita aloterítica.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CAOL	GIBB	OX.Fe	ANAT
BAUXITA ISALTERÍTICA	10,2	44,7	15,8	3,3	22,9	57,0	16,7	3,4
BAUXITA ALOTERÍTICA	5,0	40,6	24,0	4,8	11,4	57,7	25,9	5,1
BAUXITA ISALTERÍTICA	5,6	39,8	23,4	4,2	13,0	57,7	25,7	4,5
ISALTERITA	15,2	33,7	23,8	4,9	35,3	33,5	26,0	5,3

QUADRO 9. Bauxita de Mirai (Sudeste de Minas Gerais). Composição química (cf. LOPES, 1987) e composição mineralógica calculada.

Entre os minerais que compõe o esqueleto destaca-se o quartzo, em parte dissolvido, na fácies bauxítica.

ASPECTOS GENÉTICOS

A interpretação genética dos perfís da bauxita da região de Mirai foi bastante dificultada, face à grande heterogeneidade da rocha original. Apesar disso, os resultados obtidos permitiram evidenciar alguns aspectos referentes à evolução desses materiais.

Um dos aspectos a ressaltar é a existência da fácies aloterítica embutida no interior da fácies isalterítica, sugerindo uma evolução polifásica dos perfís, que teria acontecido através das seguintes etapas:

- Incisão profunda (clima úmido), com drenagem livre levando à formação de uma isalterita gibbsítica que evoluiu posteriormente para uma bauxita isalterítica.
- Incisão gradual e moderada (clima mais seco), com drenagem moderada levando à formação de uma isalterita caolinítica junto a rocha.
- Nova incisão profunda, aprofundamento do perfil com formação de uma fácies isalterita gibbsítica e ao mesmo tempo evolução da isalterita caolinítica para fácies gibbsítica aloterítica.
- Fase atual, com predomínio de uma caolinização que afetou sobretudo a base do perfil.

No esquema proposto sugere-se a existência de dois perfis de alteração, sendo um mais antigo de característica essencialmente alitizante e um outro, recente, superimposto e que resulta na formação de caolinita na base do perfil.

No que se refere aos fatores de formação, foi observado que a condição desfavorável da natureza da rocha é sobrepujada pelas condições morfotectônicas. Há que se ressaltar sobretudo a ação tectônica seja através do controle estrutural, seja pelo soerguimento dos blocos. Essa ação, criando desníveis, de um lado facilita a ação geoquímica e por outro lado promove a erosão dos materiais. Na verdade supõe-se que teria existido bauxita em toda extensão da faixa, e que foi parcial ou

totalmente removida pela erosão. Quanto à idade dos depósitos estudados, com base no tectonismo Terciário que afetou a região, pode-se supor que a bauxita desenvolveu-se a partir do Terciário, num período de calma tectônica, no intervalo de fases de reativação e que posteriormente teria sido afetada pela erosão provocada por soerguimento da área

4. BAUXITAS DA REGIÃO SUL-SUDESTE

Na região sul-sudeste do Brasil, os depósitos de bauxita foram formados sobre rochas intrusivas alcalinas, que se agrupam em várias províncias. Entre elas incluem-se as chamadas Províncias Costeiras, uma das quais é formada pelos maciços de Passa Quatro e de Itatiaia.

O maciço de Passa Quatro, escolhido para os estudos detalhados (SIGOLO, 1988 e SIGOLO & BOULANGÉ, 1987), ocupa uma área de cerca de 148 km² e está localizado nos limites dos Estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro.

Do ponto de vista geológico, o maciço de Passa Quatro está contido na Província Mantiqueira Setor Central (HASSUI & OLIVEIRA, 1984) e é formado por intrusões alcalinas, apresentando uma associação granítica-alkali-sienítica (nefelina-sienitos, microsienitos, tinguaítos e fonólitos). Encontra-se circundado por rochas do embasamento precambriano, constituído principalmente de biotita-gnaisses, hornblenda-biotita-gnaisses, migmatitos e quartzitos (Fig. 13). A intrusão do maciço está relacionada à abertura do rift do Paraíba (Cretáceo Superior - Eoceno). Em seguida a essa fase tectônica desenvolveram-se, na zona de piemonte, importantes superfícies coluviais (pedimentos).

Topograficamente, distingue-se na área estudada, três zonas geomorfológicas:

-Zona de montanha, que contém o maciço de Passa Quatro, com altitudes entre 1.300 a 2.770 m e valor médio de 1.800 m.

Fig 13. Mapa Geológico da região de Passa Quatro (SÍGOLO, 1988)

-Zona de vertentes e colinas, que compreende os depósitos de talude, com cotas entre 800 e 1.300 m.

-Zona dos baixos vales, que compreende as regiões de Lavrinhas e Queluz, com altitudes entre 500 e 800 m.

O compartimento da zona de montanha corresponde à associação de escarpas elevadas (maciço de Passa Quatro) e morros mais ou menos nivelados.

No interior do maciço, o relevo é montanhoso e escarpado, com declividade superior a 30° e vertentes de perfil retilíneo. Contudo, existem ainda áreas que apresentam uma topografia mais suave, associada a vales intramontanos, com declividades inferiores e vertentes de perfil convexo-retilíneo.

Na zona de piemonte, pode-se distinguir três unidades morfológicas que, formam diferentes superfícies topográficas e caracterizam um plano (pediplano) de suave inclinação (5°):

-Superfície superior (S_1), com uma extensão de cerca de 10 km, altitude de 600 m na parte inferior e que alcança 1.300 m no ponto de ligação com o maciço. Os topos são planos e as vertentes tem perfil convexo.

-Superfície intermediária (S_2), com altitude de cerca de 100 m, está localizada num nível inferior mas, em continuidade com as vertentes convexas da superfície superior.

-Superfície inferior (S_3), que apresenta uma extensão reduzida e situa-se a 50 m abaixo do nível da superfície intermediária, com a qual se liga através de uma vertente côncava

O fundo dos vales atuais apresentam uma continuidade com essas superfícies.

CARACTERIZAÇÃO DOS PERFÍS

Na área de Passa Quatro foram identificados dois tipos de depósitos de bauxita:

-Depósitos de topo (2.200 m), tipo isalterfítico, formado diretamente da alteração das rochas alcalinas.

-Depósitos de talude, formado sobre rochas alcalinas e rochas do embasamento.

DEPÓSITOS DE TOPO

Os depósitos de topo apresentam, na parte superior da topossequência (>2.000 m), as seguinte fácies, da base para o topo: fácies inicial de alteração, bauxita friável isalterfítica (maciça e fraturada) e couraça alumino-ferruginosa fragmentada. Na porção mediana e inferior da sequência, um horizonte caolínítico, sem conservação da estrutura, pode ocorrer entre a bauxita isalterfítica e a rocha.

-Fácies inicial de alteração. Consiste no material alterado, em continuidade com a rocha, apresentando três conjuntos distintos: zona de saída, zona intermediária e zona reliquiar. Essas zonas são constituídas de minerais primários em diferentes graus de alteração e as transições entre elas são graduais. Na zona intermediária desenvolve-se um reticulado de fissuras, preenchidas por produtos secundários (gibbsita, halloisita, goethita e materiais ferruginosos amorfos), formando uma estrutura tipo box-work.

-Bauxita friável isalterfítica. É constituída por dois horizontes, sendo o inferior de caráter maciço, com fissuras estreitas, associadas a pequenas quantidades de produtos argilosos e o superior, bem fraturado e com expressivo teor de material argiloso nas fissuras.

-Bauxita maciça, com espessura entre 2 e 3,5 m, apresentando estrutura preservada e coloração amarela clara. Ocorrem pontuações avermelhadas (goethita e ferro amorfo), escuras (óxidos de manganês) e rósea (argila). A porosidade é fina a muito fina, podendo apresentar revestimento em seu interior, de material argiloso ou ferruginoso. É contituida essencialmente de gibbsita (> 80%), hematita, caolinita e goethita.

-Bauxita fraturada, com espessura entre 2 e 4,8 m, é constituída por uma matriz de textuta argilosa (gibbsita criptocristalina), com blocos e fragmentos de bauxita isalterfítica. Esses elementos apresentam coloração amarela clara e consistência mais dura que a anterior, sendo formada por gibbsita

microcristalina. Os poros são pequenos e frequentemente preenchidos por argila ou gibbsita.

-Fácies couraça alumino-ferruginosa fragmentada. Apresenta espessura de 1 a 3,8 m, alta consistência, sendo a mais densa de todas as fácies. O contato com o horizonte inferior é gradual, podendo aparecer entre eles um subnível argiloso. Os fragmentos da couraça são maciços, de forma irregular e apresentam dimensões centimétricas a decimétricas, coloração amarelada e com poros às vezes preenchidos por material argiloso-ferruginoso (óxidos-hidróxidos de ferro), de coloração vermelha e rosada. Os fragmentos são às vezes recobertos por uma matriz argilosa que, em direção ao topo, passa para uma matriz cinza escura. A composição mineralógica mostra uma predominância de gissita e hematita, além da goethita em quantidades subordinadas.

-Fácies caolinítica. Ocorre na base de alguns perfís, com espessura variando entre 2 e 9 m, e contém fragmentos e blocos de bauxita. Esses fragmentos, com diâmetro entre 2 e 90 cm, distribuem-se numa matriz argilosa de forma irregular e em quantidades que não ultrapassam 30%. Esses fragmentos apresentam, em geral, um córtex fortemente endurecido. O horizonte é cortado por planos de antigas fraturas da rocha, agora preenchidas por material argiloso, óxido-hidróxidos de ferro e de manganês e por pequenos fragmentos de bauxita.

DEPÓSITOS DE TALUDE

Os depósitos de talude são constituídos de matações e blocos de bauxita e rochas alcalinas, envolvidos numa matriz argilosa que se assenta sobre as rochas precambrianas alteradas (Fig. 14). Os depósitos de cada uma das superfícies topográficas apresentam características distintas.

O material coluvial da superfície superior pode atingir 20 m de espessura e é constituído de grandes blocos de rochas e bauxitas (10 m de diâmetro), distribuídos numa matriz essencialmente caolinítica. O perfil apresenta três horizontes, da base para o topo:

Fig 14. Passa Quatro; corte esquemático (SÍGOLO, 1988)

-Horizonte inferior, com 0 a 2 m de espessura, localizado preferencialmente nas áreas de relevo mais baixo da paleotopografia, é formado por blocos e seixos de rochas alcalinas, metamórficas e quartzíticas e de bauxitas. Estes últimos são de dois tipos, sendo um originado da alteração de sienitos e o outro formado pela alteração de rochas gnáissicas. Muitos desses blocos estão alterados em caolinita e mesmo os blocos de bauxita acham-se completamente ou parcialmente ressilicificado.

-Horizonte intermediário, com espessura entre 3 e 12 m, dependendo da paleotopografia do embasamento, é constituído de inúmeros blocos de rocha alcalina e bauxita. Os blocos de bauxita podem apresentar um núcleo de rocha e na sua parte inferior, um processo de ressilicificação. Os blocos de rochas alcalinas mostram, na parte superior, uma crosta gibbsítica e na parte inferior, uma franja caolínica, formados por processo de alteração diferencial, ligado à condições atuais de drenagem no contacto do matacão.

-Horizonte superior é estéril, com espessura de cerca de 1m e textura areno-argilosa. É resultado da evolução pedológica da parte superior do colúvio. Contém alguns blocos de rocha alcalina e localmente, alguns nódulos gibbsíticos, indicando remobilização de alumínio.

O material coluvial da superfície intermediária apresenta a mesma distribuição vertical, mas as características dos horizontes inferior e intermediário são ligeiramente diferentes.

-O horizonte inferior é mais espesso (10 m) e os blocos de bauxita mais intensamente afetados pela ressilicificação da gibbsita. A alteração dos blocos de rochas alcalinas é mais pronunciada e a transição para o horizonte intermediário é gradual.

-O horizonte intermediário, apesar de se constituir em minério, apresenta menor quantidade de blocos de bauxita e maior número de blocos de rocha.

O material coluvial da superfície superior, com espessura de mais de 10 m, é constituído de blocos e seixos de rochas alcalinas e alguns raros seixos de bauxita envolvidos por uma matriz areno-argilosa.

A composição química e mineralógica das facies do perfil do topo é mostrada no quadro 10.

Do ponto de vista da composição química há que se salientar os teores bastante reduzidos de sílica que não ultrapassam 2%, a exceção da facies bauxita isalterita fraturada que apresenta valores um pouco superiores, podendo atingir até 5%. Essa variação está relacionada à presença de caolinita em zonas de fratura nesta facies.

Os teores de ferro, embora ligeiramente superiores, não são muito elevados (cerca de 6%), apresentando uma leve concentração na facies bauxita isalterita fraturada.

No que se refere à composição mineralógica, o perfil é predominantemente gibbsítico, com teores subordinados de hematita, caolinita e goethita a exceção da facies caolinita, onde este último pode atingir 70%, com teores secundários de gibbsita e goethita.

ASPECTOS GENÉTICOS

Os estudos petrológicos, mineralógicos e geoquímicos sobre as várias facies permitiram estabelecer-se os processos envolvidos na evolução das bauxitas do Maciço de Passa Quatro.

Foi possível identificar dois conjuntos de mecanismos, sendo que um deles seria responsável pela bauxitização direta das rochas alcalinas e o outro conduziria à degradação dessa bauxita.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CAOL	GIBB	OX.Fe	ANAT
COURAÇA Al-Fe FRAGMENTADA	1,8	58,5	5,5	1,1	3,9	89,2	5,7	1,1
BAUX. ISALTERÍTICA FRATURADA	2,4	56,7	7,2	1,5	5,3	85,6	7,6	1,5
BAUX. FRIÁVEL ISALT. MACIÇA	0,5	58,5	6,4	1,6	1,2	90,5	6,7	1,6
ROCHA	58,0	20,8	1,6	0,8				

QUADRO 10. Bauxita de Passa Quatro (Região Sudeste). Composição química (cf SIGOLO, 1988) e composição mineralógica calculada.

A bauxitização direta formaria a bauxita isalterítica com conservação da estrutura e textura da rocha-mãe mantidas pelo arcabouço formado pelas alterações pseudomórficas. A alteração é acompanhada pela migração, em micro e macro-escala, de produtos secundários (gibbsita e goethita) que se depositam nos vazios deixados no processo. Ocorre, portanto, uma concentração relativa e absoluta de alumínio e ferro liberados na alteração, na forma de gibbsita e goethita.

Por outro lado, dois mecanismos foram identificados e que levam à degradação química da bauxita isalterítica.

O primeiro deles ocorre em superfície e é caracterizado pela remobilização de alumínio e ferro na facies couraça alumino-ferruginosa fragmentada, que se encontra em descontinuidade com o restante do perfil de alteração mais antigo.

O outro mecanismo refere-se à degradação na base, envolvendo ressilicificação da bauxita isalterítica, mecanismo este que ocorre também nas superfícies 1 e 2 dos depósitos de talude.

Ao lado da desagregação química, ocorreu uma desagregação mecânica, em consequência do soerguimento do maciço, na época da abertura do rift do Paraíba. Desse modo, os depósitos de bauxita inicialmente existentes sobre o maciço, seriam destruídos e os seus restos iriam formar os depósitos de talude, distribuídos nas três superfícies.

No que diz respeito à cronologia dos eventos, os resultados permitem supor duas épocas distintas de bauxitização, sendo a mais antiga datada do Eoceno Inferior ao Oligoceno Inferior e a mais moderna do Mio-Plioceno ao atual.

O primeiro evento estaria relacionado à superfície inicial (Sul Americana de KING, 1956), enquanto que a superfície superior (S_1) estaria relacionada ao evento tectono-magmático que ocorreu no Vale do Paraíba, logo após ou concomitantemente à sua instalação. As superfícies subsequentes (S_2 e S_3) seriam formadas respectivamente no Mioceno Médio-Superior e Plioceno-Quaternário.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nesta parte será apresentada uma síntese dos resultados mais significativos alcançados, dando maior ênfase às eventuais contribuições trazidas para o conhecimento das bauxitas, tanto a nível regional como global.

Os estudos micromorfológicos, mineralógicos e geoquímicos realizados nos principais tipos de depósitos de bauxita permitiram, acima de tudo, a identificação e caracterização detalhada das facies que constituem os seus perfís.

Essa caracterização mostrou que na maioria dos depósitos, a camada de bauxita propriamente dita é constituída de um material maciço, friável, poroso e com estrutura da rocha original preservada, caracterizando uma bauxita do tipo isalterítica. Na região sudeste de Minas Gerais, bem como na região sul do Brasil, as bauxitas apresentam características ligeiramente diferentes. Ambos os tipos de depósitos apresentam-se na forma de fragmentos imersos numa matriz friável, constituída de um material fino, em geral gibbsítico.

Na maior parte dos depósitos a camada bauxítica é capeada por um horizonte de couraça, muito ferruginoso, contendo ainda zonas mais aluminosas. É ainda frequente na parte superficial dos perfís, a presença de um nível nodular.

Na região Amazônica, a bauxita é recoberta sistematicamente por uma camada caolinítica, de espessura variável, cuja origem tem sido admitida por muitos como sendo sedimentar, recebendo a denominação de Argila Belterra.

Os estudos realizados na área de Porto Trombetas, trouxeram algumas evidências morfológicas e geoquímicas que permitiram sugerir outras interpretações para a evolução dos perfís.

Nesse material, foi verificada a presença de elementos residuais (grãos de quartzo e nódulos de gibbsita), que sugerem uma formação *in situ*, por degradação de materiais pré-existentes. Os nódulos gibbsíticos e suas relações de contacto com a matriz argilosa, parecem indicar que esse material prévio seria uma bauxita, que teria dado origem à camada argilosa por ressilicificação.

Na realidade, foi possível verificar, através das análises micromorfológicas e das observações de campo, que esse processo de ressilicificação ocorre atualmente de modo intenso na parte superior da camada bauxítica.

Contudo, por enquanto, não é possível uma interpretação mais segura quanto à natureza do material que deu origem a camada argilosa, uma vez que a ação continuada dos processos geoquímicos apagou todas as evidências petrográficas que pudessem permitir sua identificação.

Uma possível evidência, que viria corroborar a idéia de uma evolução *in situ* desse material, é a maior concentração de Ti e Zr na camada argilosa, que poderia ser interpretado como resultado de acumulação relativa, .

Uma característica comum a praticamente todos os tipos de depósitos, é a presença de um material argiloso caolinitico na base do perfil, entre a camada bauxítica e a rocha. Em grande parte dos depósitos essa camada argilosa formou-se por um processo de degradação da bauxita, através de mecanismos de ressilicificação.

No depósito de Porto Trombetas (região Amazônica) esse mecanismo de ressilicificação pode ser verificada com nitidez através das evidências micromorfológicas (passagem entre os grãos de gibbsita e a matriz) e geoquímicas (concentração de Ti e Zr). Esse mecanismo é também evidente no caso da área de Vargem dos Óculos (MG), que poderia ser inclusive responsável pela formação da jazida de caolinita , ao lado do depósito de bauxita.

Entretanto, nas bauxitas de Mirai (sudeste de Minas Gerais) e de Passa Quatro (região sudeste), essas evidências não são tão claras.

No caso de Mirai, os resultados parecem sugerir para a camada caolinítica um processo de formação diferente, ligado a uma evolução polifásica do perfil.

Dentro do esquema proposto ocorreria, na fase atual, um processo de sialitização, originando a camada caolinítica que aparece na base dos perfis de topo e no perfil todo das partes de baixa vertente.

No caso de Passa Quatro foi observado que a camada caolinítica ocorre somente nos perfis situados da metade da vertente para baixo. Essa camada apresenta na parte superficial fragmentos de bauxita, que mostram uma certa continuidade com a matriz. Esse fato poderia ser considerado como uma evidência do mecanismo de ressilicificação na base da bauxita, que poderia ser responsável pela formação da camada argilosa.

Entretanto, as observações de campo, na área e mais particularmente na região de Poços de Caldas, poderia sugerir uma outra interpretação, com base na posição topográfica dos perfis.

Na parte baixa da topografia, onde as condições de drenagem são imperfeitas, formaria uma camada caolinítica. Esse material, sendo impermeável, reduziria o fluxo de soluções, bloqueando o movimento de migração lateral. Com a continuação do processo o limite gibbsita/caolinita sofreria uma migração remontante, deixando para trás perfis com caolinita na base. Essa interpretação pressupõe que a colininização é o processo ativo na fase atual, a exceção das áreas em vertentes íngremes, onde a bauxitização ainda existe.

Como conclusão, pode-se dizer que, os estudos realizados mostraram que a degradação da base das camadas bauxíticas, por ressilicificação, é um processo ativo na maioria dos depósitos e sem dúvida contribuiu para a formação da camada caolinítica basal. Contudo, não se pode afirmar categoricamente, que toda a camada caolinítica tenha tido essa origem, sendo provável que outros mecanismos possam ter participado no processo.

A contribuição mais significativa dos estudos realizados nos vários depósitos de bauxita do Brasil, situam-se a nível da evolução genética dos perfís, onde foi possível colocar em evidência a influência dos diversos fatores de formação.

É fato sabido que a formação de bauxitas ocorre em condições onde existe uma convergência dos fatores de formação, entre os quais destacam-se as condições climáticas, geológicas e morfotectônicas.

No que diz respeito às condições tectônicas, a manifestação mais importante, com reflexos no processo de bauxitização, foi a reativação Waldeniana (Terciária), associada à abertura do rift do Paraíba e que provocou na área, uma compartimentação do relevo em blocos. Essa tectônica, através de soerguimentos relativos, seria responsável de um lado pela evolução polifásica dos perfís da região e por outro lado, pela remoção dos depósitos de bauxita de alguns locais.

A partir do Terciário Inferior, o Brasil apresentou uma razoável estabilidade, não oferecendo pois, nenhum obstáculo à bauxitização.

Já com relação às condições topográficas, foi possível destacar sua influência não só no sentido de favorecer a formação da bauxita, como principalmente, propiciando o desenvolvimento de diferentes tipos de depósitos.

Um exemplo típico da influência da topografia pôde ser observado na região de Mirai (MG), onde as rochas não são muito favoráveis à bauxitização, face aos elevados teores de sílica e/ou ferro. Nessa situação, o processo ocorreu muito mais em função de situações topográficas que favorecem a livre drenagem. Desse modo, a bauxita só teria se formado nas partes altas do relevo, enquanto que nas demais situações formar-se-ia a caolinita.

No que se refere à formação de diferentes tipos de perfís, um bom exemplo é o das bauxitas do Quadrilátero Ferrífero (MG), representadas pelos depósitos do Morro do Fraga (depósito de topo e vertente) e Vargem dos Óculos (depósito de depressão).

No Morro do Fraga ocorrem dois tipos de perfís, sendo um na parte superior da vertente, caracterizado por uma acentuada influência do ferro e o outro, que ocorre na parte inferior e na depressão, é marcado, em praticamente todas as suas facies, por uma intensa deferruginação. A mesma situação, em escala diferente, ocorre no caso de Vargem dos Óculos.

Nesses dois perfís, a influência da topografia também se fez sentir na natureza do material original. Nas partes mais elevadas o material original seria constituído dos metapelitos da Formação Gandarela, enquanto que nas situações de baixa vertente e depressões o material original seria a bauxita remanejada, na forma de finas partículas, provenientes das partes altas. Entretanto é difícil precisar se todo o material que se encontra nas depressões é remanejado ou se parte dele não teria evoluído também diretamente a partir dos metassedimentos.

Essa influência também é evidente no caso do depósito de Passa Quatro (região sudeste), onde foram identificados dois mecanismos na formação dos depósitos de bauxita, intimamente associados à posição topográfica. O primeiro deles, refere-se à bauxitização direta da rocha, caracterizado pela presença de gibbsita e óxido-hidróxido de ferro e ocorre nas regiões de topo. O outro, que ocorre da metade da vertente para baixo, é caracterizado pela formação de uma camada caolinítica na base do perfil, sem conservação da estrutura.

Ainda em Passa Quatro, foi observada a presença de depósitos de talude, distribuídos em várias superfícies topográficas, resultante da desagregação mecânica das bauxitas de topo, em consequência do soerguimento do maciço, associado à abertura do rift do Paraíba.

No que diz respeito à natureza da rocha a sua influência foi observada praticamente em todos os depósitos estudados, principalmente no sentido de conferir às bauxitas diferentes características. É o caso, por exemplo, de Miraf onde as diferentes composições da rocha original produzem bauxitas ora mais silicosas ora mais ferruginosas, chegando mesmo, em casos extremos, a prejudicar a qualidade do minério.

O exemplo mais evidente da influência da natureza da rocha pode ser observado nas bauxitas da região sudeste. Nessa região as condições climáticas são totalmente desfavoráveis, face às baixas temperatura e a bauxita somente se forma em rochas previamente enriquecidas em alumínio e pobres em sílica, ou seja, em rochas alcalinas.

Um outro aspecto que ficou evidente nos estudos realizados, foi a influência das condições climáticas como determinante da formação e distribuição das bauxitas no Brasil.

As condições climáticas teriam sido favoráveis nas regiões brasileiras compreendidas entre o extremo norte e $21-22^{\circ}\text{S}$, prolongando-se um pouco mais (24°S) na zona costeira. Dentro dessa faixa territorial haveria predominância do fator climático, de modo que a bauxita se formaria praticamente sobre qualquer tipo de rocha.

Abaixo dessa faixa, com as condições climáticas tornando-se cada vez menos favoráveis, principalmente em função do abaixamento da temperatura média, a bauxitização somente ocorreria em rochas favoráveis, ou seja, rochas alcalinas. Abaixo de um determinado limite (28°S , altura da cidade de Lages, SC), sob condições climáticas ainda mais desfavoráveis, nem mesmo as rochas alcalinas formam bauxita.

No que diz respeito à época de formação, foi possível, com base em critérios geomorfológicos ou geoquímicos estabelecer-se a provável idade das bauxitas brasileiras.

Na região de Porto Trombetas, utilizando-se a maior concentração de Ti e Zr na camada bauxítica e admitindo-se uma alteração in situ, foi possível estimar-se a espessura do sedimento, que teria formado o perfil atual, em cerca de 40 m. A partir desse dado, pôde-se avaliar o tempo de formação dessa bauxita, chegando-se a valores de no mínimo 25 milhões de anos. Essa estimativa coloca como provável material de origem das bauxitas de Trombetas a Formação Alter do Chão, de idade Aptiano-Turoniano.

Por outro lado, na região do Quadrilátero Ferrífero, o fato da maioria dos depósitos apresentar características similares, independente da situação topográfica, foi interpretado como evidência de uma origem contemporânea. O fato da bauxita ocorrer também sobre os sedimentos da Formação Fonseca, sugere que a bauxitização na região seria posterior à sedimentação e portanto de idade pós Eoceno.

No que se refere às regiões de Mirai e Passa Quatro, as evidências geomorfológicas, baseadas na evolução do relevo associado à abertura do rift do Paraíba, sugerem que a bauxitização teria ocorrido também a partir do Teciário Inferior.

É conveniente salientar ainda, que foram encontradas em determinadas regiões, algumas evidências, que embora ainda não conclusivas, sugerem a existência de mais de um período de bauxitização. Durante o primeiro período teria se formado uma bauxita original, hoje praticamente toda destruída, a exceção de alguns locais privilegiados, onde a situação topográfica favorável teria contribuído para a sua preservação.

É o caso, por exemplo do Quadrilátero Ferrífero, onde a ocorrência dos depósitos tipo Fraga sistematicamente nos níveis mais elevados, parece sugerir que os mesmos representem o produto de uma bauxitização mais antiga e que corresponderia à bauxita original da região.

No caso da área de Mirai, a presença de uma bauxita aloterítica, intercalada na bauxita isalterítica, sugere também duas fases de bauxitização.

Na região de Passa Quatro, as evidências referem-se às relações da bauxitização com a evolução do relevo, associado ao soerguimento do maciço e a formação dos vários níveis topográficos. A bauxitização mais antiga, teria ocorrido do Eoceno Inferior ao Oligoceno Inferior e estaria relacionado a uma superfície de aplainamento inicial (Sul Americana). As bauxitas encontradas no topo do maciço seriam restos dessa bauxita original, preservada pelas condições topográficas favoráveis. O outro período seria mais recente (Mio-Plioceno a atual) e relacionado às superfícies

que se desenvolveram do desmantelamento da superfície inicial, após o soerguimento do maciço.

Em resumo, pode-se dizer, que a maioria dos depósitos, independentemente de ter tido uma ou duas fases de bauxitização, teria se formado, ou pelo menos iniciado a sua formação, a partir do Terciário Inferior (Eoceno), como acontece aliás, com grande parte dos depósitos lateríticos do mundo.

BIBLIOGRAFIA

- ALEVA, G. J. J., 1981. Essential difference between the bauxite deposits along the southern and northern edges of the Guiana Shields, South America. *Econ. Geol.*, 76: 1142-1152.
- ALEXANDER, L.T. & CADY, J.G. 1962. Genesis and hardening of laterite in soils. *Soil Conserv. Serv., US Dept. Agric.*, 1282
- ALMEIDA, E. B. de, 1977. Geology of the bauxite deposits of the Poços de Caldas Alkaline District, State of Minas Gerais, Brazil. Ph.D. Thesis, Stanford University, 265p. (Inédito).
- ASSAD, R. 1973. Depósitos de bauxita da região de Paragominas. Pará. *Congr. Bras. Geol.*, XXVII, Resumos, 1: 24-25.
- ASSAD, R., 1978. Depósitos de bauxita na Amazônia. *Congr. Bras. Geol. XXX, Anais. Recife*, 6: 2511-25-19.
- AUBERT, G. 1954. Les sols latéritiques. *Congr. Int. Sci. Sol V, Leopoldville, 1954. Vol. 1*: 103-118.
- AZEVEDO, L. G., 1960. Vegetação. In: *Enciclopédia dos Municípios brasileiros. Grande região Leste. Rio de Janeiro, IBGE*, v. 7: 125-164
- BAHIA, R. R. & ABREU, F. A. M. de, 1985. O Rift do Amazonas - Sistema aulacogênico na plataforma Amazônica. *Simp. Geol. Amaz., II, Anais, Belém*, p. 222-241.
- BARBOSA, O., 1936. Notas preliminares sobre o planalto de Poços de Caldas e suas possibilidades econômicas. *DNPM - SFPM*, av. n^o 8, 33 p.
- BARDOSSY, Gy., 1964. Die Entwicklung der Bauxitgeologie seit 1950. *Symp. Bauxites Oxydes Hydroxydes d'Aluminium, Zagreb 1-3 X, 1963 1*: 31-50.
- BARDOSSY, Gy., 1982. Karst bauxites. Bauxite on carbonate rocks. Elsevier Ed., *Develop. in Econ. Geol.*, 14, 441 p.
- BAUER, M. 1898. Beitrage zur Geologie der Seychellen, insbensondere zur Kenntniss des Laterits. *Neus Jahrb. f. Min.*, 2: 163-219. (In CHATELIN, 1972).

- BENETT, H.H. & ALLISON, R.V. 1928. The soils of Cuba. Trop. Plant. Research Foundation, Washington, 409p. (In CHATELIN, 1972).
- BERTHIER, P. 1821. Analyse de l'alumine hydratée des Baux, Département des Bouches du Rhône. Ann. Miner. 6: 531-534.
- BOCQUIER, G. 1971. Génèse et évolution de deux toposéquences des sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogeodynamique. Thèse Doc. Sc. Strasbourg e Mém. ORSTOM., 1973, 62, 350 pp.
- BOCQUIER, G., BOULANGÉ, ILDEFONSE, P., NAHON, D. & MULLER, J. P., 1982. Transfer, accumulation modes, mineralogical transformations and complexity of historical development in lateritic profiles. Int. Simp. Lateritisation Proc., 2, São Paulo, 1983, p. 331-343.
- BOCQUIER, G., MULLER, J. P. & BOULANGÉ, B., 1984. Les laterites. Connaissances et perspectives actuelles sur les mecanismes de leur differentiation. AFES, Paris, Libre Jubilaire du Cinquantenaire, p. 123-138.
- BONIFAS, M. 1959. Contribution a l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mem. Serv. Carte Géol. Als.Lor. n° 17, 159 p.
- BOULANGÉ, B., 1984. Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Trav. et Doc. ORSTOM, Pris, 175, 341 p.
- BOULANGÉ, B. & CARVALHO, A., 1988. Guide book. Excursions I and II. Int. Congr. ICSOBA, VI, Poços de Caldas, MG. 49 p.
- BOULANGÉ, B. & CARVALHO, A., 1989. The genesis and the evolution of the Porto Trombetas bauxite deposits in the Amazon Basin, Pará, Brazil. Int. Congr. ICSOBA, VI, 1988, Poços de Caldas, MG (No prelo).
- BOULANGÉ, B. & MILLOT, G., 1988. La distribution des bauxites sul le craton Ouest-Africain. Sci. Géol., Bull., Strasbourg, 41, 1: 113-123.
- BOULET, R. 1974. Toposéquences des sols tropicaux en Haute Volta. Equilibre et déséquilibre paleoclimatique. Thèse Doc. Sc., Strasbourg e Mém. ORSTOM, 1978, 85, 272 pp.
- BRINDLEY, G.W. & ROBINSON, K. 1946. The structure of kaolinite. Min. Mag. 27: 242-253.
- BRINDLEY, G.W.; ROBINSON, K. & GOODYEAR, J. 1948. X-Rays studies of halloysite. Min. Mag. 28: 393-428.
- BUCHANAN, F., 1807. A journey from Malabar through the countries of Mysore, Canara and Malabar. East Indian Co., London, 2: 440-441
- CAMPBELL, J.M. 1917. Laterite: its origin, structure and minerals. Min. Mag. 17: 67-77, 120-128, 171-179, 220-229.

- CAPUTO, M. V., 1985. Origem do alinhamento do Juruá. Bacia do Solimões. Simp. Geol. Amaz., II, Anais, Belém, p. 242-258.
- CHATELLIN, Y. 1972. Les sols ferrallitiques. Tome 1. Initiations Documentations Techniques n° 20. ORSTOM, Paris, 98p.
- CHAUVEL, A. 1976. Recherches sur les transformations des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Evolution et réorganisation des sols rouges en Moyenne Casamance. Thèse Doc. Sc. Strasbourg e Trav. Doc. ORSTOM, 62, 542p.
- CORRENS, W. 1961. The experimental chemical weathering of silicates. Clay Minerals Bull. 26, 4: 249-264.
- DAEMON, R. 1975. Contribuição à datação da formação Alter do Chão, bacia do Amazonas, Rev. Bras. Geociênc., 5: 78-84.
- DE MARTONNE, E., 1943. Problemas morfológicos do Brasil atlântico. Rev. Bras. Geogr. 5 (4): 3-30- e 6 (2): 3-26.
- DELVIGNE, J. 1965. Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Mém. ORSTOM, 13, 177p.
- DENNEN, W.H. & NORTON, H.A. 1977. Geology and geochemistry of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin. Econ. Geol., 72: 82-89.
- DHOORE, J. 1954. Accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. INEAC, 62, 131p.
- DUBOIS, G. C. 1903. Beitrag zur Kenntniss der surinamische Laterit und Schurtzrindenbildung. Min. Petr. Mitt., 22: 1-61. (In CHATELLIN, 1972).
- EDELMAN, C. H. 1946. Les principaux sols de Java. Rev. Int. Bot. appl. trop., 26, n° 287-288: 505-511. (In CHATELLIN, 1972).
- ERHART, H. 1926. L'influence de l'origine géologique et des facteurs extérieurs sur la formation et la valeur culturale des terres latéritiques de l'est de Madagascar. Larose, Paris 112p.
- ERHART, H. 1956. La génèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson Ed., Paris, 83p.
- ERHART, H. 1973. Itinéraires géochimiques et cycle géologique de l'aluminium. DOIN, Ed. S.A., Paris, 499p.
- ESWARAN H., 1979. The alteration of plagioclases and augites under different pedo-environmental conditions. J. Soil Sci., 30, 3: 547-555.
- FERMOR, L.L. 1911. What is laterite? Geol. Mag. dec. V, vol.8: 454-462, 507-516, 559-566.

- FLEISCHER, R. & OLIVEIRA, V. P., 1969. Bauxitas do Quadrilátero Ferrífero. *Rev. Min. e Met.*, 1: 295.
- FOX, C.S. 1932. Bauxite and aluminous laterite. 2nd. Ed. The Tech. Press, London, 32, 312p.
- FRITZ, B. & TARDY, Y., 1973. Étude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 26 (4): 339-369.
- GARRELS, R. M. & CHRIST, C. L., 1965. Solutions, minerals and equilibria. Harpers and Row, New York, 450 p.
- GENSE, C., 1976. L'altération des roches volcaniques basiques sur la côte orientale de Madagascar et à la Réunion. Thèse Doc. Sci., Strasbourg, 176 p.
- GLINKA D. K. 1931. Treatise on soil science. 4th. ed. transl. 1963. National Science Foundation, Washington, 674p.
- GORDON, M. & TRACEY, J. I., 1952. Origin of the Arkansas bauxite deposits. Problems clay and laterite genesis. *AIMME*, p. 12-34.
- GORDON, M; TRACEY, J.I. & ELLIS, M.W. 1958. Geology of the Arkansas bauxite region. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 299: 1-268.
- GREENE, H. 1947. Soil formation and water movement in the tropics. *Soils and Fert.*, 10, 3: 253-256.
- GRIM, R.E. 1968. Clay mineralogy. 2d. ed. Mc Graw-Hill, New York. 348p.
- GRIM, R.E.; BRAY, R.H. & BRADLEY, W.F. 1937. The mica in argillaceous sediments. *Am. Miner.* 22: 813-829.
- GRUBB, P.L.C. 1971. High level and low level bauxitization: a criteriom for classification. *Min.Sci.Eng.* 5,3: 219-231
- GRUBB, P.L.C. 1979. Genesis of bauxite deposits in the lower Amazon Basin and Guiana coastal plain. *Econ. Geol.*, 74: 735-750.
- HARDER, E.C. 1949. Stratigraphy and origin of bauxite deposits. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 60: 887-908.
- HARDER, E.C. 1952. Examples of bauxite deposits illustrating variation in origin. Symp. Probl. of Clay and Laterite Genesis. Am. Inst. Min. Metall. Eng. N.Y.
- HARRASSOWITZ, H. 1926. Laterit. *Fortschr. Geol. Paaleont.*, 4: 253-566. (In CHATELIN, 1972)
- HARRASSOWITZ, H. 1930. Boden der tropischen Region. Laterit und allitischer (lateritischer) Rotlehm. In *Handbuch der Bodenlehre* von E. Blanck. J. Springer, Berlin, 3Bd: 387-436. (In CHATELIN, 1972)

- HARRISON, J.B. 1933. The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. *Imp. Bur. Soil Sci., Harpenden*, 79p.
- HASSUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F., 1984. Província Mantiqueira, Setor Central. In: *O pré-cambriano do Brasil*. Edgar Blucher Ed. São Paulo, 378 p.
- HOLLAND, T.H. 1903. On the constitution, origin and dehydration of laterite. *Geol. Mag. dec. IV*, vol. 10: 59-69. (In CHATELIN, 1972).
- HOSE, H.R. 1960. The genesis of bauxites. The ores of aluminium. *Int.Geol.Congr.* 21, Norden. 16: 237-247.
- JANNETTAZ, 1877. Gibbsite et bauxite de la Guyane Française. *Bull. Soc. minéral. Fr.*, 1: 70-71. (In CHATELIN, 1972).
- JOFE, J.S. 1949. *Pedology*. 2nd Ed. *Pedol. Publ.* New Brunswick (N.J.), 662 p.
- KING, L. C., 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geograf.* Ano XVIII, 2: 147-265.
- KONTA, J., 1958. Proposed classification and terminology of rocks in the series bauxite-iron oxide ore. *J. Sediment. Petrol.* 28: 83-86.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas-Açailândia (Estado do Pará e Maranhão). *Rev. Bras. Geociênc.*, 11,(3): 193-202.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1984. Génèse des bauxites latéritiques du district de Nhamundá-Trombetas, région de la Basse Amazone. Brésil. *Congr. National Soc. Savantes*, 109^o, Science, I: 347-357.
- KRONBERG, B.I., FYFE, W.S., MCKINNON, B.J., COUSTON, J.F., STILIANIDI, F.B. & NASH, R.A. 1982. Model for bauxite formation: Paragominas (Brazil). *Chem. Geol.*, 32: 311-320.
- LACROIX, A. 1913. Les laterites de la Guinée et les produits de altération qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat., Paris*, t. V fasc. 2.
- LACROIX, A. 1932 *Minéralogie de Madagascar*. t.III, Soc. Marit. et Col. Paris.
- LACROIX, A. 1934. Les phénomènes d'alteration superficielle des roches silicatées alumineuses des pays tropicaux: conséquence au point de vue minier. In: *Introduction aux études minières coloniales*. Pub. Bur. Etudes Géol. Min. Col. 2: 19-47.
- LAJOINIE J.P. & BONIFAS, M. 1961. Les dolerites du Konkouré et leur alteration. *Bull. BRGM n°2*: 1-34.
- LAPPARENT, J de. 1930. Les bauxites de la France Méridionale. *Mém. Carte Géol. de France*, Paris 186p.

- LELONG, F.;TARDY, Y.; GRANDIN, G.;TRESCASES,J.J.& BOULANGER, B. 1976. Pedogenesis, chemical weathering and processes formation of saine supergene deposits. In: Handbook of strata bound and stratiform ore deposits 3. Supergene and superficial ore deposits. Ed.K.W.Wolf, Elsevier, N.Y.,93-173.
- LEPRUN, J.C. 1977. La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Étude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'Ouest. Sér. Géol., Strasbourg, 30, 40: 265-273.
- LEPRUN, J.C. 1979. Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Génèse, transformations, dégradation. Thèse Doc. Sc. Strasbourg e Mém. Sc. Géol., Strasbourg, 58, 224p.
- LOPES, L. M., 1987. A evolução mineralógica, micromorfológica e química da bauxita e materiais correlatos da região de Mirai, MG. Tese Mestrado Inst. Geociências - USP, São Paulo, 120 p. (Inédito).
- LOPES, L. M. & CARVALHO, A., 1989. Gênese da bauxita de Mirai, MG. Rev. Bras. Geociências. (No prelo)
- LUCAS, Y., 1988. Systèmes pédologique en Amazonie Bresilienne. Equilibres, desequilibres et transformations. Thèse Doc. Sci. Univ. Poitiers, 157 p. (Inédito).
- LUCAS, Y., KOBILSEK, B. & CHAUVEL, A., 1988. Structure, genesis and present evolution of Amazoniam bauxite developped on sediments. Int. Congr. ICSOBA, VI, Poços de Caldas, MG. (No prelo).
- MAIGNIEN, R. 1958. Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique Occidentale). Mém. Serv. Géol. Als-Lorr., Strasbourg, 16, 239p.
- MAIGNIEN, R., 1966. Compte rendu de recherches sur laterites. UNESCO., Recherches sur les ressources naturelles, 4, Paris, 155 p.
- MARBUT, C. F., 1930. Morphology of laterite. Int. Congr. Soil Sci., 1930, Leningrad, Moscow, 5: 72-80.
- MEAD, W. J. 1915. Ocurrance and origin of the bauxite deposits of Arkansas. Econ. Geol., 10: 28-54.
- MELFI, A. J. & CARVALHO, A., 1982. Bauxitization of alkaline rocks in Southern Brazil. Sci. Géol., Mém., 73: 161-172.
- MELFI, A. J. & PEDRO, G., 1974. Étude sur l'alteration experimentale de silicates mangesifère et la formation exogène des gisements de manganèse. Bull. Gr. Fran. Argiles t. XXVI: 91-105.
- MELFI, A. J., TRESCASES, J. J., CARVALHO, A., OLIVEIRA, S. M. B., RIBEIRO FILHO, E. & FORMOSO, M. L. L., 1988. The lateritic ore deposits of Brazil. Sci. Géol. Bull., 41: 1-32.

- MEUNIER, S., 1872. Sur l'existence de la bauxite à la Guyane Française. C. R. Ac. Sci., 74: 633-634.
- MILLOT, G., 1964. Géologie des argiles. Mason Ed., Paris, 499 p.
- MILLOT, G., 1977. Géochimie de surface et formes du relief. Sci. Géol. Bull., 30 (4): 229-233.
- MILLOT, G., 1983. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. Int. Symp. Laterit. Processes, II, 1982. Proceedings, São Paulo, p 53-63.
- MILLOT, G. & BONIFAS, M., 1955. Transformation isovolumétrique dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation. Bull. Ser. Carte Géol. Als-Lorr., 8: 3-10.
- MILNE, G., 1934. Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils. Soils Res. 4, 2: 183-198.
- MOHR, F. J. C., 1932. The soils of equatorial regions. E. Brothers, Ann. Arbor, Michigan, 765 p.
- MOHR, F. J. C. & VAN BAREN, F. A., 1954. Tropical soils. Interscience Publ., London, New York, 498 p.
- MONIZ, A. C., 1969. Estudo mineralógico de argilas do maciço alcalino de Poços de Caldas, São Paulo, FFCL - USP, Bol. 304, Min., 19, 134 p.
- MONTALVÃO, R. M. G. de & BESERRA, P. E. L., 1985. Evolução geotectônica do craton amazônico (Amazônia legal) durante o Arqueano e Proterozóico. Simp. Geol. Amaz., II, Anais, Belem.
- MULLER, J. P., BOCQUIER, G., NAHON, D. & PAQUET, H., 1981. Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizon nodulaire du Congo. Cah. ORSTOM., sér. Pedol. XVIII, 2: 87-109.
- NAHON, D., 1976. Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires du Sénégal Occidental et du Mauritanie. Systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence. Thèse Doc. Sci. Strasbourg et Mém. Sci. Géol., 44, 232 p.
- NAHON, D. & MILLOT, G., 1977. Enfouissement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigenèse du manteau d'altération des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. Sci. Géol., Strasbourg, 30 (4): 275-282.
- NORTON, S.A. 1973. Laterite and bauxite formation. Econ.Geol. 68, 3: 353-361.
- PATTERSON, S.H. 1967. Bauxites reserves and potential aluminium resources of the world. Geol.Survey, Washington, 1228, 176p.
- PEDRO, G., 1964. Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Ann. Agron., 2, 3, 4: 85-456.

- PEDRO, G., 1966. Intérêt géochimique et signification mineralogique du paramètre moléculaire Ki, dans l'étude des latérites et de bauxites. Bull. Gr. Fr. Argiles, Nouv. Sér. 13, PARIS, 18 P.
- PEDRO, G., BERRIER, J. & TESSIER, D., 1970. Recherches experimentales sur l'altération "allitique" des argiles dioctaedriques de type kaolinique et illitique. Bull. Gr. Fr. Argiles XXII: 29-50.
- PEDRO, G., & BITTAR, K. E., 1966. Contribution a l'étude de la genèse des sols hypermagnésien. Recherches experimentales sur l'altération chimiques des roches ultrabasiques (serpentes). Ann. Agron., 17 (6): 611-651.
- PEDRO, G., & INIGUEZ, J., 1967. Recherches sur le rôle de la roche mère dans l'altération provoquée en conditions acides. Sci. du Sol 1: 93-111.
- PEDRO, G., & LUBIN, 1968. Études sur l'évolution géochimique de gels aluminosiliciques et la formation des hydroxydes d'aluminium en conditions de libre drainage. Ann. Agron. 19 (3): 293-347.
- PEDRO, G., & MELFI, A. J., 1970. Recherches experimentales sur le comportement des hydrates ferriques et des constituants silico-ferriques amorphes en milieu lessivé. Influence de la presence de silice dans les solutions d'altération sur le developpement des phénomènes évolutifs. Pedologie, XX, 1: 5-33.
- PINTO, M. da S., 1938. Bauxita em Poços de Caldas. DNPM., Min.bol., 22, 71 p.
- PRESCOTT, J.A. & PENDLETON, R.L. 1952. Laterite and lateritic soils. Commonw. Agric. Bur. , Bucks, England, 51 p.
- RADAM, 1973. Projeto Radam Brasil. Levantamento de recursos naturais. Folha SA-20 Manaus, Minist. Minas Energia. DNPM., 623 p.
- RADAM, 1983. Projeto Radam Brasil. Levantamento de recursos naturais. Folhas SF-23/24 Rio de Janeiro/Vitória, Minist. Minas Energia, DNPM., 780 p.
- RAMOS, C. R., 1982. A parte setentrional do craton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: Geologia do Brasil, DNPM, Brasilia, 152 p.
- ROSELLO, V., MULLER, J. P., ILDEFONSE, Ph. & BOCQUIER, G., 1982. Analyse de transformations structurale et minéralogiques, par altération et pédogenèse, d'une migmatite de l'Est du Cameroun. Ann. Fac. Sci. Yaoundé. Cameroun, IV, 1, 1: 7-34.
- ROSS, C.S. & KERR, P.F. 1934. Halloysite and allophane. U.S. Geol. Survey Prof.Paper, 185-G: 135-148.
- ROUTHIER, P., 1963. Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherches., Mason et cie., Paris, vol. 1, 870 p.
- SANTOS, J. O. S., 1984. A parte setentrional do craton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In. Geologia do Brasil, DNPM, Brasilia, 501 p.

- SARAZIN, G., ILDEFONSE, Ph. & MULLER, J. P., 1982. Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferrallitique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1267-1279.
- SIGOLO, J. B., 1979. Geologia dos depósitos residuais bauxíticos de Lavrinhas- SP e sua viabilidade econômica. Tese Mestrado, Inst. Geociências - USP, 190 p. (Inédito).
- SIGOLO, J. B., 1988. As formações bauxíticas do maciço alcalino de Passa Quatro - MG, sua evolução micromorfológica, geoquímica e as implicações do relevo. Tese Doutorado, Inst. Geociências - USP, São Paulo, 208 p. (Inédito).
- SIGOLO, J. B. & BOULANGÉ, B., 1987. Caracterização das facies de alteração de uma topossequência no maciço de Passa Quatro, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, 17, 3: 269-275.
- SOEMBROEK, W.G. 1966. Amazon soils. A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region. PUDOC, Wageningen, Netherlands, 300 p.
- SOUZA SANTOS, P., 1937. Contribuição para o estudo da bauxita de Poços de Caldas. *Inst. Pesq. Tec.*, São Paulo, bol. 17: 109-134.
- TEIXEIRA, E. A., 1937. Bauxita no planalto de Poços de Caldas, Estados de São Paulo e Minas Gerais. *Min. Metal.*, I, 5: 205-214.
- TRICHET, J., 1969. Contribution à l'étude de l'altération expérimentale des verre volcaniques. *Thèse Doc. Sci. Paris*, 232 p.
- ULBRICH, H. H. G. J. & GOMES, C. B., 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sci. Review*, 17: 135-154.
- VALETON, I. 1978. Bauxites. *Developments in soils Science Vol.I Elsevier*, 226p.
- VAN BAREN, J. 1928. Microscopical, physical and chemical studies of limestones and limestone soils from the east Indian Archipelago. *Comm.Geol.Inst.Agric. Univ. Wageningen*, 14, 195p. (In CHATELIN, 1972).
- VARAJÃO, A. F. D. C., 1988a. Gênese das jazidas de caulinita e bauxita de Vargem dos Óculos, Quadrilátero Ferrífero, M.G. Tese Mestrado, Inst. Geociências - USP, São Paulo, 168 p. (Inédito).
- VARAJÃO, A. F. D. C., BOULANGÉ, b. & MELFI, A. J., 1988a. The petrologic evolution of the facies in the kaolinite and bauxite deposits of Vargem dos Óculos, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil., *Int. Congr. ICSOBA, VI, Poços de Caldas, 1988. (No prelo).*
- VARAJÃO, C. A. C., 1988b. Estudo comparativo das jazidas de bauxita do Quadrilátero Ferrífero, MG. *Micromorfologia, geoquímica e sensoriamento remoto. Tese Mestrado, Inst. Geoc.- USP. 213 p. (Inédito).*
- VARAJÃO, C. A. C., BOULANGÉ, B. & CARVALHO, A., 1988b. The bauxites of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, *Int. Congr. ICSOBA, IV, Poços de Caldas, 1988. (No prelo).*

WARTH, H. & WARTH, F.J. 1903. The composition of Indian laterite. Geol. Mag., dec. IV, vol. 10: 154-159.

WEBBER, B. N., 1959. Bauxitização no Distrito de Poços de Caldas, Minas Gerais., Soc. Bras. Sci., vol. 8, 1, 30 p.