MARIA CRISTINA TOLEDO GROKE

EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA, MINERALÓGICA E MICROMORFOLÓGICA
NO PROCESSO DE BAUXITIZAÇÃO. ESTUDO COMPARATIVO DOS
DEPÓSITOS DE MOGI DAS CRUZES, CURUCUTU E LAVRINHAS, SP,
ASSOCIADOS A DIFERENTES TIPOS LITOLÓGICOS.

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências da Universidade
de São Paulo.

SÃO PAULO
1981

MARIA CRISTINA TOLEDO GROKE

EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA, MINERALÓGICA E MICROMORFOLÓGICA
NO PROCESSO DE BAUXITIZAÇÃO. ESTUDO COMPARATIVO DOS
DEPÓSITOS DE MOGI DAS CRUZES, CURUCUTU E LAVRINHAS, SP,
ASSOCIADOS A DIFERENTES TIPOS LITOLÓGICOS.

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências da Universidade
de São Paulo.

Orientador :
Prof. Dr. Adolpho José Melfi

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005865

SÃO PAULO
1981

Í N D I C E

I - INTRODUÇÃO

1. Generalidades	1
2. Objetivos	2
3. Revisão Bibliográfica	3
3.1. A alteração hidrolítica	3
3.2. A formação de bauxitas	11
4. Áreas de Estudo	18
4.1. Mogi das Cruzes	21
4.2. Curucutu	22
4.3. Lavrinhas	23

II - MATERIAIS E MÉTODOS

1. Materiais	29
2. Métodos	29
2.1. Análise Granulométrica	32
2.2. Densidade Aparente	32
2.3. Análise Mineralógica por Difração de Raios-X	33
2.4. Análise Mineralógica por A.T.D.	34
2.5. Análise Micromorfológica	34
2.6. Análises Químicas	36
2.6.a - Dosagem de H ₂ O	36
2.6.b - Dosagem de sílica	36
2.6.c - Dosagem de cálcio	36
2.6.d - Dosagem dos elementos maiores	36
2.6.e - Dosagem dos elementos menores e traços	37

III - RESULTADOS E DISCUSSÕES

1. Evolução Mineralógica e Micromorfológica dos Materiais	38
1.1. Rochas de composição granítica, Mogi das Cruzes	38
1.2. Rochas básicas, Curucutu	45
1.3. Rochas alcalinas, Lavrinhas	51
1.4. Discussão	55

2. Evolução Química dos Materiais	63
2.1. Resultados	63
2.2. Discussão	70
 IV - CONSIDERAÇÕES FINAIS	
1. Controles Atuantes na Bauxitização	74
2. Processos de Bauxitização	76
3. Caracterização Geoquímica dos Processos de Bauxitização	77
4. Cronologia das Alterações	78
 AGRADECIMENTOS	82
 BIBLIOGRAFIA	84

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1 - Superposição da curva estequiométrica e da curva de dissolução simulada da olivina.	8
Figura 2 - Diagrama $C/t = f(C)$, da concentração em sílica a 400°C.	40
Figura 3 - Distribuição da formação de bauxitas no tempo geológico	13
Figura 4 - Distribuição dos depósitos bauxíticos formados durante o Devoniano.	13
Figura 5 - Distribuição das bauxitas formadas durante o Eoceno médio.	15
Figura 6 - Mapa de localização das áreas de estudo.	19
Figura 7 - Mapa geológico regional do nordeste paulista.	20
Figura 8 - Perfis típicos amostrados para as três áreas de estudo.	30
Figura 9 - Fluxograma dos trabalhos de laboratório.	31
Figura 10 - Alteração das rochas com quartzo.	43
Figura 11 - Evolução dos microssistemas de alteração nas rochas com quartzo.	44
Figura 12 - Alteração das rochas básicas.	49
Figura 13 - Evolução dos microssistemas de alteração nas rochas básicas.	50
Figura 14 - Alteração das rochas alcalinas	53

Figura 15 - Evolução dos microssistemas de alteração nas rochas alcalinas.	54
Figura 16 - Desestabilização dos minerais primários e aparecimento dos minerais secundários nos perfis de alteração dos materiais estudados.	60
Figura 17 - Solubilidade do alumínio em função do pH.	62
Figura 18 - Diagrama de estabilidade para alguns minerais no sistema $Al_2O_3.SiO_2.H_2O$, a 250C e 1atm.	62
Figura 19 - Variação dos teores absolutos (g/100cc) dos diversos óxidos, em função da densidade aparente (g/cc), para o nefelina-sienito e seus produtos de alteração.	71
Figura 20 - Variação dos teores absolutos (g/100cc) dos diversos óxidos, em função da densidade aparente (g/cc), para o diabásio e seus produtos de alteração.	72
Figura 21 - Quadro simplificado da evolução dos materiais estudados.	79

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 1 - Composição química, em % peso, do diabásio, nefelina-sienitos e seus produtos de alteração.	65
Tabela 2 - Teores de elementos menores e traços nos materiais estudados, em ppm.	66
Tabela 3 - Composição química dos horizontes remobilizados, provenientes da alteração de rochas graníticas, em % peso.	67
Tabela 4 - Composição química, expressa em porcentagens volumétricas (g/100cc), do diabásio, nefelina	

sienitos e seus produtos de alteração.	68
Tabela 5 - Balanço geoquímico para a alteração do diabásio e dos nefelina-sienitos (média).	69
Tabela 6 - Perdas (-) e ganhos (+), em porcentagens, apresentados pelas amostras em relação à rocha sã.	69

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

Fotografias dos locais estudados (fotos 1 a 10)	99
Fotomicrografias dos principais aspectos das lâminas delgadas (fotomicrografias 1 a 18).	97

I. INTRODUÇÃO

1. Generalidades

O processo de intemperismo químico das rochas sob clima tropical é de fundamental importância na gênese de certos tipos de jazidas minerais, classificadas como lateríticas. Este tipo genético engloba importantes depósitos de alumínio, níquel, manganês, cromo, entre outros, encontrados em todas as regiões do globo onde houve condições propícias à laterização, no decorrer do tempo geológico.

A formação de tais depósitos se dá essencialmente a partir da interação dos agentes da dinâmica externa com a litosfera, que nesses casos resulta num processo de alteração hidro-lítica.

A litologia, pelo seu potencial geoquímico, e também por todas as suas outras características, mineralógicas, texturais e estruturais, exerce um papel preponderante nestes fenômenos, favorecendo ou não o processo de intemperismo químico, e possibilitando acumulações de determinados elementos. Desta forma, explica-se as concentrações de Ni e Cr associadas à alteração laterítica de rochas ultramáficas, concentrações bauxíticas associadas a rochas alcalinas e básicas, entre outros casos.

Confirmando esta última associação, temos no Brasil, a exemplo de vários outros países, expressivas jazidas bauxíticas, geneticamente ligadas à alteração de rochas alcalinas (Poços de Caldas - MG; Lages-SC; Passa-Quatro e Itatiaia - MG e SP). Estas rochas, pobres em silício, ferro e ricas em alumínio, são favoráveis à alitização (Pedro, 1964), pois sua composição quase exclusiva de aluminossilicatos, favorece a atuação dos mecanismos hidrolíticos, promovendo a eliminação total do silício e bases do meio eluvial, e a conseqüente acumulação do alumínio.

A ausência de quartzo neste tipo de rocha é geralmente considerada fundamental (Gardner, 1970). Segundo Kittrick (1969), a atividade em H_4SiO_4 determina o mineral a ser precipitado nas neogêneses (sílica amorfa, montmorilonita, caolinita ou

gibbsita), e o argumento usado quando se defende a necessidade da ausência de quartzo no sistema é que, em sua presença, o nível em sílica dissolvida nas águas de alteração nunca será baixo o suficiente para a formação de gibbsita.

Nos solos de basaltos do Brasil meridional ocorre uma intensa gibbsitização, com altos teores em Al_2O_3 , sem a presença, contudo, de jazidas bauxíticas exploráveis, como as existentes na África, em formações correlacionáveis litológica e climaticamente. Neste caso, a diferente evolução tectônica e geomorfológica é que determinou a não separação Fe-Al nas formações do sul do Brasil.

Um caso à parte refere-se à associação de depósitos bauxíticos com rochas exibindo sílica livre em sua composição. Na Serra do Mar e da Mantiqueira, no estado de São Paulo, ocorrem jazidas e depósitos bauxíticos formados a partir de rochas de composição granítica, através de um mecanismo não muito bem conhecido do ponto de vista físico-químico, mecanismo este em que devem ter atuado agentes que promoveram a total dissolução dos aluminosilicatos presentes e a preservação do quartzo. Neste caso, é evidente que a solução de alteração, em contato com a rocha, deve ter tido sempre uma atividade em sílica suficientemente baixa para que o equilíbrio do sistema $SiO_2.Al_2O_3.H_2O$ estivesse sempre dentro do campo de estabilidade da gibbsita (Kittrick, op.cit.).

2. Objetivos

Conhecendo-se a influência exercida pela rocha na gênese destas jazidas, e sendo sobretudo os parâmetros de composição química e mineralógica que estão envolvidos, foi objetivo deste trabalho caracterizar a evolução apresentada por rochas pertencentes a uma mesma série geoquímica, sialférica, mas de seqüências mineralógicas distintas, quais sejam, seqüências quartzo-feldspáticas e feldspáticas, durante o processo de laterização com enriquecimento em alumínio.

Desta forma, tentou-se não só estabelecer as filiações mineralógicas, mas também determinar a organização micro-

estrutural dos minerais presentes nas várias fases da alteração e sua influência na evolução dos minerais primários e secundários durante o fenômeno de bauxitização observado nos materiais.

3. Revisão Bibliográfica

3.1. A alteração hidrolítica

Os métodos clássicos de estudo da alteração superficial das rochas e pedogênese são métodos globais, que se caracterizam por considerar homogêneos os diversos horizontes de alteração ou pedogenéticos, definindo a evolução do conjunto dos perfis, comparados ao material inicial, isto é, definindo o processo "médio" atuante na alteração e na pedogênese do material analisado.

Um dos métodos utilizados no estudo da alteração hidrolítica, o método geoquímico, baseia-se na caracterização dos principais minerais secundários sílico-aluminosos resultantes da evolução superficial, pois, dispondo-se da composição química desses minerais secundários e dos minerais primários da rocha original, pode-se estabelecer o balanço de matéria resultante da evolução hidrolítica, utilizando-se a teoria da existência de três grandes possibilidades mineralógicas na alteração: alitização, monossilitização e bissialitização (Harrassowitz, 1926, e Pedro, 1964, 1966). A cada um dos três processos corresponde uma composição química bem determinada da fase solúvel, que neste caso contém essencialmente a sílica e os cátions básicos solubilizados a partir da destruição do silicato inicial. Na realidade, porém, a alteração superficial se produz em sistema aberto, de maneira que as águas são continuamente renovadas, sendo impossível estabelecer um balanço global entre o início e o final da alteração do mineral primário (Pedro, 1979).

Assim, considerando-se que a cada instante da alteração, as proporções dos elementos em solução correspondem às proporções perdidas pelo mineral primário, é possível caracterizar as diversas reações de evolução da alteração; neste caso, con

sidera-se o comportamento dos elementos solubilizados, em valor relativo, em cada momento do desenvolvimento do fenômeno.

É neste contexto que se inclui a proposta de utilização de parâmetros geoquímicos na definição da alteração, como

$$R = \left(\frac{\text{SiO}_2}{\text{bases da rocha}} \right), R_k = \left(\frac{\text{SiO}_2 \text{ não caolinizável}}{\text{bases da rocha}} \right), L = \left(\frac{\text{SiO}_2}{\text{bases da água}} \right)$$

(Pedro, 1964).

O método geoquímico, além de testado inicialmente ao curso de estudos experimentais, (Pedro, op.cit.), foi verificado no meio natural (Tardy, 1969).

Segundo Pedro (1979), a aplicação do método não encontra problemas na zona intertropical, onde os minerais secundários formados têm uma composição constante e bem determinada (gibbsita-caolinita). Torna-se, contudo, problemática, quando aplicada em regiões temperadas, onde os constituintes formados podem ser de natureza diversa e de composição muito mais variada, como as argilas micáceas (esmectitas: montmorillonitas, beidellita, nontronita; vermiculita e illitas).

Daí a necessidade de um método mais completo, que possa ser aplicado independentemente da mineralogia do material secundário, o método termodinâmico.

A aplicação da termodinâmica, impulsionada principalmente por Garrels (Garrels e Howard, 1957; Garrels e Christ, 1965), baseia-se essencialmente na hipótese de que os minerais estão em equilíbrio no meio superficial, com as águas que os banham. Nesta visão, as reações de alteração tornam-se verdadeiras reações químicas, às quais se pode aplicar as leis do equilíbrio químico e, em particular, a lei de ação das massas, que significa a existência de uma relação quantitativa, no equilíbrio, entre as atividades das espécies dissolvidas na água. Procedendo - se desta maneira, admite-se implicitamente que nos fenômenos de alteração, a dissolução dos minerais primários é congruente, e que as reações são estequiométricas. Além disso, convém ressaltar que a termodinâmica dos equilíbrios químicos refere-se a sis

temas reversíveis, enquanto que as reações de alteração são, ao contrário, irreversíveis. Com o trabalho de Helgeson (1968), propondo o conceito de alteração como uma sucessão de equilíbrios parciais, o método termodinâmico iniciou seu desenvolvimento, seguindo-se uma série de trabalhos, entre os quais Helgeson (1969), Michard (1974), Fritz (1976), Fritz e Tardy (1976), Massard (1977), que possibilitaram um avanço na resolução dos problemas, podendo-se dizer do método termodinâmico que: a) baseia-se na termodinâmica dos processos irreversíveis, que considera o conceito de equilíbrio local; o único processo irreversível é a dissolução do mineral, e todos os outros constituintes (complexos, minerais de neoformação), são supostos em equilíbrio entre eles e com as soluções; b) a estequiometria das reações evolui ao curso de seu avanço, e seus coeficientes podem ser calculados, segundo Helgeson (1968).

Neste método tem-se, portanto, a possibilidade de avaliação das diversas transferências de massa inerentes à alteração hidrolítica e, ao mesmo tempo, melhor precisar as condições reinantes durante a evolução da alteração.

Contudo, uma vez atingido este estágio de conhecimentos, tornou-se necessário modificar os métodos de estudo pois, por um lado, o método termodinâmico era freado pela falta de dados (constantes de equilíbrio), e por outro lado, tornou-se importante considerar não mais apenas as possibilidades reacionais, mais as reações que se produzem efetivamente. Delmas (1979), mostrou que as dificuldades se resumiam a problemas de cinética, e que é possível hoje, desenvolver um conceito de alteração que repousa sobretudo nas velocidades das reações.

Neste trabalho citado, Delmas explica que a partir do momento em que se considera que cada reação química se desenvolve com uma velocidade que lhe é própria, poder-se-á com a ajuda da cinética, analisar uma sequência de alteração, e identificar as suas diversas etapas.

Em suma, é necessário que a cinética de uma das etapas seja perfeitamente conhecida e sirva de referência ao conjunto. Os mecanismos da reação são assim identificados, e po-

dem ser estudados por eles próprios.

Segundo a teoria de Helgeson (1968), as neoformações aparecem à medida que aumenta a concentração da solução. O desenvolvimento da seqüência é portanto ligado ao avanço da solubilização, ou seja, à velocidade da dissolução. Sendo um fator limitante, a reação de dissolução tem um papel privilegiado, e tem sido a mais efetivamente estudada.

Temos que a solubilização dos silicatos é uma reação particular em dois aspectos: trata-se de uma reação complexa, e não estequiométrica, isto é, a solução tem uma composição química diferente do mineral que se dissolve.

A falta de estequiometria na solubilização dos silicatos, problema fundamental das pesquisas cinéticas, provocou o surgimento de duas teorias que tentam explicá-la, através da existência de um côrtex envolvente de composição diferente da do mineral; essas teorias são a teoria da camada neoformada (Correns e Engelhardt, 1938 e Wollast, 1967), e a teoria da troca iônica, ou do côrtex de difusão (Jenny, 1951 e Garrels e Howard, 1957).

A 1ª teoria propõe que a causa da falta de estequiometria na dissolução está na precipitação de um silicato neoformado na superfície dos cristais em alteração, o que significaria também uma barreira física à difusão, controlando a velocidade da reação. A outra teoria supõe que os cátions do mineral podem ser trocados com os H^+ da água, formando uma camada periférica onde a rede cristalina foi modificada por essa troca.

Contudo, pesquisadores como Petrovic et al (1976) e Berner (1977), não encontraram diferença de composição química entre a superfície e o interior do cristal de feldspatos em alteração, o que leva a crer na inexistência de côrtex algum, e que a dissolução dos feldspatos se faz estequiometricamente, correspondendo a uma dissolução verdadeira.

Delmas (op.cit.), aplicando a cinética a uma reação de alteração, no caso a dissolução de olivina, medindo a com

posição da solução em cada instante, mostrou que o caminho reacional da alteração de uma olivina comporta ao menos quatro etapas, esquematizadas no gráfico da figura 1, que compara a curva de dissolução congruente da olivina, com solubilização simultânea para a sílica e o óxido de magnésio, com as curvas obtidas experimentalmente para a solubilização de ambos os óxidos na dissolução simulada da olivina. Na parte I do gráfico, observa-se que existe em solução mais SiO_2 que MgO , mostrando que houve uma dessilicificação do mineral, com formação de um córtex pobre em sílica. Na parte II, as curvas de solubilização são todas coincidentes, caracterizando uma etapa de dissolução verdadeira. A parte III pode ser subdividida em duas; na primeira, a solubilização tanto da SiO_2 como do MgO se mostra abaixo da curva de dissolução congruente, o que sugere a neoformação de um córtex, mais silicoso que a olivina, pois há em solução menos sílica que óxido de magnésio; na última parte, a solubilização da SiO_2 e do MgO se torna muito superior ao limite da dissolução congruente, o que somente pode ser explicado pela formação de complexos sílico-magnesianos, permitindo que as concentrações em SiO_2 e em MgO em solução, ultrapassem os limites de sua solubilidade.

Delmas pondera que essas etapas representam o único caminho reacional compatível com os valores das velocidades das reações, entre todos os caminhos termodinamicamente possíveis. Além disso, a identificação de uma fase de formação de complexos não poderia ser feita pelos outros métodos anteriormente utilizados, sendo conveniente ressaltar que a formação de complexos representa uma etapa reacional importante, não prevista nos cálculos de equilíbrios.

Mas a cinética encontra ainda outras aplicações nos estudos de alteração, como a definição exata da solubilidade congruente de um silicato, ou ainda a determinação da alterabilidade de um mineral, e assim, da sequência de alterabilidade dos minerais.

Sabe-se que a solubilidade de um silicato é muito difícil de ser determinada, pois o equilíbrio raramente é atingido, e nem sempre se sabe a que corresponde este equilíbrio, devido à falta de estequiometria da reação de dissolução. Segun-

Fig. I- SUPERPOSIÇÃO DA CURVA ESTEQUIOMÉTRICA E DA CURVA DE DISSOLUÇÃO SIMULADA DA OLIVINA. FONTE: (A.B. Delmas, 1979.)

do o trabalho desenvolvido por Delmas, este problema pode ser consideravelmente simplificado, admitindo-se que a solubilidade corresponde ao estado final de uma reação de dissolução, onde a velocidade da reação é nula, ou seja, onde não é possível continuar a reação. O valor pode ser obtido a partir da extrapolação da curva de dissolução, que representa a velocidade em função da concentração na solução, e foi chamado por Delmas de solubilidade cinética (C_0) (figura 2).

A outra aplicação da cinética, com respeito à de terminação da alterabilidade de um mineral, foi também apresentada por Delmas. Pode-se dizer que a alterabilidade de um mineral em meio aquoso é proporcional à sua velocidade de dissolução, que depende, em cada instante, do estado do meio e de sua concentração. Teremos uma medida da alterabilidade potencial máxima de

Fig. 2 - DIAGRAMA $C/t = f(C)$, DA CONCENTRAÇÃO EM SÍLICA, A 40°C . FONTE (A.B.Delmas, 1979.)

um mineral, ou de sua aptidão à alteração, se considerarmos a velocidade máxima de dissolução do mineral em contato com seu solvente puro, numa situação de referência. Esta velocidade máxima corresponde, na curva de dissolução (figura 2), ao ponto onde a concentração da solução é nula, e é obtida também por extrapolação (A.P.M.).

Pode-se concluir que o conhecimento dos mecanismos de hidrólise dos silicatos progrediu muito nos últimos anos, notadamente graças à utilização sistemática de métodos da físico-química.

Por outro lado, considerando-se que as variações em termos de pH, Eh, composição mineralógica e orgânica dos

materiais no meio de alteração se dão na escala micrométrica, ao nível de microssistemas, justifica-se a importância que vêm adquirindo os métodos pontuais no estudo da alteração (microscopia óptica, microscopia eletrônica, microsonda eletrônica), importância esta demonstrada por pesquisas baseadas tanto em observações efetuadas no meio natural, como em resultados obtidos experimentalmente, que evidenciaram a necessidade de se reconsiderar as hipóteses de base utilizadas até então nos estudos de alteração de rochas e pedogênese.

Após uma série de trabalhos, tornou-se claro, segundo Bocquier (1979), que se o sistema geral de evolução durante a alteração intempérica permanece em seu conjunto, aberto e diluído, a alteração se produz, na realidade, no seio de numerosos microssistemas, mais ou menos independentes, caracterizados por uma concentração inicial relativamente elevada em elementos dissolvidos, e submetida a flutuações. Assim, as reações desenvolvidas em tais meios, dificilmente atingem o equilíbrio, e, desta forma, a termodinâmica convencional das reações de equilíbrio não se aplica ao que ocorre realmente.

Os minerais primários iniciam o processo de alteração a partir das descontinuidades dos cristais e dos contatos entre eles. No início, as soluções agentes da alteração percolam lentamente, em espaços de dimensões reduzidas, sendo portanto extremamente concentradas, típicas de um ambiente confinante. Estes espaços, ainda pouco abertos, constituem os microssistemas de contato (Proust, 1976, Meunier, 1977). Nestes locais, são frequentemente descritas na literatura, neoformações do tipo mica, como as "micas reacionais" (Ildefonse et al, 1976), mesmo em meios que, quando considerados globalmente, em termos de clima e relevo, sugerem neoformações alíticas ou monossialíticas, mas nunca bissialíticas. De fato, já há algum tempo é reconhecida esta fase bissialítica transitória no processo de ferralitização (Segalen, 1957; Caillère et al, 1957; Bonifas, 1959; Leneuf, 1959; in Chatelin, 1974).

Com a formação do material secundário, surge o microssistema plásmico, primário quando guarda ainda a estrutura do material original, secundário, se já houve remobilizações. Com

o correr da alteração, os espaços vazios tornam-se mais abertos, possibilitando uma percolação mais rápida das soluções, que se tornam diluídas. Nesta fase, temos caracterizado o microssistema fissural. Os microssistemas de alteração evoluem entre si, e sua importância quantitativa varia em cada fácies de alteração.

3.2. A formação de bauxitas

Para se discutir a gênese das bauxitas é interessante utilizar a classificação de Lelong et al (1976), que, embora sendo uma classificação morfológica, sem dúvida separa diferentes tipos genéticos de depósitos bauxíticos. Nesta classificação diferenciam-se bauxitas lateríticas, cársticas e sedimentares.

As primeiras, relacionadas à alteração laterítica, são formações autóctones, onde o alumínio é concentrado por enriquecimento relativo, no topo de mantos lateríticos, como leitos concrecionários ou crostas, com endurecimento variável, cobrindo colinas e platôs, oferecendo proteção contra a erosão. Este tipo é o que nos interessa diretamente, e será discutido detalhadamente nas próximas páginas.

As bauxitas cársticas em forma de bolsões, estão associadas a rochas carbonáticas mais ou menos carstificadas, sobre as quais repousam direta ou indiretamente. Sua origem não está ainda totalmente compreendida, no entanto, parece que cada vez mais, as investigações indicam uma origem alóctone para a fonte dessas bauxitas, devido às freqüentes descobertas de intercalações clásticas entre o calcário subjacente e a bauxita (Lelong et al, 1976).

As bauxitas estratificadas inseridas em séries sedimentares suportam três hipóteses para sua gênese. Podem ser resultado de transporte e deposição de bauxitas lateríticas formadas em outras áreas (Gordon et al, 1958; Valetton, 1972), ou de precipitação de alumínio a partir de soluções formadas em condições de pedogênese ácida (Caillère e Pobeguín, 1964; Erhart, 1973). A outra possibilidade seria a acumulação de argilas transporta-

das, com posterior bauxitização "in situ" dessas argilas.

Como parâmetros determinantes das reações de alteração e das neogêneses nas fases iniciais de alteração, temos, por um lado, a natureza mineralógica, que impõe diretamente tanto as disponibilidades geoquímicas para as dissoluções e neofor^{mações}, quanto o pH naquele ponto (Stevens e Carron, 1938), e por outro lado, a estrutura do material, que influencia as condições hidrodinâmicas do meio. A interação desses dois fatores explica o que se observa na natureza e em experimentos de laborat^{ório} (Henin e Pedro, 1971).

Partindo dessas idéias, torna-se compreensível que, no início da alteração, diferentes minerais primários, localizados em diferentes sítios da mesma rocha, e no mesmo contexto morfo-climático, possam seguir caminhos diferentes no correr da alteração, em termos de transformações e neofor^{mações}.

Delvigne (1965), mostrou a alteração diferencial dos minerais primários; Seddoh (1973), as transformações cristaloquímicas na escala do mineral; Trescases (1975) e Wackermann (1975), mostraram a ordem de aparição dos minerais secundários. Todos esses trabalhos puderam explicar os fatos observados, considerando os horizontes correspondentes aos primeiros estádios da alteração não como meios homogêneos, mas sim como meios constituídos por microssistemas quase pontuais, praticamente isolados e distintos entre si, caracterizados pela sua mineralogia e estrutura, onde não importam as características médias ou globais, mas sim as particulares e pontuais.

São registradas bauxitas em todas as épocas geológicas onde houve intemperismo em condições propícias ao enriquecimento em alumínio, desde o pré-Cambriano até o Recente. No decorrer do tempo geológico, teriam existido períodos mais favoráveis à bauxitização (Valeton, 1972; Erhart, 1973). (figura 3).

A ocorrência de depósitos bauxíticos em locais cujo clima atual não favorece os processos de enriquecimento em Al pode ser explicada através da tectônica de placas e migração dos

Fig. 3 - DISTRIBUIÇÃO DA FORMAÇÃO DE BAUXITAS NO TEMPO GEOLÓGICO. FONTE: (G. Bardossy, 1973.)

Fig. 4 - DISTRIBUIÇÃO DOS DEPÓSITOS BAUXÍTICOS FORMADOS DURANTE O DEVONIANO, MOSTRANDO A COERÊNCIA DA POSIÇÃO GEOGRÁFICA COM O CLIMA DA ÉPOCA. FONTE: (G. Bardossy, 1973.)

polos. As reconstruções paleogeográficas indicam uma coerência da posição geográfica na época de sua formação (Bardossy, 1973 ; Erhart, 1973), como ilustra o mapa da figura 4, apresentando o exemplo das bauxitas devonianas.

A distribuição quantitativa cronológico- espacial dos depósitos bauxíticos conhecidos confirmam a tese de Bardossy (1979), de que a intensidade de formação de bauxitas está relacionada ao balanço da radiação solar, que é bastante diferente sobre oceanos e continentes, e varia também segundo a latitude, devendo ter sido alterado com a deriva dos continentes. Cálculos do meteorologista Dobosi (segundo Bardossy, 1979), indicam que o balanço global da radiação solar foi máximo do Devoniano ao Carbonífero Inferior, e durante o Mesozóico; desde o Eoceno, tem diminuído gradualmente, até o nível atual, não favorável à bauxitização intensa, o que já havia sido notado por outros autores. Erhart (1973), afirma que as bauxitas "quaternárias" são apenas remanejamentos de solos lateríticos mais antigos.

De fato, os grandes depósitos formados durante o Eoceno, ocorrem em ampla distribuição mundial (figura 5). No Paleozóico, os períodos Pensilvaniano e Mississípiano foram caracterizados por ampla formação de bauxitas.

Possivelmente, uma importância maior deve ser atribuída neste sentido ao Devoniano, não obstante as poucas formações encontradas (Valeton, 1972).

Skinner (1970), encontra na vulnerabilidade aos processos erosivos posteriores à sua formação, a explicação para o fato de que a maioria dos depósitos seja geologicamente recente, com mais de 90% de idade pós-Cretácica.

A localização tectônica dos depósitos conhecidos, determinada por Bardossy (1973, 1979), evidencia o controle tectônico na sua formação. A quase totalidade dos depósitos do tipo laterítico é encontrada em áreas tectonicamente calmas, ao passo que as bauxitas cársticas são situadas geralmente nos cinturões orogênicos.

Fig.5 - DISTRIBUIÇÃO DAS BAUXITAS FORMADAS DURANTE O EOCENO MÉDIO. FONTE: (G. Bardossy, 1981.)

	Bauxitas Lateríticas (85%)	Bauxitas Cársticas (14%)	Bauxitas Sedimentares (1%)
Plataformas Continentais	96%	8%	100%
Cinturões Orogênicos	3%	92%	-
Placas Oceânicas	1%	-	-

Segundo Erhart (1973), todos os autores concordam, em princípio, que está na alteração pedogenética de rochas sílico-aluminosas, a origem dos hidróxidos de Al, que representam, sem dúvida, a fase residual da laterização, onde temos a eliminação dos alcalinos e alcalino-terrosos, e da maior parte da sílica dos silicatos.

Lelong et al (1976), resumem o problema da acumulação residual de hidróxidos de alumínio a dois aspectos fundamentais. Primeiro, a hidrolização dos minerais primários, e segundo, a eliminação total dos elementos indesejáveis (bases, sílica e ferro). Vários controles condicionam estes processos. O volume das precipitações deve ser suficiente para dissolver os minerais primários e individualizar os constituintes químicos, bem como a drenagem interna dos perfis deve ser suficientemente boa para possibilitar o carreamento dos produtos dissolvidos. Em climas quentes e úmidos, em locais relativamente altos e bem drenados, sob uma cobertura vegetal densa, teremos as condições físicas, químicas e físico-químicas para a formação dos depósitos residuais de bauxita.

Contudo, há também um controle litológico, não só no aspecto mineralógico e químico, mas também no aspecto textural-estrutural, que influencia na hidrodinâmica.

Em rochas particularmente propícias, pobres em Fe e em Si, uma vez satisfeitas as condições de clima, relevo e vegetação, teremos facilmente a formação de bauxitas muito puras. Porém, em rochas ricas em Fe e/ou em sílica, será necessária a atuação posterior ou simultânea de mecanismos que os eliminem.

A laterização conduz, em última análise, a um en-

riquecimento residual simultâneo em Fe e Al. O fato do Fe existir em dois graus de oxidação, com solubilidades diferentes, torna possível uma separação entre Fe e Al em meios redutores, mal aerados, onde o ferro, reduzido ao estado ferroso, será eliminado do perfil, pelo menos parcialmente.

Na presença de ácido carbônico, também é possível esta dissociação. Lixiviação experimental de várias rochas em ambiente bicarbônico, moderadamente ácido, mostram que o Fe se torna relativamente solúvel, enquanto Al permanece imóvel (Pedro, 1964; Trichet, 1969).

Segundo Norton (1973), para $\text{pH} < 4$, Al é mais solúvel que Fe, desde que o ambiente seja suficientemente oxidante ($\text{Eh} > 0,4$) quando então haverá uma maior mobilização do Al nas camadas superficiais, ácidas e bem aeradas, que se depositará mais profundamente ou lateralmente, por pequenos acréscimos no pH, o que constitui uma outra oportunidade para a dissociação Fe e Al, e formação de camadas preferencialmente aluminosas.

A ação complexante dos ácidos orgânicos tem como efeito alargar a gama de solubilidade do íon em direção a valores de pH mais elevados (Duchaufour, 1968). Assim, haverá a dissociação entre Fe e Al também por complexação. Neste caso, em pH até 5, é possível a complexação do Fe^{3+} e sua conseqüente eliminação, enquanto que nesses meios com pH próximo de 5, o íon Al é apenas parcialmente móvel.

Si e Al tendem a entrar juntos em neoformações de argilominerais, tão logo se encontrem liberados dos edifícios primários, durante o intemperismo. Contudo, se a drenagem for excepcionalmente intensa, poderá haver a eliminação da sílica, com neoformação de gibbsita, pois os limites de solubilidade dos minerais silicáticos não serão necessariamente atingidos, ao contrário dos meios mal drenados, confinantes em relação à sílica (Leong et al, 1976).

A temperatura também pode influir, segundo cálculos termodinâmicos feitos por Fritz e Tardy (1973) e Helgeson

(1969) (apud Lelong et al, 1976), que mostram que em pH ácido, um aumento na temperatura tende a reduzir a solubilidade da gibbsita, e aumentar a da caolinita.

Muito frequentemente, a bauxitização é precedida por um estágio intermediário caolínico, que evolui para hidróxidos de Al, ao se dessilicificar, desde que satisfeitas as condições necessárias de temperatura e drenagem.

4. Áreas de Estudo

As ocorrências bauxíticas selecionadas para este trabalho, localizam-se na região nordeste do estado de São Paulo (figuras 6 e 7), dentro do chamado "Sistema de Rifts da Serra do Mar" (Almeida, 1976), complexo formado pelo conjunto de vales tectônicos, blocos montanhosos e pequenas bacias de origem tectônica. Este sistema representa um dos aspectos mais notáveis em termos topográficos e estruturais da margem Atlântica do continente Americano. Os movimentos verticais que ocorreram nesta região desde o Jurássico, resultaram em desníveis que provavelmente ultrapassaram 11 km, entre as mais altas montanhas e o assoalho da Bacia de Santos.

Esses movimentos originaram as principais feições geológicas e geomorfológicas da região, representadas pelas Serras do Mar e da Mantiqueira, e pelas Bacias de Taubaté, São Paulo e Resende, além da de Santos. O intenso magmatismo correspondente, produziu desde rochas ultrabásicas e toleíticas, até granitos perialcalinos. A este magmatismo pertencem as rochas alcalinas do maciço de Passa-Quatro e as rochas básicas de Curucutu.

O embasamento pré-cambriano é constituído por rochas da sequência quartzo-feldspática, principalmente gnaisses, xistos, granitos e migmatitos; aqui incluem-se as rochas produtoras da bauxita de Mogi das Cruzes.

Teodoro Knecht iniciou, a partir de 1940, a des-

Fig. 6 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

	QUATERNÁRIO - Sedimentos litorâneos, areias, cascalhos, argilas
	TERCIÁRIO - Formação São Paulo-Bacias São Paulo e Taubaté, arenitos e argilas
	CRETÁCEO - Maciços alcalinos de Passa-Quatro e Itatiaia
	CARBONÍFERO - Superior - Grupo Tubarão, clásticos finos com lentes areníticas
	PRECAMBRIANO - Embasamento cristalino, xistos, gnaisses, graníticos

Fig.7-MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DO NORDESTE PAULISTA
 Ref: mapa geol. Estado de S. Paulo - IGG-1963.

coberta de inúmeras ocorrências de bauxita no nordeste paulista, e Suszczynsky denominou, em 1978, de "Brazilian Atlantic Bauxitic Belt" a faixa que se estende desde os limites da cidade de São Paulo até o estado do Espírito Santo, na direção NE-SW, pontilhada pelas ocorrências bauxíticas, muitas vezes de reduzida importância econômica, mas sempre de interesse genético.

4.1. Mogi das Cruzes

Esta ocorrência está situada no bairro de Biritiba-Açu, município de Mogi das Cruzes. O acesso é feito pela estrada que liga Mogi das Cruzes a Taiaçupeba, a cerca de 24 km do primeiro município.

Os dados climáticos conferem à região o caráter quente e úmido, com inverno seco. A temperatura média anual é de 18º C, e a pluviosidade atinge 1.400 mm anuais, irregularmente distribuída. Situada no Planalto Paulistano de Almeida (1964), a área possui elevações que chegam a 840 m, apresentando uma uniformidade de altitudes, e desníveis máximos de 50 a 70 m (Foto 1). Estas elevações estariam relacionadas a vestígios da superfície de erosão Neogênica de De Martonne (1943-44), que corresponde à superfície do Alto Tietê, de Almeida (1958), ou de São Paulo, de Ab'Saber (1958). A localização da área coincide com o mapeamento dos resíduos atuais daquela superfície, efetuado por De Martonne (op.cit.) e por Almeida (op.cit.).

O local estudado constitui uma área de topo, e apresenta material não autóctone, mas retrabalhado, fato evidenciado pela presença de fragmentos ou restos de crostas bauxíticas, não só no local amostrado, mas também nos topos dos morros próximos.

Localmente, a geologia da área é constituída por termos do Grupo São Roque, pré-cambriano, representados por granitos a duas micas, gnaisses e quartzo-xistos.

O depósito estudado está rodeado por várias outras pequenas ocorrências semelhantes e próximas.

A literatura específica sobre esta ocorrência consta de trabalhos de Guimarães e Kenworthy (1943), Moraes (1943) e Knecht (1952). São todos trabalhos antigos, não havendo publicações recentes sobre a bauxita da região, que foi a primeira ocorrência bauxítica derivada de rochas ácidas noticiada no país.

Conforme as obras acima citadas, a bauxita apresenta-se principalmente sob a forma de concreções e nódulos (foto 2) no manto sobre o granito associado ao Grupo São Roque, e está misturada a óxidos e hidróxidos de ferro e sílica; ocorrem também depósitos de argila bauxítica. Via de regra, os depósitos situam-se no lado setentrional e a meia altura das encostas das colinas pouco íngremes, e sempre algumas dezenas de metros acima do nível dos cursos d'água. Nas encostas setentrionais não há abrasão apreciável nem pela chuva, nem pelo vento.

Segundo relatório de pesquisa efetuado por A.F. Barbosa, em 1975, os depósitos da área se apresentam sob a forma de camadas superficiais de cascalho, com nódulos e blocos de bauxita de diversas texturas e cores, ou em camadas subsuperficiais terrosas, e com teores médios em torno de 50% em Al_2O_3 , podendo atingir até 60%. A reserva medida nesta pesquisa foi de 120.000 toneladas de bauxita; associadas a 2,3 milhões de toneladas de caulim e 42.000 toneladas de argilas bauxíticas.

4.2. Curucutu

O local estudado pertence ao Município de São Bernardo do Campo, próximo à divisa com o município de São Paulo. O acesso é feito pela Rodovia dos Imigrantes, até o km 37, onde se toma uma estrada secundária à direita para Curucutu.

O relevo é semelhante ao de Mogi das Cruzes, assim como o clima, com valores equivalentes para a temperatura e pluviosidade. A área (foto 3) pertence ainda ao Planalto Paulistano de Almeida (1964), e suas elevações também corresponderiam a resíduos da mesma superfície de São Paulo, reconhecida em Mogi das Cruzes. As altitudes aqui, pouco ultrapassam os 800 m, e

mostram um desgaste ou rebaixamento da superfície. A sequência amostrada está em área de topo, e corresponde a uma alteração "in situ".

As rochas da área são gnaisses e micaxistos, do embasamento pré-cambriano, com intrusões de rochas básicas e pegmatitos, e também corpos de rochas anfíbolíticas, resultantes de antigas intrusivas básicas, que sofreram ações dinamometamórficas (Felicissimo e Franco, 1956). No local amostrado, a rocha produtora da bauxita é um diabásio.

A exemplo do que ocorre em Mogi das Cruzes, a ocorrência estudada situa-se em meio a diversas outras semelhantes nas proximidades. Segundo os autores acima citados, a bauxita ferruginosa forma, via de regra, a crista das rochas básicas e anfíbolíticas, e é produto autóctone da sua alteração. O elúvio da rocha matriz, que geralmente aflora ladeando sua crista, também é constituído de bauxita ferruginosa, que representa o produto final do intemperismo laterítico, sendo que não há formação intermediária de caolinita, com transformação direta em óxidos hidratados de Fe e de Al.

Gomes (1956), estudou a mesma bauxita de Curucutu, considerando-a originada da laterização de um olivina-gabro, que estaria incluído nas intrusivas básicas citadas por Felicissimo e Franco (op.cit.) e sugere a provável importância das substâncias provenientes da decomposição vegetal no processo de precipitação dos hidróxidos de alumínio.

Neste mesmo trabalho, Gomes estimou uma reserva provável de cerca de 97.500 toneladas de minério bauxítico ferruginoso na área de Curucutu, que nunca foi explorado para alumínio. Contudo, já houve na área retirada de material para pavimentação de estradas. (Foto 4)

4.3. Lavrinhas

A região de Lavrinhas, no estado de São Paulo, si

situada a aproximadamente SW do Maciço Alcalino de Passa-Quatro, recebeu deste maciço material rolado em quantidade, e que sofreu uma bauxitização suficiente para permitir uma exploração econômica das várias jazidas formadas. O acesso é feito pela Rodovia Presidente Dutra até Cruzeiro, de onde parte a estrada secundária para Lavrinhas.

O clima é classificado como subtropical, com uma precipitação anual de 1.300 mm, e temperaturas médias máxima de 25º C e mínima de 14º C.

De acordo com a divisão geomorfológica de Almeida (1964), a área está situada no Médio Vale do Paraíba, no limite nordeste entre a Bacia de Taubaté e o setor dos Morros Cristalinos. As zonas de tálus estão ao pé da Serra da Mantiqueira, e encontram-se já dissecadas pela drenagem (Foto 5).

Os materiais que ocorrem no tálus e que representam a litologia do maciço são sienitos, nefelina-sienitos e tinguaitos principalmente. As rochas amostradas são nefelina-sienitos e seus produtos de alteração, que ocorrem como blocos de dimensões variadas, até 5 metros, imersos em matriz argilosa, de composição gibbsítica-caolínica. Foram estudados dois tipos de nefelina-sienito, um com textura fina, outro com textura mais grosseira. Ambos apresentaram a mesma mineralogia e evolução durante a alteração, com a diferença de que, para a variedade de textura fina, a transição rocha sã/córtex totalmente alterado apresenta-se mais brusca.

O solo formado sobre o tálus apresenta localmente a formação de níveis de concrecionários na base de seu perfil, dando o aspecto de camada de seixos.

O embasamento onde se encaixa o maciço, e onde se assenta o tálus, é constituído principalmente por variedades de gnaisses, havendo ainda pequenos afloramentos de quartzito e pegmatitos com muscovita e turmalina.

Associados às rochas alcalinas do Maciço de Passa-Quatro, Sigolo (1979), definiu três tipos de depósitos bauxíticos: tipo 1, depósitos residuais sobre rochas alcalinas na forma de tálus, acima de 1.400 m de altitude; tipo 2, depósitos residuais sobre rochas do embasamento na forma de tálus, que ocorrem de 800 a 1500 m de altitude no lado sul do maciço, e de 1.000 a 2.200 m no lado norte não tectonizado; tipo 3, depósitos residuais sobre rochas alcalinas, na forma eluvionar, que ocorrem somente na zona não tectonizada do maciço. Os dois primeiros tipos são alóctones, e o último, autóctone ou "in situ".

Os estudos aqui efetuados, restringiram-se ao material dos depósitos do segundo tipo, que atualmente representa a maior importância econômica na parte sul do Maciço, onde as jazidas somam uma reserva superior a 1,5 milhão de toneladas (Sigolo, op.cit.) (Fotos 6 e 7). Os depósitos dos tipos 1 e 2, têm características que dificultam o seu aproveitamento como a baixa concentração do minério, com recuperação média de 30%, a ampla associação com blocos de rocha sã, a espessura muito variável da camada mineralizada e a ampla distribuição em área. Essas dificuldades são compensadas, entretanto, pela excelente qualidade do minério obtido, e pela posição geográfica privilegiada.

Os depósitos do tipo 3, no lado norte do maciço, foram descobertos recentemente, e estão sendo objeto de pesquisa pela Companhia Brasileira de Alumínio, que já definiu na área reservas superiores a 7 milhões de toneladas de minério com até 16 m de espessura.

A origem dos depósitos taludianos ao pé dos Maciços Alcalinos de Passa-Quatro e Itatiaia está ligada à formação e evolução do gráben do Paraíba do Sul, (Penalva, 1967); contudo o fator climático deve ter atuado paralelamente (Amador, 1975).

Há muita evidências de que a formação do tálus

se deu através de uma movimentação lenta, em meio plástico, entre elas, a pequena espessura (1 m) da camada de transição entre o embasamento e o material transportado, com mistura entre ambos, (Sigolo, 1979), e o fato de que o material movimentado não atingiu a Bacia de Taubaté, o que seria de se esperar de um movimento brusco de descida em tal gradiente topográfico. Convém lembrar ainda, que a sedimentação da Bacia de Taubaté atesta o caráter gradual do tectonismo formador do grãben.

Desta forma, o início da formação do tálus deveria ser colocado no Oligoceno-Mioceno, época proposta por Almeida (1976), para o início da formação do Grãben do Paraíba do Sul. O desenvolvimento do tálus teria progredido com a evolução do grãben, sendo possível que ainda não tenha atingido a completa estabilização. Teria havido fases onde o tectonismo foi mais acentuado, e portanto, onde o desenvolvimento do tálus foi menos lento. Estas fases teriam ocorrido durante o Terciário (Cordani et al, 1974, Melfi et al, 1976), mas há evidências de reativação dos falhamentos já no Quaternário, após o fecho da sedimentação da Bacia de Resende, conforme Ab'Saber (1969), o que indica que o desenvolvimento do tálus teria atingido o Quaternário.

Amador (1975), estudando a estratigrafia da Bacia de Resende, descreveu um membro rudáceo na Formação Resende (Mioceno-Plioceno), constituído por material de rochas alcalinas, grosso, semelhante ao material do tálus, porém com algumas características que os distinguem, como o caráter "lavado" do membro rudáceo, praticamente sem matriz argilosa. Trata-se, segundo Sigolo, de retrabalhamento do material do tálus, o que colocaria o depósito como anterior à deposição do membro rudáceo da Formação Resende, isto é, anterior ao Plioceno.

É ainda difícil propor com segurança uma idade para o tálus, considerando que temos um intervalo de tempo possível bem amplo, que inclui toda a evolução do Grãben do Paraíba do Sul, desde provavelmente o Oligoceno, até reativações mais recentes, já no Quaternário.

A primeira citação da existência de bauxita na região do Itatiaia foi mencionada por Pinto (1937), que sugere a

necessidade de prospecção na região do Itatiaia e adjacências, onde ocorre fácil laterização das rochas alcalinas, bem como sua bauxitização, sob condições especiais para o desenvolvimento de tais fenômenos. O mesmo autor, em 1938, diagnosticou sua forma "eluvional" de ocorrência, em meio à matriz argilosa. Faz ainda considerações sobre a gênese, que seria consequência de mera laterização ou de quimismo coloidal com laterização em processo.

Outras publicações, como a de Ribeiro Fº (op. cit.), tratando mais dos aspectos geológicos e petrológicos da região, fazem alusão às ocorrências de depósitos de tálus bauxitizados, provenientes das rochas alcalinas.

Penalva (1967), estudando a geologia e tectônica do Itatiaia, cita a existência de bauxita em exploração nas imediações de Passa-Quatro, proveniente dos blocos rolados do Maciço, e faz uma breve descrição da ocorrência.

Sigolo (1979), publicou o trabalho mais recente sobre a geologia de depósitos residuais bauxíticos na região de Lavrinhas-SP, definindo as feições geológicas principais da área e caracterizando os tipos de minério e de minerais de minério, os tipos de jazimentos, sua distribuição e fatores controladores, bem como os processos genéticos envolvidos na formação destes jazimentos.

Entre as conclusões deste último trabalho, cabe citar as referentes ao processo de bauxitização predominante que, segundo o autor, foi o processo direto, ocorrido principalmente antes da deposição do tálus, e que atualmente ocorre de forma menos relevante ao passo que a bauxitização indireta é restrita atualmente a um certo tipo de depósito (residual sobre o embasamento) e que este processo se intensificou após a deposição do tálus.

Conclui ainda aquele autor, que grande parte do bauxito observado nos jazimentos foi formado em época anterior à deposição do tálus. O processo que ocorre atualmente não é o grande responsável pela formação dos jazimentos, e sim pela formação do minério miúdo concrecionário e remobilizado. A existência de

pequenos seixos de bauxita com características das rochas metamórficas encaixantes do maciço alcalino, na zona de contato do tálus com as mesmas, traz a conclusão de que o processo de bauxitização mais atuante, antecede a deposição do tálus, pois não há vestígios atuais de bauxitização nestas mesmas rochas.

II. MATERIAIS E MÉTODOS

1. Materiais

As amostras a serem estudadas, foram coletadas de maneira a se obter seqüências de alteração representativas, desde a rocha matriz sã, até o material bauxitizado, para as ocorrências de Curucutu e Lavrinhas, que representam perfis normais, "in situ".

Em Mogi das Cruzes, trata-se de material retrabalhado e antigo, cuja rocha matriz não foi encontrada aflorando nem através de perfurações, devido à grande espessura do manto de alteração. Sua natureza petrográfica e mineralógica foi inferida a partir das evidências apresentadas pelo seu produto de alteração. As amostras foram coletadas nas paredes de poços, trincheiras e em cortes de estrada. As fotografias 8 e 9 mostram dois dos perfis amostrados, numa parte onde foi retirado o solo superficial, com a posterior concentração de concreções na superfície, vistas com detalhes na foto 2.

Em Lavrinhas, o material foi amostrado na frente de lavra de uma das jazidas, cujo perfil típico está esquematizado na Figura 8. (Foto 10).

Em Curucutu, a bauxita corresponde às cristas do relevo sustentadas por intrusivas básicas; a seqüência de alteração foi coletada em poços sobre um diabásio.

A figura 8 apresenta um esquema dos perfis típicos das áreas estudadas.

2. Métodos

Os trabalhos de laboratório foram organizados segundo o fluxograma a seguir (Figura 9) e visaram a caracterização física, química e mineralógica das amostras, tendo em vista os

MOGI DAS CRUZES

CURUCUTU

LAVRINHAS

Fig.8 - PERFÍS TÍPICOS AMOSTRADOS PARA AS TRES ÁREAS DE ESTUDO.

FIGURA 9 - FLUXOGRAMA DOS TRABALHOS DE LABORATÓRIO

objetivos propostos.

2.1. Análise granulométrica

A análise granulométrica foi processada a partir de uma alíquota de cerca de 50cc de material, obtida por quarteamento da amostra total, seca à temperatura ambiente, desagregada e eliminadas a fração maior que 2 mm e a matéria orgânica por tratamento com água oxigenada.

A argila foi separada por sifonagem da suspensão do material dispersado com pirofosfato de sódio. O material restante, silte e areias, foi fracionado por peneiramento, a seco.

As frações separadas foram:

- argila: $d < 0,002$ mm
- silte : $0,002 < d < 0,053$
- areia fina: $0,053 < d < 0,210$
- areia média: $0,210 < d < 0,590$
- areia grossa: $0,590 < d < 2$ mm

As frações obtidas foram analisadas mineralogicamente, por Análise Termo-Diferencial e Difração de Raios-X.

2.2. Densidade aparente (D.A.)

Esta medida foi feita para as amostras com estrutura conservada, para os cálculos de perdas e ganhos na alteração isovolume. A determinação da densidade aparente é feita em amostras recobertas por parafina, pesadas ao ar e dentro d'água, em balança analítica (v.Bonifas e Millot, 1955).

$$D.A. = P_s/V.A.$$

onde

$$V.A. = (P_1 - P_2) \cdot D_a - P_p/D_p$$

$V.A.$ = V deslocado pela amostra parafinada - V parafina utilizada

P_s = Peso da amostra seca

P_1 = Peso bēcker + āgua + amostra parafinada

P_2 = Peso bēcker + āgua

D_a = Densidade da āgua (1g/cc)

P_p = Peso parafina utilizada

D_p = Densidade da parafina (0,9 g/cc)

2.3. Anālise mineralōgica por Difraçāo de Raios-X

A identificaçāo mineralōgica por este mētodo foi empregada tanto para amostras totais como para frações granulomētricas. As amostras totais, e as frações silte e areias foram moīdas a 200 mesh; os espēcimes a serem irradiados foram preparados sobre lâminas de vidro, a partir da suspensāo do material moīdo em āgua destilada.

Para a fração argila, os espēcimes foram preparados atravēs do espalhamento do material ūmido, com espātula, sobre a lâmina de vidro; conseqüentemente, o material adquiriu uma orientaçāo preferencial das partīculas argilosas.

O aparelho utilizado foi um difratōmetro de marca Rigaku Denki, modelo de 1976, e as condiçōes instrumentais foram as seguintes:

- velocidade do scanning: $2^{\circ}/\text{min}$ e $1^{\circ}/\text{min}$
- time constant: 1 sec e 2 sec
- CPS: 1000 e 2000
- voltagem: 35 kV
- corrente: 15 mA
- velocidade do papel: 10 mm/min e 5 mm/min

2.4. Identificação mineralógica por Análise Térmica Diferencial

Esta técnica de análise mineralógica foi empregada também para amostras totais e frações granulométricas. Em todos os casos, o material foi seco e moído a 200 mesh, e compactado em recipiente próprio.

O aparelho utilizado foi de marca Rigaku, e as condições instrumentais foram:

- velocidade de aquecimento: $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$
- velocidade do papel: 5 mm/min
- voltagem: 50 mV.

2.5. Análise micromorfológica

As amostras de rocha são e outras muito duras foram laminadas convencionalmente, na Seção de Laminação do Instituto de Geociências. As amostras friáveis sofreram um processo prévio de impregnação lenta, a vácuo, com resina sintética Polilyte, pré-acelerada e dissolvida em monômero de estireno, adicionada de um catalisador de cobalto para acelerar o endurecimento resultante da polimerização da resina. Este processo de endurecimento possibilita a confecção de lâminas delgadas sem prejuízo das estruturas (Verbecke, 1969).

Para a obtenção de slides e fotografias das lâminas delgadas foi utilizado um Fotomicroscópio Zeiss.

No estudo micromorfológico, foi empregada a terminologia adotada inicialmente por Brewer (1964), modificada por Bisdom (1967) e Boulet (1974). Na aplicação desta terminologia, criada a princípio especificamente para solos, em amostras de rocha alterada, surgem algumas dificuldades relacionadas à classificação da gibbsita como constituinte do plasma ou do esqueleto.

Da maneira como ocorre, isto é, identificável op-

ticamente, e de diâmetro maior que $2\ \mu$, a gibbsita não se enquadra na definição de constituinte do plasma, dada por Boulet (1974).

Por outro lado, este mesmo autor inclui apenas os minerais primários na definição de esqueleto. Outra definição de esqueleto, dada por Brewer (1964), também exclui a gibbsita aqui considerada, pois, não obstante a condição de tamanho seja satisfeita - maior que $2\ \mu$ - os grãos individuais devem ser relativamente estáveis, e não facilmente deslocados, concentrados ou remanejados por processos de pedogênese, condição esta que parece não ser satisfeita pela gibbsita, que sofre muitas vezes remobilizações mesmo em estágios de alteração anteriores à pedogênese.

O meio onde ocorre a alteração é o fundo matricial, composto de plasma, esqueleto e vazios. Não há dúvida de que a gibbsita é um componente deste fundo matricial; desta forma, parece conveniente utilizar a expressão matriz gibbsítica para denominar as regiões constituídas por gibbsita nas amostras, identificável opticamente e de diâmetro superior a $2\ \mu$.

Por outro lado, a origem da gibbsita é semelhante à da caolinita, ou seja, ambas são produtos formados a partir dos elementos liberados na hidrólise dos silicatos primários, e assim, visto esta semelhança genética, parece igualmente aceitável utilizar também a expressão plasma gibbsítico, por analogia genética a plasma caolinítico. Além disso, existem certos materiais pedológicos, como reconhecido por Eswaran et al (1977), entre outros, que apresentam gibbsita na dimensão de silte, disseminada na fração argilosa, e constituindo um caso onde necessariamente a gibbsita é um dos componentes do plasma.

Foram utilizadas ainda a classificação e terminologia propostas por Stoops et al (1979), para descrição das características morfológicas dos grãos minerais intemperizados.

2.6. Análises Químicas

2.6.a - Dosagem de H_2O

As amostras, previamente pulverizadas e secas em estufa a $105^{\circ}C$, foram levadas à mufla, em cadinhos de porcelana, para calcinação a $1000^{\circ}C$, durante 1 hora. Os resultados foram calculados pela perda de massa durante a calcinação (Perda ao Fogo), representam o teor em H_2O , e constam da tabela 1.

2.6.b - Dosagem de sílica

A sílica total foi dosada por gravimetria, após fusão alcalina da amostra. Os resultados constam da tabela 1.

2.6.c - Dosagem de cálcio

O cálcio foi dosado por titulometria, através da complexação com EDTA, segundo o método descrito por Pelloux et al (1971). Os resultados, expressos em porcentagem do óxido (CaO), constam da tabela 1.

2.6.d - Dosagem dos elementos maiores

Para esses elementos com excessão do Ca e Ti, foi utilizado o método da Espectrofotometria de Absorção Atômica. A abertura das amostras foi feita com ácido fluorídico e perclórico, muito usados neste tipo de análise. As amostras foram colocadas dentro da faixa de detecção ideal para o aparelho utilizado, por diluições sucessivas. Usou-se um espectrofotômetro de absorção atômica Varian Techtron, modelo 1250 e os elementos dosados foram Al, Fe, Na, K e Mg.

Foram preparadas soluções padrão que abrangessem toda a gama possível de teores das amostras, e construídas as curvas de trabalho, onde foram plotadas as leituras das amostras e convertidos os resultados para porcentagem do óxido, conforme consta na tabela 1.

A dosagem do Ti necessitou a utilização da Espectrografia de Emissão, usando-se um espectrôgrafo marca Baird-Atomic. A preparação das amostras constou de moagem do material em íntima mistura com grafite e metaborato de lítio (fundente), na proporção de 50 mg de amostra para 25mg de grafite e 5 mg de metaborato de lítio. A mistura foi submetida a volatilização em eletrodo de grafite.

Os filmes obtidos foram lidos num densitômetro marca ARL; as leituras foram plotadas na escala de Seidel e comparadas com as curvas de calibração do aparelho, resultando nos dados constantes da tabela 1 (TiO_2).

2.6.e - Dosagem dos elementos menores e traços

Por conveniência dos métodos, Mn, Cu, Co e Ni foram dosados por Espectrofotometria de Absorção Atômica, e Ga por Espectrografia de Emissão. Os resultados compõem a tabela 2.

Outros elementos como V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Zr e Pb foram pesquisados por Espectrografia de Emissão, apresentando-se praticamente ausentes nos materiais.

III. RESULTADOS E DISCUSSÕES

1. Evolução Mineralógica e Micromorfológica dos Materiais

1.1. Rochas de composição granítica, Mogi das Cruzes

Rocha São

O material original dos perfis bauxíticos analisados, identificado através de evidências apresentadas por amostras mais alteradas, é uma rocha de composição granítica, de granulação média, constituída predominantemente por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, muscovita e sericita. A concentração desses minerais, bem como sua distribuição é muito heterogênea. Bandas xistosas, bem orientadas, se intercalam a porções graníticas.

Os feldspatos (potássicos e plagioclásios), são os minerais predominantes, distribuídos por toda a rocha.

A muscovita, cujos cristais apresentam tamanhos entre 100 μ e 1 mm, encontra-se irregularmente distribuída pela rocha, evidenciando a heterogeneidade já citada. Aparece concentrada em faixas, o que confere uma certa orientação a certas regiões da rocha.

A biotita, com as mesmas dimensões da muscovita, é bem mais restrita, aparecendo em geral em aglomerados.

O outro mineral micáceo presente, a sericita, encontra-se sempre associada aos feldspatos, onde forma pequenas inclusões, dispostas ao longo dos planos de clivagem e dos limites entre as maclas do mineral hospedeiro. Sua gênese está associada aos processos metamórficos que afetaram as rochas graníticas originais.

O quartzo apresenta tamanhos variáveis, ao re-

dor de algumas centenas de micra, e encontra-se irregularmente distribuído.

Rocha Parcialmente Alterada

Neste horizonte, é caracterizado o início da alteração de um certo número de minerais. A rocha apresenta-se ainda compacta, porém com maior porosidade e menor densidade aparente.

Os feldspatos estão já em avançado estado de decomposição (fotomicrografia 1). São os primeiros minerais a serem atacados pelo intemperismo, que inicia sua ação modificando progressivamente o retículo cristalino e as propriedades ópticas, destruindo os limites entre as maclas e a geminação, até seu total desaparecimento.

A progressão da alteração dos feldspatos conduz, com raríssimas exceções, à gibsitização direta, que se instala nos contatos intercristais, clivagens, fissuras e demais descontinuidades dos minerais, segundo o padrão de alteração linear irregular ou linear cruzado (Stoops et al, 1979), caracterizado pela formação de cristais de gibbsita, em geral de grande tamanho e perpendiculares às paredes das descontinuidades. Nestas superfícies, já há uma certa ferruginização, que marca a parte central dos canais, proveniente da desestabilização das biotitas.

A muscovita, já neste fácies exibe as primeiras transformações causadas pelo intemperismo e caracterizadas pelo abaixamento da birrefringência, perturbações nas propriedades ópticas e aparecimento da extinção ondulante. Frequentemente, observa-se separação e deformação das lamelas, abrindo espaços que são ocupados por material secundário ou permanecem vazios (fotomicrografia 2). A percolação por estes espaços provoca em geral a caolinização da muscovita, segundo o padrão linear paralelo (Stoops et al, op.cit.). Esta caolinita assim formada é, em geral, concordante com a orientação micácea.

O primeiro sinal de alteração da biotita é evi-

denciado pela segregação do ferro do retículo cristalino e sua fixação, principalmente como hematita entre as lamelas ou pacotes de lamelas, ou então nas bordas dos cristais (Fotomicrografia 3). Este ferro segregado pode também sofrer remobilizações, o que é mais comum em fases mais avançadas da alteração. Assim como as muscovitas, as biotitas evoluem, também, para caolinita, em geral pseudomórfica, através de separação e deformação das lamelas, segundo o mesmo padrão linear paralelo. Em geral, sua alteração não passa deste estágio, sendo muito rara ou inexistente a gibbsitização da biotita.

A sericita e o quartzo apresentam-se praticamente inalterados neste estágio. Os cristais de quartzo, antes justapostos, encontram-se algo separados, permitindo a penetração e deposição de materiais secundários, gibbsíticos e/ou ferruginosos (Fotomicrografia 2).

Rocha Totalmente Alterada com Estrutura Conservada

Este horizonte, denominado arena, é constituído por um material inconsolidado, friável, mas que preserva a estrutura da rocha original. Os constituintes acham-se bem alterados, porém seus produtos secundários continuam associados aos minerais que lhes deram origem. As remobilizações são de importância reduzida; desta forma, neste faceis o microssistema mais importante é o plásmico primário.

A rede de descontinuidades dos feldspatos, já gibbsitizadas, isola fragmentos destes minerais, que se desestabilizam, segundo o padrão de alteração pelicular (Stoops et al, op. cit.), formando gibbsita ou raramente caolinita. A gibbsita assim formada tem em geral tamanho bem menor que aquela formada nos microssistemas de contato e fissural. Aqueles fragmentos de feldspatos podem também sofrer lixiviação total, originando vazios, separados entre si pela rede de geodos de gibbsita (Fotomicrografia 4).

Sendo os feldspatos os minerais predominantes, e sua alteração principalmente gibbsítica, o material intemperizado

neste fácies, caracteriza-se por um fundo matricial gibbsítico de distribuição generalizada, com esqueleto micáceo, quartzoso, e raramente feldspático.

A muscovita, muito resistente em meios superficiais, apresenta-se em grande parte inalterada, ou exibindo caolinização incipiente, que acompanha a orientação óptica do mineral micáceo. Esta caolinita pode posteriormente evoluir para gibbsita, enquanto que a transformação direta da muscovita em gibbsita é muito rara (Fotomicrografia 5). A gibbsitização da caolinita proveniente das muscovitas pode se iniciar mesmo antes da alteração total do mineral primário. Em geral, os cristais de gibbsita são maiores e se formam perpendicularmente à direção das lamelas, destruindo o pseudomorfismo que havia; menos frequente é a formação de cristais de gibbsita paralelos à direção das lamelas micáceas.

O comportamento da sericita durante a alteração é muito semelhante ao da muscovita. Sua estabilidade é muito grande, sendo comuns os cristais inalterados associados à matriz gibbsítica. Neste horizonte, são ainda conservadas as orientações das sericitas, ligadas à rede de clivagem e maclas dos antigos feldspatos.

As biotitas se alteram mais rapidamente que os outros minerais micáceos, e neste fácies de alteração, a intensa lixiviação, associada a condições físico-químicas particulares (pH, concentração, etc) pode provocar a solubilização total da biotita, permanecendo "in situ" apenas um "esqueleto" micáceo ferruginoso, proveniente de exsudação do ferro do retículo no início da alteração.

Neste horizonte, podem ainda ser encontrados cristais de biotita inalterados, o que contraria os conceitos clássicos sobre a estabilidade das micas trioctaédricas. Na realidade, são apenas alguns cristais que escapam ao intemperismo, por se encontrarem protegidos pelo óxido de ferro segregado de seus retículos, ou por se situarem em sítios particulares dos microssistemas, que os preservaram da completa destruição.

Horizontes Superficiais, sem Conservação das Estruturas

Estes horizontes superficiais apresentam características morfológicas complexas, constituindo-se de uma associação de materiais predominantemente argiloso (argilas aluminosas ou caolim), ou predominantemente gibbsítico (bauxita). As argilas são ricas em gibbsita, hidróxidos ou óxidos de ferro e quartzo, e a bauxita é rica em concreções e nódulos, e também em quartzo, mas com menos minerais de ferro. Em ambos os casos, podemos ter uma variação na coerência do material; a estrutura original da rocha já foi destruída, devido à intensa homogeneização dos processos de intemperismo. A porosidade aumenta, e os canais e fissuras sofrem alargamentos importantes, condicionando uma percolação mais intensa. Nestes horizontes, o transporte de material em solução e em suspensão auxilia a destruição das estruturas primárias, e sua deposição origina os cutanes, nódulos e concreções. Nesta fase, ganha importância o sistema plásmico secundário.

Os cutanes, isto é, depósitos de material secundário nas paredes de poros e fissuras, podem ser argilosos e/ou ferruginosos e/ou gibbsíticos. Os argilanes são constituídos por caolinita, cujos cristais exibem tamanhos muito reduzidos, o que impede sua individualização e caracterização nos estudos microscópicos. As feições micromorfológicas e as propriedades ópticas dos argilanes representam valores estatísticos para as caolinitas. Os ferranes são geralmente constituídos por goethita, e devem ser considerados, na sua maioria, como ferriargilanes, pois a goethita encontra-se quase sempre associada a quantidades variáveis de caolinita, o que dificilmente é discernível ao microscópio. Óxido de ferro na forma de hematita é encontrado em grânulos, associado ao plasma caolínitico ou em meio à gibbsita. No primeiro caso, o ferro pode colorir a argila, enquanto que no segundo, está sempre individualizado.

Neste estágio da alteração, o plasma primário continua a ser formado, a partir da evolução superficial dos minerais mais resistentes.

Alguns minerais micáceos parcialmente alterados e quartzo, constituem o esqueleto do material. O quartzo, mesmo nes-

- 1- Contato neutro
 - 2- Espaços abertos pela desestabilização simultânea dos minerais primários e ocupados por material secundário (caolinita, gibbsita, óxidos de ferro).
 - 3- Espaço aberto pela alteração e deformação das lamelas de muscovita, ocupado por caolinita neoformada.
 - 4- Zona de difusão do ferro
 - 5- Vazio resultante da dissolução do quartzo
- Fig. 10- ALTERAÇÃO DAS ROCHAS COM QUARTZO

Fig. II - EVOLUÇÃO DOS MICROSSISTEMAS DE ALTERAÇÃO NAS ROCHAS COM QUARTZO

tes horizontes mais superficiais, suporta bem os agentes do intemperismo. Sua evolução é caracterizada pelo aumento de fragmentos trincados e corroídos, os quais se encontram cimentados por gíbsita e/ou ferro, que invadem estes espaços vazios provocados física ou quimicamente, por tensões ou dissoluções, respectivamente (Fotomicrografias 6 e 7).

As figuras 10 e 11 mostram esquematicamente os sítios de desestabilização dos minerais primários e de formação dos minerais secundários, e a evolução dos microssistemas de alteração no material estudado neste item.

1.2. Rochas Básicas, Curucutu

a) Rocha sã

A rocha matriz do perfil bauxítico de Curucutu é um diabásio, com textura predominantemente óptica. Os minerais mais abundantes são plagioclásios (andesina e oligoclásio), piroxênios (diopsídio) e anfibólios (hornblenda). Durante o estudo das lâminas delgadas, foi possível identificar ainda, em quantidades pequenas, outras espécies de piroxênio, como augita, hiperstênio e enstatita, de anfibólio, como tremolita, e ainda olivina, além de minerais opacos, provavelmente magnetita, e de clorita e biotita. Estes últimos são muito raros, com frequências menores que 1%.

A olivina apresenta freqüentemente um bordo de reação, geralmente constituído por piroxênio, quando incluída em cristais de plagioclásios; também observa-se modificações nas bordas da olivina incluída em piroxênios. Esses bordos de reação serão conservados durante a alteração, como será visto mais adiante.

b) CórTEX da rocha sã

A transição entre rocha sã e alterada é brusca; a 1 cm ou menos do material inalterado, todos os constituintes mine

rais encontram-se já totalmente alterados, mas conservando a estrutura intacta.

No côrtex, os plagioclásios foram totalmente g**ib**bsitizados, e esta g**ib**bsitização ocorre sempre a partir das descontinuidades no interior dos cristais e de seus contornos, que são a sede dos microssistemas de contato existentes no início da alteração, por onde percolam as soluções agentes do intemperismo. Esta rede de descontinuidades, que determina um padrão de alteração do tipo linear cruzado ou linear irregular, segundo a terminologia de Stoops et al (1979), é preservada pela g**ib**bsita que nela se forma, e isola fragmentos de plagioclásios, que são lixivados a partir de sua periferia em direção ao centro. Este tipo de alteração classifica-se no padrão pelicular, conforme os autores acima citados, e contribui para o aumento da porosidade e diminuição da densidade aparente em relação à rocha sã (Fotomicrografia 8).

Os piroxênios e anfibólios, como todos os minerais, iniciam sua alteração pelos microssistemas de contato, representados pelas descontinuidades de clivagens, fissuras e limites dos cristais. Há uma exsudação do ferro do retículo cristalino em direção à periferia do cristal ou fragmento de cristal; desta forma, o ferro será concentrado como óxido, em geral goethita, nas descontinuidades, resultante numa rede castanho- avermelhada, que denuncia o padrão de clivagens, fraturas e limites dos minerais primários. Os fragmentos delimitados por essa rede são também lixivados, constituindo-se este fato em outro fator de aumento de porosidade.

A porosidade assim formada constitui-se no sistema fissural, por onde circulam mais rapidamente as soluções. Esta percolação, mais livre, rápida e mais diluída, poderá produzir importantes remobilizações no decorrer da alteração, tanto do Fe como do Al.

A olivina se altera formando goethita em todo o espaço ocupado pelo antigo cristal. Essa goethita tem uma cristalização bem mais perfeita que aquela goethita da rede dos antigos piroxênios e anfibólios. Esta perfeição pode ser explicada

pela pureza do material inicial, sem alumínio, sendo óxido de ferro puro o resultado de sua alteração. A goethita das relíquias de olivinas sofre extinção simultânea em todo o cristal ao girar-se a platina do microscópio, o que evidencia a boa cristalização mencionada. Nas fissuras destas relíquias, ocorre magnetita de origem endógena, já observada na rocha sã.

As coroas ou bordos de reação das olivinas, constituídas por piroxênios, sofrem alteração similar à dos cristais de piroxênios, isto é, resultam numa rede de goethita com padrão idêntico ao dos piroxênios, distinta da goethita da olivina (Foto micrografias 9 e 10).

Neste fácies foi observada, embora raramente, a ocorrência de argilominerais de estrutura 2:1, tipo vermiculita, nas bordas de poros, formando geodos ou argilanes.

c) Rocha totalmente alterada, com estrutura conservada

O material correspondente a este fácies apresenta-se semelhante ao córtex de alteração da rocha. O aspecto geral é o mesmo, isto é, observa-se ao microscópio, um "esqueleto" gibbsítico, poroso, nos locais antes ocupados por plagioclásios, e goethítico, igualmente poroso, nos locais de antigos piroxênios e anfibólios. A porosidade é maior no esqueleto goethítico.

Os microssistemas de contato perderam sua importância na transição rocha sã/rocha alterada, assim que os minerais primários se individualizaram, separando-se um dos outros, pela ação das soluções, dissolvendo material primário e depositando material neoformado (gibbsita e goethita, essencialmente). Nesta etapa, o material alterado constitui o sistema plásmico primário, onde as orientações originais dos minerais primários são conservadas.

Subsistem nesta etapa da alteração, as relíquias de olivinas, conforme descrição anterior.

A vermiculita, neoformada no córtex, representa a fase bissialítica transitória da laterização, e neste fácies já não existe, tendo sido transformada em gibbsita e óxidos de ferro, conforme a tendência geral da alteração. O ferro sofre uma segregação do retículo cristalino, posicionando-se de modo a sublinhar a estrutura da antiga vermiculita.

- d) Rocha totalmente alterada, com estrutura preservada e aporte de material

Neste fácies do perfil estudado, as modificações em relação ao fácies precedente residem na destruição quase completa dos minerais opacos, e na importação de material gibbsítico que, migrando de perfis topograficamente mais elevados, vem preencher tanto os poros do esqueleto de goethita (antigos piroxênios e anfibólios), como do esqueleto de gibbsita (antigos plagioclásios), formando o plasma secundário, que não guarda vestígios do material inicial. Desta forma, estes horizontes sofrem já um enriquecimento absoluto em alumínio, diminuindo a porosidade e aumentando a densidade aparente (Fotomicrografias 11 e 12).

O padrão de descontinuidades dos ferromagnesianos sublinhado pela rede de goethita, sofre deformações, devido à cristalização da gibbsita no interior dos esqueletos ferruginosos (Fotomicrografia 13).

- e) Horizontes superficiais, totalmente alterados e sem conservação das estruturas

Nestes horizontes, ainda é visível a estrutura primária em certas regiões das amostras estudadas, mas, de forma geral, aquela estrutura já foi destruída pelas remobilizações, principalmente da gibbsita, que sai do esqueleto dos antigos plagioclásios, destruindo seus vestígios, e forma acumulações na forma de geodos ou gibbsanes, com boa cristalização (Fotomicrografia 14). Algumas dessas acumulações de gibbsita são visíveis macroscopicamente, como crostas delgadas, de 1 ou 2 mm de espessura revestindo as paredes de fissuras (Fotomicrografia 15).

- 1- Abertura dos contatos, pela destabilização dos minerais primários e formação de minerais secundários
 - 2- Zona de difusão de ferro
 - 3- Bordo de reação (piroxênico) da olivina
 - 4- Vazio resultante da lixiviação do mineral primário
- Fig.12 - ALTERAÇÃO DAS ROCHAS BÁSICAS.

Fig.13-EVOLUÇÃO DOS MICROSSISTEMAS DE ALTERAÇÃO NAS ROCHAS BÁSICAS

Em alguns locais ocorre hematita nos poros do esqueleto de goethita, sugerindo uma transformação desta na primeira, precedida ou não de remobilizações. Ocorrem também ferrigibbsanes, formadas pelo depósito de ferro (no interior) e gibbsita (nas bordas) em espaços antes vazios. O ferro destes depósitos pode ser tanto goethita como hematita.

Permanece ainda boa parte ou mesmo a quase totalidade das relíquias de olivina.

Em algumas partes destes horizontes, é nítido o início da remobilização do óxido de Fe das relíquias dos ferro-magnesianos, pela deformação de suas estruturas.

As figuras 12 e 13 sintetizam a alteração das rochas aqui estudadas, evidenciando a presença dos microssistemas de alteração.

1.3. Rochas Alcalinas, Lavrinhas

a) Rocha sã

Os minerais presentes no nefelina-sienito inalterado são principalmente nefelina, leucita, plagioclásios e ortoclásio; ocorrem como acessórios, titanita, hornblenda verde e minerais opacos (magnetita e ilmenita).

Os plagioclásios, principalmente albita, apresentam sempre geminação simples, e inclusões de nefelina e hornblenda. Os cristais de hornblenda podem também ser encontrados inclusos na leucita ou no contato leucita-plagioclásio. Os opacos podem encontrar-se inclusos em quaisquer dos minerais presentes.

b) CórTEX da rocha sã

Os feldspatóides são os primeiros minerais a serem atingidos pela alteração, que se instala inicialmente nas

descontinuidades e contornos dos cristais, constituindo os microsistemas de contato. Esta alteração resulta numa rede de gibbsita, de alta porosidade, que conserva o traçado das clivagens, fissuras e limites dos cristais, analogamente ao que ocorre aos plagioclásios das rochas anteriormente estudadas, e também desta.

Os fragmentos de nefelina e de leucita isolados entre si por essa rede de gibbsita neoformada, sofrem dissolução e lixiviação total, ou são transformados em substâncias amorfas sílico-aluminosas, que mais tarde podem se cristalizar em gibbsita, ao perder a sílica.

Neste fácies, ainda existem fragmentos sãos de plagioclásios, embora raros (Fotomicrografia 16). A grande parte está já alterada, tendo como resultado a formação do esqueleto gibbsítico poroso característico (Fotomicrografia 17). É possível a distinção entre a rede gibbsítica proveniente da alteração dos feldspatóides, e a proveniente da alteração dos plagioclásios, que possuem padrões diferentes de descontinuidades (Fotomicrografia 18).

A hornblenda é alterada deixando um resíduo ferruginoso, que pode ser tanto de hematita como de goethita. Observou-se a presença de vermiculita, como uma primeira fase na transformação da hornblenda, ocorrida na periferia do cristal. Após essa vermiculitização, o interior do cristal é alterado, resultando num resíduo de óxidos de ferro; em seguida, a vermiculita, sendo apenas uma fase transitória, é também alterada em óxidos de ferro.

c) Rocha totalmente alterada, com estrutura conservada

Neste fácies, estão totalmente alterados os feldspatóides e plagioclásios, resultando num esqueleto gibbsítico, e os anfibólios, resultando num esqueleto ferruginoso, principalmente hematítico. No caso em que o resíduo da alteração da hornblenda é constituído por goethita, há melhor conservação de sua estrutura.

- 1- Espaços abertos pela desestabilização simultânea dos minerais primários, ocupados por material secundário
 - 2- Zona de difusão de ferro
 - 3- Contato neutro
- Fig. 14 - ALTERAÇÃO DAS ROCHAS ALCALINAS

Fig.15 - EVOLUÇÃO DOS MICROSSISTEMAS DE ALTERAÇÃO NAS ROCHAS ALCALINAS

A titanita parece o mineral mais resistente nesta rocha. Neste fácies, encontra-se ainda alguns fragmentos sãos. Sua alteração se dá através da formação de uma fase amorfa ou criptocristalina de leucoxênio, que pode depois evoluir para gibbsita, ou sofrer lixiviação.

Nesta etapa observa-se, localmente, indícios de intensa remobilização do ferro, possibilitada pela atuação do sistema fissural. Há preenchimento dos poros dos esqueletos de antigos minerais primários, formando ferranes, ou ainda colorindo o plasma gibbsítico. Nota-se uma predominância da hematita sobre a goethita, tanto para o ferro remobilizado como para o ferro dos esqueletos.

Subsistem ainda boa parte dos minerais opacos.

As Figuras 14 e 15 sintetizam a alteração das rochas alcalinas aqui estudadas.

1.4. Discussão

A evolução mineralógica e micromorfológica dos materiais foi estudada principalmente através da microscopia óptica, que permitiu confirmar aqui o caráter pontual da alteração, onde os microssistemas desempenham papel fundamental na evolução dos fenômenos de dissolução e recristalização dos minerais primários e secundários, conforme as idéias defendidas por vários autores como Proust (1976), Meunier (1977) e outros citados na parte I.3.

Os fácies de alteração identificados nos materiais bauxitizados a partir dos diferentes tipos litológicos estudados, se caracterizam por propriedades morfológicas distintas, em termos de compactação, cor, estrutura, textura etc., propriedades estas que refletem em grande parte o estado de organização e a fase de evolução dos minerais constituintes. Estes fácies não estão distribuídos regularmente na vertical, num perfil simples, mas num perfil complexo, com intercalações e superposições

daquelas propriedades, no caso dos perfis sobre rochas de composição granítica. Já para as seqüências de alteração de rochas básicas e alcalinas, os fácies sucedem-se normalmente.

A progressão da alteração que se instala na rocha sã, se dá a partir dos microssistemas de contato (Proust, 1976; Meunier, 1977), que podem se comportar diferentemente, segundo a natureza dos minerais em contato e o tipo de reação nele processada. Assim, nos materiais provenientes de rochas de composição granítica temos contatos neutros e contatos de desestabilização simultânea. Os primeiros, que ocorrem somente no material acima citado, permanecem quimicamente inertes: são os contatos quartzo-quartzo. No segundo tipo, alteram-se concomitantemente os minerais justapostos, ou os fragmentos de um mesmo mineral, situados de ambos os lados das superfícies de descontinuidades, como clivagens, geminações, fissuras e outras. Ocorrem em todas as litologias, envolvendo os diversos minerais primários, excessão feita ao quartzo.

Qualquer que seja o tipo de contato, é freqüente a impregnação por óxidos e hidróxidos de ferro, provenientes da desestabilização da biotita.

No diabásio, observam-se contatos reacionais, que atuaram apenas em profundidade, originando bordos de reação piroxênicos ao redor dos cristais de olivina, em contato com piroxênios ou plagioclásios.

No material estudado estão caracterizados os microssistemas de alteração, definidos no capítulo introdutório.

O microssistema de contato, característico do início da alteração, tem um bom exemplo no caso da alteração dos nefelina-sienitos. Cristais de hornblenda apresentaram um caso típico da fase bissialítica que pode ocorrer no início da alteração laterítica, com vermiculitização nos microssistemas de contato, que mais tarde evolui para microssistema fissural, quando então a vermiculita se desestabiliza, resultando em óxidos de ferro, com ou sem gibbsita.

A porosidade de uma maneira geral, representa o sistema fissural e pode ou não apresentar deposição de material secundário em suas paredes, formando cutanes gibbsíticos, ferruginosos ou argilosos.

O material secundário, que constitui o plasma neo formado a partir dos minerais primários, quando "in situ", representa o plasma primário, ou sistema plásmico primário, que guarda ainda as feições estruturais do material que o originou. Neste sistema, podem ocorrer modificações, como dissolução e reprecipitação, ou simples recristalização. O material resultante destes processos constitui o plasma secundário, onde já não se notam indícios quaisquer do material original.

A seqüência de alteração verificada para os minerais primários, apenas confirma as observações constantes na literatura.

No material bauxitizado sobre as rochas de composição granítica, o primeiro mineral a se alterar é o feldspato, sofrendo perda dos álcalis e da sílica, restando a gibbsita como resíduo de alteração. Nas amostras disponíveis, não foi possível distinguir a ordem de estabilidade entre as variedades de feldspato.

Entre os minerais micáceos presentes, a biotita se altera mais rapidamente, sendo frequentemente destruída por completo, antes que a muscovita e a sericita iniciem uma alteração significativa. O resultado da alteração da biotita pode ser um material caolinítico ou ferruginoso, sendo possível também sua total lixiviação, com excessão do ferro segregado do retículo cristalino.

A muscovita e a sericita têm um comportamento semelhante, sendo muito estáveis; comumente encontram-se cristais inalterados, associados a horizontes completamente alterados e remobilizados. Quando alteradas, as sericitas resultam em caolinita, pseudomórfica. O mesmo é válido para grande parte das muscovitas que, por outro lado, podem apresentar uma gibbsitização indireta, através da dessilicificação da caolinita, ou mesmo

direta, porém raramente.

O quartzo pode sofrer alguma dissolução ou corro
são, pela intensa atuação dos agentes de intemperismo. Nos hori
zontes superficiais, nota-se o aumento do número de grãos trinca
dos e corroídos.

No perfil sobre diabásio, verifica-se que os pla
gioclásios e ferromagnesianos têm uma alteração aparentemente rā
pida, pois a transição rocha sã/cōrtex totalmente alterado ē
brusca. Os primeiros sofrem uma gibbsitização direta, enquanto
que a alteração dos ferromagnesianos tem como resíduo apenas ōxi
dos e hidróxidos de ferro. A evolução dos anfibólitos e piroxê
nitos parece ser semelhante com o correr da alteração, não sendo
possível distinguir a ordem de estabilidade entre eles, pelas
amostras estudadas.

A olivina ē também rapidamente alterada, e seu
resíduo ferruginoso, goethítico, muito bem cristalizado, pode
permanecer até os últimos estádios de alteração. A magnetita das
fissuras dessas relíquias ē resultado de uma alteração em profun
didade, quando parte do ferro foi segregado do retículo para as
fissuras, na forma de magnetita.

Os minerais opacos, essencialmente magnetita, re
sistem bem até o fácies de rocha totalmente alterada, com estru
tura preservada e aporte de material, onde apresentam-se quase
completamente destruídos.

A presença de vermiculita não ē significativa em
termos quantitativos, mas confirma a fase bissialítica transitō
ria da laterização, que desaparece ainda no início da alteração,
no fácies de rocha totalmente alterada, com estrutura conservada.

Entre os feldspatōides e plagioclásios das ro
chas alcalinas, as observações mostram uma leve diferença em
termos de resistência; no cōrtex da rocha, existem ainda fragmen
tos sãos de plagioclásios, enquanto todos os feldspatōides jā
foram gibbsitizados, seja diretamente ou através de uma fase a-

morfa sílico-aluminosa.

A hornblenda, cujo resíduo de alteração é essencialmente ferruginoso, via de regra hematítico, sofre uma fase bissialítica no início de sua meteorização, de vermiculita, posteriormente destruída.

A titanita é o mineral mais resistente, com excesso dos opacos, ilmenita e magnetita. Sua alteração ocorre por intermédio de uma fase amorfa ou criptocristalina de leucoxênio que, com o correr da alteração, evolui para gibbsita ou é totalmente lixiviado.

A figura 16 mostra esquematicamente a resistência dos minerais primários com o correr da alteração, assim como o aparecimento dos minerais secundários mais importantes.

A gibbsitização dos minerais primários constituintes das rochas estudadas se dá direta ou indiretamente. No caso dos feldspatos, ela é sempre direta, em qualquer das litologias. Os feldspatóides podem apresentar uma fase intermediária na sua gibbsitização, de material amorfo sílico-aluminoso. Outra fase intermediária possível é a caolinita, praticamente obrigatória na evolução das muscovitas. Já a biotita, dificilmente alcança o estágio gibbsítico mas, quando o faz, é sempre através da caolinização prévia.

A composição mineralógica dos nefelina-sienitos e, diabásio permite uma bauxitização rápida e direta através da alteração ferralítica, pois os seus minerais primários, feldspatóides e plagioclásios principalmente, evoluem diretamente em gibbsita, através da dessilicificação, com acumulação relativa em alumínio. Além disso, ocorre também a acumulação absoluta, pela deposição do alumínio que sofre migração, em solução ou suspensão. O Al é um elemento considerado, a priori, imóvel no meio superficial, considerando-se que as águas naturais têm um pH entre 4 e 9, intervalo de imobilidade para o alumínio, conforme mostra a Figura 17. Contudo, a migração da alumina em solução ocorre e podemos observar seus efeitos. Este fato será facilmente explicado se considerarmos os microssistemas químicos existentes nos contatos e des

R.S - Rocha sã, R.P.A-Rocha parcialmente alterada, C - Córtex, R.T.A- Rocha totalmente alterada, H.R-Horizontes remobilizados

Fig. 16- DESESTABILIZAÇÃO DOS MINERAIS PRIMÁRIOS E APARECIMENTO DOS MINERAIS SECUNDÁRIOS NOS PERFÍS DE ALTERAÇÃO DOS MATERIAIS ESTUDADOS.

continuidades dos minerais, onde seja possível a percolação das soluções, e onde reinam condições próprias, variáveis de ponto para ponto, segundo a velocidade de percolação, a natureza das soluções em termos de concentração, temperatura, e a mineralogia, cuja influência reside no conceito de pH de abrasão, que é o pH apresentado pela solução em contato com cada tipo mineralógico. Este pH é sempre alcalino no caso dos silicatos, que podem ser encaixados como sais de ácido fraco (ácido silícico) e bases fortes. Na série dos feldspatos, por exemplo, a albita tem um pH de abrasão entre 9 e 10, enquanto que a anortita e o feldspato potássico apresentam um valor de 8. Os piroxênios e olivinas, assim como os anfibólios, apresentam valores mais elevados (10 e 11). Os óxidos primários e secundários e os silicatos secundários apresentam valores de pH de abrasão muito menos elevados, e dentro do intervalo normal (5 a 7).

Desta forma, nos micromeios são comumente atingidos altos valores de pH, maiores que 9,5 e que permitem a mobilização do alumínio, que será precipitado após um certo transporte, ao encontrar condições favoráveis.

Embora os feldspatos das rochas de composição granítica sofram igualmente uma pronta gibbsitização, a bauxitização neste caso não é um processo simples como ocorre para as rochas alcalinas. A presença, em grandes quantidades de muscovita, que se transforma por degradação, favorecendo a formação de argilo minerais (caolinita, neste caso), muito estáveis nas condições superficiais, dificulta a bauxitização do material, pois exige uma evolução longa em condições excepcionais de drenagem para uma dessilicificação (Lelong et al, 1976). Por outro lado, mesmo sabendo-se muito intensas as condições de lixiviação na área, não se pode desprezar a influência do quartzo no fornecimento de sílica ao meio que se em nosso caso não chegou a impedir, deve ter, ao menos, retardado a gibbsitização.

A ausência de quartzo na rocha matriz da bauxita é geralmente considerada fundamental (Gardner, 1970). Segundo Kittrick (1969), a atividade em H_4SiO_4 determina o mineral a ser precipitado nas neoformações (sílica amorfa, montmorilonita, caolinita ou gibbsita, conforme a Figura 18), e o argumento usado é que

Fig. 17- SOLUBILIDADE DO ALUMÍNIO EM FUNÇÃO DO pH.
Fonte: F.C. Loughnan, 1969.

Fig. 18- DIAGRAMA DE ESTABILIDADE PARA ALGUNS MINERAIS NO SISTEMA Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O , A 25°C E 1 ATM. A LINHA DE ESTABILIDADE PARA CADA MINERAL É CONTÍNUA, QUANDO ELE É O MINERAL MAIS ESTÁVEL DO GRUPO.
(Fonte J. A. Kittrick, 1969.)

havendo quartzo no meio de alteração, o nível em sílica dissolvida nunca será baixo o suficiente para permitir a dessilicificação dos minerais proto-gibbsíticos. No caso da gibbsitização a partir da dissolução incongruente da caolinita, a ausência de quartzo também é uma clássica premissa, segundo dados de Garrels e Christ (1967) e Millot e Fauck (1971)(apud Bocquier, 1976). Além disso, acredita-se que pode haver em certas situações, até mesmo, uma ressilicificação da gibbsita, pela sílica proveniente da dissolução do quartzo.

Sabe-se hoje, contudo, através da aplicação da cinética, que em perfis quartzosos, com excepcional drenagem, é possível que a concentração em sílica dissolvida nas soluções percolantes nunca atinja um nível que dificulte a precipitação de hidróxidos de alumínio. Além disso, existe a possibilidade da existência de "filmes" ferruginosos envolvendo os grãos de quartzo, dificultando sua dissolução e assim, diminuindo a influência do quartzo (Loughnan e Bayliss, 1961).

As características morfológicas da bauxita de Mogi das Cruzes, sem uma uniformidade na sequência dos fácies de alteração, com intercalações e inversões, e indicando retrabalhamento, dificultam a compreensão de sua evolução, sobre a qual algumas considerações são feitas no capítulo final. Ao contrário, a bauxitização do diabásio e dos nefelina-sienitos se deu "in situ", sem fases intermediárias, num processo simples, direto e rápido, em que todos os fatores envolvidos favoreceram a acumulação do alumínio.

2. Evolução Química dos Materiais

2.1. Resultados

Os dados relativos às análises químicas, no caso das amostras de diabásio, de nefelina-sienitos e seus produtos de alteração, referem-se a sequências normais de alteração, enquanto que no caso dos materiais intemperizados a partir de rochas de composição granítica, as análises referem-se aos hori

zontes remobilizados, classificados como caolim, argila alumino-sa ou bauxítica, e bauxita (V. Ítem II - 1 Materiais). Os dados químicos destes últimos materiais, foram fornecidos pela Empresa de Mineração B.F.Lopes, de Mogi das Cruzes; as rochas alcalinas e básicas e seus fácies intemperizados foram analisados no Instituto de Geociências da USP, Laboratório de Geoquímica, pela própria autora.

As tabelas 1, 2 e 3 mostram a composição química, expressa em porcentagem em peso ou em ppm, de todos os materiais estudados.

Quando, durante a alteração, há conservação das estruturas originais, é possível calcular a quantidade, em peso, de cada óxido por unidade de volume, nos fácies alterados, e compará-la com a quantidade no mesmo volume de rocha fresca, avaliando-se assim, as perdas e ganhos reais nos diversos fácies de um perfil, em relação à rocha sã em sua base. Tem-se então, o balanço geoquímico da alteração, através do chamado cálculo isovolume (Bonifas e Millot, 1955).

Estes cálculos puderam ser feitos para as rochas alcalinas e básicas, a partir dos dados químicos expressos em porcentagens volumétricas, obtidos da seguinte forma: % volumétrica (g/100 cc) = % em peso (g/100g) x D.A. (g/cc).

O balanço geoquímico, ou o cálculo das perdas e ganhos reais de uma amostra alterada (A_2) em relação à amostra sã (A_1) correspondente, é dado pela equação: $\Delta = (D.A.)_2 \times x_2 - (D.A.)_1 \times x_1$, onde x é a porcentagem em peso de cada óxido. Para um resultado positivo, tem-se caracterizado um ganho daquele óxido durante a alteração, e para um resultado negativo, uma perda.

A composição química expressa em porcentagem volumétrica está na tabela 4. A tabela 5 mostra o balanço geoquímico, feito para as seqüências de alteração das rochas alcalinas e básicas. As perdas e ganhos reais dos diversos óxidos são indicadas neste balanço geoquímico, como também na tabela 6, onde consta o cálculo da porcentagem de variação do teor absoluto de cada óxido em cada fácies, com relação à rocha sã.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O	Total
SC1	50,94	11,90	9,81	12,96	1,65	9,62	0,15	1,0	1,04	99,07
SC2	15,86	27,97	23,11	0,11	0,08	0,30	0	2,25	29,46	99,14
SC3	12,84	31,90	22,25	0,23	0,03	0,14	0,01	1,64	29,81	98,85
SC4	1,94	41,98	19,82	0,23	0,01	0,02	0	1,82	33,74	97,62
SF1	55,88	18,84	1,83	1,13	13,42	0,13	6,70	0,20	1,0	99,13
SF2	20,20	35,44	6,94	0,34	1,87	0,02	4,52	0,63	27,9	97,86
SF3	10,46	43,84	7,88	0,01	1,08	0,04	3,47	1,19	31,20	99,17
SG1	55,86	19,99	1,89	1,01	13,88	0,13	6,56	0,70	2,50	102,52
SG2	12,22	39,78	6,76	0,23	1,79	0,14	3,66	0,84	31,90	97,32
SG3	7,92	45,10	7,54	0,11	1,29	0,10	2,05	1,03	32,10	97,24
S1	55,87	19,42	1,86	1,07	13,65	0,13	6,63	0,45	1,75	101,33
S2	16,21	37,61	6,85	0,29	1,83	0,08	4,09	0,74	29,55	97,25
S3	9,19	44,47	7,71	0,06	1,19	0,07	2,76	1,11	31,65	98,21

SC - Diabásio
SF - Nefelina-Sienito (Text.Fina)
SG - Nefelina-Sienito (Text.Grosseira)
S - Nefelina-Sienito (Média)

TABELA 1 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA, EM % PESO, DO DIABÁSIO, NEFELINA-SIENITOS E SEUS PRODUTOS DE ALTERAÇÃO

	Mn	Ni	Cu	Co	Ga
SC1	2,740	0,485	0,118	0,177	tr
SC2	0,360	0,145	0,176	0,091	2
SC3	0,270	0,185	0,196	0,059	3
SC4	0,160	0,125	0,153	0,087	tr
SF1	4,050	tr	1,370	0,087	tr
SF2	2,250	0,085	0,007	0,079	1
SF3	3,450	0,085	0,018	0,063	1
SG1	2,000	0,075	0,001	0,087	1
SG2	5,800	0,085	0,015	0,087	1
SG3	1,710	0,085	0,007	0,087	2

TABELA 2 - TEORES DE ELEMENTOS MENORES E TRAÇOS NOS MATERIAIS ESTUDADOS, EM PPM.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O	Total
MC-4	60,9	26,6	1,25	tr	0,03	0,20	0,43	1,05	9,53	99,99
MC-4	66,0	21,9	2,60	tr	0,07	0,30	1,48	0,21	7,46	100,02
MC-5	52,1	31,4	2,37	tr	0,03	0,31	0,43	1,82	11,50	99,96
MC-6	18,1	54,7	1,14	-	-	-	-	0,09	-	-
MC-6	8,0	60,7	0,79	-	-	-	-	0,09	-	-
MC-6	14,9	53,9	3,37	-	-	-	-	0,40	-	-
MC-6	29,7	47,0	1,53	-	-	-	-	0,19	-	-
MC-6	25,1	44,0	8,21	-	-	-	-	2,26	-	-

TABELA 3 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS HORIZONTES REMOBILIZADOS, PROVENIENTES DA ALTERAÇÃO DE ROCHAS GRANÍTICAS, EM % EM PESO

MC-4: caolim; MC-5: argilas bauxíticas; MC-6: bauxita.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O
SC1	156,40	36,50	30,10	39,79	5,10	29,50	0,50	3,10	3,20
SC2	21,10	37,20	30,70	0,15	0,10	0,40	0	3,00	39,20
SC3	15,00	37,30	26,00	0,27	0,04	0,20	0,01	1,90	34,90
SF1	140,30	47,30	4,60	2,84	33,70	0,30	16,80	0,50	2,51
SF2	29,50	51,70	10,10	0,50	2,70	0,03	6,60	0,90	40,70
SF3	11,00	52,20	8,30	0,01	1,10	0,04	3,60	1,20	32,80
SG1	145,20	54,60	4,90	2,63	36,10	0,30	17,10	1,80	6,50
SG2	13,20	63,60	10,80	0,37	2,90	0,20	3,50	1,30	50,00
SG3	9,40	53,70	9,00	0,13	1,50	0,10	2,40	1,20	38,20
S1	142,80	51,00	4,80	2,74	34,90	0,30	17,00	1,20	4,50
S2	21,40	57,70	10,50	0,44	2,80	0,10	5,10	1,10	45,40
S3	10,20	53,00	8,70	0,07	1,30	0,10	3,00	1,20	35,50

TABELA 4 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA, EXPRESSA EM PORCENTAGENS VOLUMÉTRICAS (g/100cc),
DO DIABÁSIO, NEFELINA-SIENITOS E SEUS PRODUTOS DE ALTERAÇÃO

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O
SC-2	-135,30	+0,70	+0,60	-39,64	- 5,00	-29,10	- 0,50	-0,10	+36,00
SC-3	-141,40	+0,80	-4,10	-39,52	- 5,10	-29,30	- 0,49	-1,20	+31,70
S-2	-121,40	+6,70	+5,70	- 2,30	-32,10	- 0,20	-11,90	-0,10	+40,90
S-3	-132,80	+2,00	+3,90	- 2,70	-33,60	- 0,20	-14,00	0	+31,00

TABELA 5 - BALANÇO GEOQUÍMICO PARA A ALTERAÇÃO DO DIABÁSIO E DOS NEFELINA - SIENITOS (MÉDIA)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O
SC-2	-86,50%	+1,90%	- 2,00%	-99,60%	-98,00%	-98,60%	-100,00%	- 3,20%	- 990,60%
SC-3	-90,40%	+2,20%	+13,60%	-99,30%	-99,20%	-99,20%	-100,00%	-38,70%	+ 990,00%
S-2	-85,00%	+0,10%	+11,88%	-83,90%	-92,00%	-66,70%	- 70,00%	-20,00%	+ 908,90%
S-3	-93,00%	+0,04%	+81,30%	-97,40%	-96,30%	-66,70%	- 82,40%	0	+ 688,90%

TABELA 6 - PERDAS (-) OU GANHOS (+), EM PORCENTAGEM, APRESENTADOS PELAS AMOSTRAS EM RELAÇÃO À ROCHA Sã

Nas Figuras 19 e 20, o mesmo balanço geoquímico é representado graficamente, relacionando a variação dos teores absolutos (porcentagens volumétricas) dos diversos óxidos, em função da densidade aparente, que pode ser tomada como um índice de alteração nos processos isovolume. Desta forma, temos caracterizado o comportamento dinâmico dos diversos óxidos durante a alteração.

2.2. Discussão

A partir dos balanços geoquímicos e gráficos de variação dos teores absolutos dos diversos óxidos analisados, pode-se tentar a interpretação do processo de alteração das rochas alcalinas e básicas, do ponto de vista químico.

A hidrólise dos silicatos é evidenciada pela eliminação da maioria dos elementos, principalmente os alcalinos e alcalino-terrosos, juntamente com a sílica.

O alumínio sofre nas duas litologias estudadas, um aumento por unidade de volume, embora pouco significativo, o que nos obriga a admitir que, embora não haja perturbação das estruturas originais, houve uma acumulação absoluta, paralelamente à acumulação relativa, através de transporte de cima para baixo, vertical ou lateral, a partir das camadas de bauxita mais evoluídas, que podem sofrer uma certa lixiviação. Não é possível, entretanto, estimar quanto do alumínio permaneceu "in situ", e quanto foi importado. A diferença entre o teor em Al da rocha sã, e o teor do produto alterado, não representa necessariamente todo o alumínio importado, pois uma parte deste alumínio da rocha sã pode ter sido eliminada durante a hidrólise, aumentando assim a parcela de contribuição alóctone do total presente na rocha alterada.

O ferro sofre um grande aumento na alteração do nefelina sienito, embora o produto final seja relativamente pouco ferruginoso, o que é explicado pelo seu baixo teor inicial. No caso do diabásio, este elemento sofre um aumento pouco significativo na primeira fase de alteração, e uma perda também pequena

Fig. 19 - VARIAÇÃO DOS TEORES ABSOLUTOS DOS DIVERSOS ÓXIDOS (g/100cc), EM FUNÇÃO DA DENSIDADE APARENTE (g/cc), PARA ● NEFELINA-SIENITO E SEUS PRODUTOS DE ALTERAÇÃO.

Fig. 20 - VARIAÇÃO DOS TEORES ABSOLUTOS DOS DIVERSOS ÓXIDOS (g/100cc), EM FUNÇÃO DA DENSIDADE APARENTE, (g/cc), PARA O DIABÁSIO E SEUS PRODUTOS DE ALTERAÇÃO.

na segunda; o caráter ferruginoso da bauxita resultante é também justificado pelo teor inicial, bastante alto.

Quanto ao ganho de ferro por adição externa, é válido o mesmo raciocínio utilizado para o alumínio.

Desta forma, temos, nas seqüências estudadas, que as estruturas originais das rochas são deixadas pela maioria dos elementos durante a hidrólise, passam a ter como suporte quase que exclusivamente os óxidos hidratados de Fe e de Al. Sem dúvida, uma parte destes elementos é autóctone, resíduo da alteração ferralítica, mas outra parte provém de processos iluviais.

O comportamento do titânio é diferente para cada um dos casos estudados. Na alteração do diabásio, este elemento é eliminado continuamente, mas apenas em parte, ao passo que na alteração do nefelina-sienito, mantém-se constante no final, embora passe por uma ligeira perda intermediária. Este fato está relacionado com a permanência da titanita durante a alteração.

Alguns elementos traços foram dosados, como Mn, Ni, Cu, Co e Ga. Verificou-se um comportamento irregular, provavelmente pelo pequeno número de análises.

A alteração se desenvolve com uma razoável adição de água aos horizontes alterados (balanço positivo), representando o único ganho real nos fácies onde a alteração não destrói as estruturas, exceção feita ao ferro na primeira etapa da alteração dos nefelina-sienitos, conforme evidenciado pelo balanço geoquímico.

Os resultados das análises do material sobre rochas de composição granítica atestam a heterogeneidade de composição dos horizontes retrabalhados. O material argiloso (caolinita), é rico em alumina, e a bauxita é rica em sílica e ferro, mas com teores muito variáveis.

IV. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Durante o desenvolvimento deste trabalho, alguns aspectos importantes foram evidenciados e serão discutidos nesta parte final, com relação aos fatores controladores da bauxitização, aos processos de bauxitização e sua caracterização geoquímica, bem como a cronologia da alteração que gerou as bauxitas estudadas.

1. Controles Atuantes na Bauxitização

A importância exercida pela concentração das soluções, e sua velocidade de percolação foi evidenciada durante os estudos micromorfológicos. Essas características da percolação determinam o comportamento e estabilidade dos minerais primários e secundários. Podemos utilizar o exemplo da deposição de gibbsita nas fissuras e contornos de grãos de quartzo em dissolução, que representa a co-existência de fenômenos aparentemente mutuamente exclusivos, e que somente se explica através de uma rápida circulação das águas com teor em sílica dissolvida nunca suficiente para impedir a neoformação da gibbsita. Esta é uma situação típica do sistema fissural, definido por Proust (1976) e Meunier (1977).

Em Curucutu e em Lavrinhas, a alta porcentagem de gibbsita já no córtex de alteração da rocha, evidencia a ação de processos de lixiviação intensa em tempo relativamente curto. Verifica-se, portanto, a grande importância da alta pluviosidade registrada nas áreas, ou do clima como um todo, bastante agressivo. Da mesma forma, verifica-se o papel da posição topográfica dos depósitos e da estrutura e textura da rocha, que condiciona a dinâmica da água, favorável ao rápido escoamento das águas de drenagem em todos os casos estudados.

Contudo, mesmo num meio global agressivo, a ocorrência de vermiculita em pequena escala na alteração do diabásio, representando a fase bissialítica transitória da laterização (Maignien, 1961, Chatelin, 1974), atesta a importância dos micros-

sistemas, que podem apresentar condições muito particulares e diversas das condições médias globais do perfil ou do depósito.

A ocorrência de material sílico-aluminoso de natureza amorfa na alteração das rochas alcalinas representa igualmente uma evidência de que ocorrem pontualmente condições menos agressivas, num meio globalmente agressivo.

Em Mogi das Cruzes, o fator limitante da gibbsitização global é o fator litológico. Embora os controles climático e topográfico ofereçam condições favoráveis à alitização, o caráter quartzoso e micáceo da litologia inicial dificulta a rápida dessilicificação do meio, determinando a formação de caolinita em grande quantidade, proveniente das micas, mas existindo ainda a gibbsitização direta dos feldspatos.

Neste caso, a gibbsitização total do material requer um tempo mais longo de evolução, onde atuem as mesmas condições ideais de clima e drenagem interna dos perfis, para a dessilicificação da caolinita formada.

Conclui-se que a ação do controle litológico não muda o rumo da alteração, sempre em direção à alitização, mas pode retardá-lo, como no caso de Mogi das Cruzes, ou influir na composição da bauxita final, ferruginosa, no caso de Curucutu, ou pura, no caso de Lavrinhas.

Nos solos sobre o tálus alcalino, em Lavrinhas, observa-se um fenômeno não generalizado, que evidencia o papel da matéria orgânica existente em abundância no topo dos perfis, e que provoca a ocorrência de pHs baixos o suficiente para dissolver todo ou quase todo o alumínio, que migra para baixo, depositando-se sob a forma de nódulos ou concreções gibbsíticas ao encontrar níveis menos ácidos, onde a influência da matéria orgânica é menor, resultando num aspecto de camada de seixos, na base do perfil do solo.

2. Os Processos de Bauxitização

A bauxitização das ocorrências estudadas ocorreu através de dois processos. O primeiro, que se instala logo no início da alteração, é o de acumulação relativa do alumínio, pela perda de todos os outros elementos, sendo a bauxita, um resíduo "in situ" da evolução superficial da rocha. Neste caso, o mecanismo envolvido é o de dessilicificação, tanto dos silicatos primários constituintes da rocha, como da caolinita secundária.

O outro processo, de acumulação absoluta, atua nos níveis mais evoluídos. As remobilizações, em maior ou menor escala, são facilitadas pela alta porosidade, e ocorrem por migração da alumina em solução verdadeira, coloidal, ou em suspensão. Neste processo, o plasma primário é desestabilizado e recristalizado ou redepositado, formando o plasma secundário, onde pode não haver mais nenhum sinal das estruturas originais. A iluviação é um fenômeno importante na bauxitização estudada, formando feições características, os "cutanes", de natureza argilosa (caolinítica), gibbsítica e/ou ferruginosa.

Em Curucutu e em Lavrinhas, observa-se com facilidade a evolução da bauxitização. Nas fácies iniciais, próximos à rocha sã, o processo atuante é de acumulação relativa, através de uma alteração do tipo isovolume, com conservação das estruturas, onde as bases e o silício liberados na hidrólise são exportados do perfil, e o ferro é acumulado juntamente com o alumínio.

Nos fácies mais evoluídos, evidencia-se o papel das remobilizações, ocasionando desde pequenas perturbações até destruição total das texturas e estruturas originais, e promovendo a acumulação absoluta do alumínio e do ferro, respectivamente aluminificação e ferrificação.

Em Mogi das Cruzes, trata-se de material secundário, já retrabalhado, e não existe esta sucessão nítida da evolução dos processos num perfil vertical. Contudo, é possível observar regiões das amostras onde as estruturas originais estão ainda conservadas, através da acumulação relativa do alumínio pela

partida dos outros elementos, assim como também se observa regiões apresentando deposição de material remobilizado e acumulado de maneira absoluta, isto é, aluminificação e ferrificação.

A natureza complexa dos perfis nesta área, deixa dúvidas quanto à interpretação de sua evolução, sugerindo a possibilidade de flutuações nas condições controladoras do processo intempérico, significando mudanças no rumo da alteração através do tempo, que resultaram na irregularidade observada dos horizontes em termos de composição mineralógica, ocorrendo desde horizontes bauxíticos até predominantemente caoliníticos, passando por horizontes de composição intermediária.

3. A Caracterização Geoquímica dos Processos de Alteração

Nos materiais estudados, caracteriza-se a hidrólise como mecanismo de alteração superficial, com suas três grandes tendências evolutivas, conforme definido por Pedro (1964, 1966), tendo como critérios o comportamento dinâmico da sílica e do alumínio.

A alitização é a tendência final em todos os casos. Sobre as rochas alcalinas e básicas, o produto final apresenta um sensível empobrecimento em sílica, com a relação K_f (SiO_2/Al_2O_3) igual a 0,2 para a bauxita sobre rochas alcalinas, e 0,1 para o produto de alteração do diabásio.

O comportamento do ferro é idêntico ao do alumínio em todos os casos estudados, o que justifica a denominação de ferralitização para o processo atuante, significando a simultaneidade entre a ferruginização dos minerais ferromagnesianos e a alitização dos feldspatos e feldspatóides.

Considerando o teor inicial em ferro do diabásio e dos nefelina-sienitos, compreende-se os produtos finais deles formados, altamente ferruginoso para o primeiro, e pobre em ferro para os segundos.

Com relação às rochas de composição granítica de Mogi das Cruzes, ocorre um paralelismo entre os processos geoquímicos: as muscovitas sofrem uma monossililitização, as biotitas ferruginização e monossililitização concomitantes (ferrilitização), enquanto que os feldspatos sofrem uma alutização.

A ocorrência da monossililitização reflete a dificuldade do meio na dessilicificação total de certos minerais, o que acabará ocorrendo com o tempo, e reforça a idéia de que a ferrilitização se desenvolve mais facilmente quanto mais pobre em sílica for o material inicial.

A bissilitização está presente na alteração de alguns cristais de hornblenda logo no início da alteração tanto do diabásio como do nefelina-sienito, na forma de vermiculita, cuja relação K_i é superior a 2. Este fenômeno caracteriza a fase bissilitica transitória da ferrilitização (Maignien, 1961; Chatelin, 1974), com uma expressão quantitativa e temporal muito pequena.

Os cristais de titanita das rochas alcalinas, podem apresentar na sua alteração uma fase intermediária de hemissilitização, pela formação de material amorfo sílico-aluminoso, que é rapidamente gibbsitizado, não chegando a alcançar importância na evolução da rocha.

O quadro da Figura 21 apresenta uma síntese da evolução das rochas estudadas.

4. Cronologia das Alterações

As observações efetuadas nas áreas de Mogi das Cruzes e Curucutu, aliadas às informações obtidas na bibliografia, levam a crer que ambas as áreas representariam resíduos da superfície de erosão neogênica, de De Martonne (1943-44), de idade de plio-pleistocênica. Contudo, os depósitos das duas áreas têm características diferentes, o que distanciaria as suas idades. O caráter autóctone da bauxita de Curucutu coloca a alteração como

ROCHA	PRINCIPAIS MINERAIS	PROCESSO GEOQUÍMICO DOMINANTE	MINERAL SECUNDÁRIO RESULTANTE	PRODUTO FINAL
Nefelina-Sienito	Feldspatos Feldspatoides (Hornblenda)	— Alitização — — (Ferruginização) —	Gibbsita (óx. e hidróx. de Fe)	Bauxita
Diabásio	Feldspatos — Anfibólios Piroxênios }	— Alitização — — Ferruginização —	Gibbsita (óx. e hidróx. de Fe)	Bauxita Ferruginosa
Rochas de Composição granítica	Feldspatos — Muscovita — Biotita — Quartzo —	— Alitização — — Monossilicificação — — Alitização — — Fersialitização — — Alitização — — Dissolução Parcial —	Gibbsita Caolinita Gibbsita (óx. e hidróx. de Fe) + caolinita Gibbsita Quartzo	Bauxita Caolínica Argila Bauxítica Argila (Caolim)

FIGURA 21 - QUADRO SIMPLIFICADO DA EVOLUÇÃO DOS MATERIAIS ESTUDADOS

sendo mais jovem que a superfície; considerando que esta pode estar já algo rebaixada, a alteração poderia ser muito mais jovem que a superfície.

Já em Mogi das Cruzes, a situação é bem diversa: os fragmentos e restos de crostas ou couraças encontradas nas cotas mais altas evidenciam a contribuição de material bauxitizado e encouraçado em altitudes superiores, posteriormente desmantelado e removido até a posição atual. O material estudado, portanto, sofreu uma primeira fase de alteração em tempos anteriores à formação da superfície neogênica. Desta forma, a alteração atual age sobre um material já alterado, mais antigo que a superfície que o suporta, o que caracteriza o caráter secundário da bauxita ou da laterita formada.

Com respeito à bauxitização do material taludiano em Lavrinhas, o aspecto a ser discutido se refere a uma alteração anterior ou posterior à formação do tálus, já que a idade do próprio tálus não está ainda definida com segurança.

A bauxitização do tálus é um processo contínuo, tendo atuado sobre o material ainda "in situ", e após a sua descida. Contudo, a fase de bauxitização maior responsável pela formação das jazidas parece-nos ter ocorrido após a estabilização do material ao pé do Maciço, o que contraria as idéias expostas por Sigolo (1979). A morfologia dos depósitos, com matacões de dimensões avantajadas, ultrapassando os 5 m, totalmente bauxitizados e conservando, sem perturbações, as estruturas originais da rocha sugere que este material foi bauxitizado já na sua posição atual. Este ponto de vista baseia-se na consideração de que um material deste tipo, não teria resistido intacto a um movimento de massa de tal porte, mesmo sendo um movimento lento, em meio plástico.

A existência de matacões totalmente bauxitizados ao lado de outros apenas incipientemente bauxitizados na sua periferia, assim como a presença de depósitos quase estereis ao lado de outros altamente mineralizados, são fatos justificados pela drenagem interna dos perfis, ou seja, pela dinâmica da água, diferente em cada porção do tálus, e diferente em cada pon

to do mesmo perfil. Esta irregularidade da percolação é que provocou a alteração diferencial, que não deve, a nosso ver, ser usada como argumento a favor de uma bauxitização anterior à formação do tálus. Da mesma forma, a alteração de natureza caolínitica das rochas do embasamento não significa que a bauxitização não se desenvolve atualmente de maneira intensa, mas simplesmente atesta que as condições litológicas dificultam uma perfeita bauxitização, atingida apenas nas rochas alcalinas, onde o baixo teor em sílica não representa um grande obstáculo.

A alternância de condições mais secas e mais úmidas no clima durante o Quaternário Superior tem sido indicada em vários trabalhos, como Bigarella e Ab'Saber (1964), Bigarella e Mousinho (1965), Bigarella (1971), entre outros. Este comportamento do clima, associado a certos aspectos observados na área, como a existência de grandes espessuras de bauxita no lado não tectonizado do Maciço Alcalino, e na existência de caolinita na matriz argilosa do tálus, leva-nos a uma interpretação da seqüência dos fenômenos de alteração na área: em fase anterior, de clima mais seco, a alteração sobre o maciço não era muito intensa e incluía a caolinização dos minerais, muito embora houvesse também a gibbsitização, pelo favorecimento do controle litológico. Assim, o material escorregado era constituído por blocos sãos com matriz caolínitica-gibbsítica. Hoje, em clima mais úmido, sobre o maciço, o processo de bauxitização é intenso, a partir das rochas sãs e a partir da caolinita formada anteriormente, e sobre o tálus, também ocorre uma bauxitização intensa dos blocos e matacões rolados, a partir de sua periferia, que representa superfícies de descontinuidade favoráveis à percolação preferencial, ao passo que a caolinita da matriz ainda subsiste, por estar inserida em meio relativamente menos lixiviante, ou seja, a matriz argilosa, em posições topográficas mais baixas em relação ao maciço.

Em resumo, a conclusão é de que parte do material desceu já bauxitizado, mas o processo continuou ainda mais intensamente, formando expressiva porcentagem do minério após a formação do tálus.

AGRADECIMENTOS

Após concluída a apresentação desta dissertação de mestrado, cabe lembrar várias pessoas e entidades que tiveram toda sua parcela de responsabilidade pela realização do trabalho, às quais registro aqui minha sincera gratidão.

Ao Prof. Adolpho José Melfi, pela orientação, pelos ensinamentos que me transmitiu, pelo amplo apoio em todos os momentos do desenvolvimento do trabalho.

Aos professores do Instituto de Geociências-USP, durante o curso de Graduação e de Pós-Graduação, a quem devo minha iniciação na geologia, e de quem obtive sempre o apoio necessário e oportuno.

A Missão ORSTOM no IGUSP, especialmente ao Prof. Dr. Jean-Marie Wackermann, que com dedicação acompanhou viagens ao campo, orientou a utilização da Espectrografia de Emissão, e principalmente deu assistência total e constante nos estudos de Microscopia Óptica. Ao Dr. Jean Delvigne, também pelo auxílio na Microscopia Óptica. Ao Dr. Armand Chauvel, pela orientação na técnica de impregnação das amostras friáveis e obtenção das fotomicrografias. Enfim, a todos estes e ainda aos Drs. Jean-Jacques Trescases, Boris Volkoff e Jean-Claude Parisot, a presença constante e auxílio nos trabalhos de laboratório e na obtenção de bibliografia. Ao químico Sylvain Raymond Locati, pela orientação nas análises químicas.

Ao geólogo Joel B. Sigolo, que acompanhou os trabalhos de campo em Lavrinhas, transmitindo suas experiências na região.

Ao engenheiro Dr. Jesuino Felicissimo Jr., que auxiliou os trabalhos de campo em Curucutu.

A Empresa de Mineração B.F. Lopes, que autorizou a visita aos depósitos de Mogi das Cruzes, e cedeu os dados obtidos durante a pesquisa feita pelo engenheiro Alceu F. Barbosa.

As geógrafas May C. Modenesi, que enriqueceu o trábalho com críticas e sugestões, e Maria Tereza Nóbrega, que também esteve presente com seu apoio em várias oportunidades.

A Flávia, Dino, Sidrônia e Iráclito, colegas e amigos, que muito facilitaram o meu trabalho, e com sua amizade tornaram gratificante a minha permanência no Instituto.

A Anália, Adilson, André, Cleide, Mário e Neide, pelo auxílio no Laboratório de Geoquímica e de Difração de Raios-X; a D. Melany e Cláudio pela cuidadosa confecção das lâminas delgadas.

A equipe da Biblioteca do I.G., D. Ruth, Dulce, Beth, Stela e Terezinha, a equipe da Secretaria de Pós-Graduação, D. Nair e Madalena, as secretárias do Departamento de Geologia Geral, Claudete e Lourdes, pela simpatia com que sempre me atenderam.

A FAPESP, cujo apoio financeiro foi imprescindível, e ao CNPq, que também participou financeiramente nos últimos meses do trabalho.

Aos que participaram na execução da forma final do trabalho: Jaime, pelo cuidado com que trabalhou nas fotografias, D. Itacy e Walter, na execução dos desenhos, a equipe gráfica do IG, e a Sra. Claudete, pelo zelo na datilografia final.

Finalmente, a minha gratidão a meus pais, Leinha e Wilson, cujo apoio incondicional, durante todo o tempo e em todos os aspectos, foi fundamental para o início, desenvolvimento e conclusão não só desta dissertação, mas de todas as minhas realizações. A eles, e ainda a Henrique e Felipe, meus filhinhos, e ao Mauro, dedico este trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N. - 1954 - "A geomorfologia do Estado de São Paulo" IBGE, Cons.Nac.Geogr., Rio de Janeiro, p. 1-97.
- AB'SABER, A.N. - 1958 - "O sítio urbano de São Paulo" in "A cidade de São Paulo, estudos de geografia urbana" cap.5, vol.1, AGB, Cia.Ed.Nac., São Paulo, p. 169-245.
- AB'SABER, A.N. - 1969 - "Ritmo da epirogênese pós-cretácica e setores da superfícies neogênicas em São Paulo". Geomorf., 13: 15. IGEOG, USP.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1958 - "O Planalto Paulistano" in "A cidade de São Paulo, estudos de geografia urbana" cap.4, vol.1, AGB, Cia.Ed.Nac., São Paulo, p. 113-167.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1964 - "Fundamentos geológicos do relevo paulista". IGG, Bol.41, São Paulo, p. 167-263.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1976 - "The system of Continental Rifts bordering The Santos Basin, Brazil" - An.Acad.Bras.Ciências, supl. 48, p. 15-26.
- AMADOR, E.S. - 1975 - "Estratigrafia e Sedimentação na Bacia de Resende, RJ" - Simp.Int.Quat., An.Acad.Bras.Ciências, 47, p. 180-191.
- ANDRIESSE, J.P. - 1969 - "The influence of the nature of parent rock on soil formation under similar atmospheric climates" - Soil and tropical weathering - Proceedings of The Bandung Symposium - Natural Resources Research XI UNESCO.p. 95-140.
- BARDOSSY, Gy. - 1970 - "Comparaison des bauxites de karst" - An. Inst.Geol. Publ. Hungarici - v.LIV, 3.
- BARDOSSY, Gy. - 1979 - "Growing significance of bauxite" EPISODOS, 1979, nº 2.

- BARDOSSY, Gy. - 1981 - "Paleoenvironments of laterites and lateritic bauxites - Effect of global tectonism on bauxite formation" Proc.Int.Sem. Later. Proc. -Trivandrum, India,1979. Oxford & IBH Publ. Co., p. 287-294.
- BELINGA; S.E. - 1972 - "L'alteration des roches basaltiques et le processus de bauxitisation dans l'Adamaoua (Cameroun)" - Tese Univ.Paris VI.
- BERNER, R.A. - 1977 - "Rate control of mineral dissolution under earth surface conditions. Proceed. of the Soc. Int. Symp. on water-rock interaction, Strasbourg 1977, section IV, p. IV-1 - IV-13.
- BIGARELLA, J.J. e AB'SABER, A.N.- 1964 - "Palðogeographische und Palðoklimatische aspekte des Känozoikums in Süd-brasilien". Zeitschrift für Geomorphologie, 8(3):286-312.
- BIGARELLA, J.J. e MOUSINHO, M.R.-1965 - "Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas". Bol. Paran.Geogr., (16-17): 153-197.
- BIGARELLA, J.J. - 1971 - "Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. Bol.Inst. Geogr. USP, série Paleoclimas. São Paulo, 1. 22p.
- BISDOM, E.B.A. - 1967 - "The role of microcrack systems in the spheroidal weathering of an intrusive granite in Galicia (NW Spain)" Geologie in Mijnbouw-46.
- BOCQUIER, G. (1976) - "Synthèse et perspectives: migration et accumulations de l'aluminium et du fer" Bull. Soc. Géol. France, (7) t. XVIII nº 1: 69-74.
- BOCQUIER, G. (1979) - "Importance des microsystems dans les évolutions supergênes - Introduction" Bull. Ass.Franc. pour l'étude du Sol, Sémin.Alt. des roches cristallins, 1978, Versailles, nº 2 e 3.

- BONIFAS, M. - 1959 - "Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique". Mém.Serv.Carte Géol.Als.-Lorr., Strasbourg, 17, 159 p.
- BOULANGE, B.; PAQUET, H. et BOCQUIER, G. - 1975 - "Géochimie de la surface - Le rôle de l'argile dans la migration et l'accumulation de l'alumine de certaines bauxites tropicales" C.R. Acad. Sc. Paris, t.280.
- BOULET, R. - 1974 - "Modalités d'action du lessivage dans les sols tropicaux développés sur granites (Haute-Volte). Etude micromorphologique". Cah.ORSTOM, sér. Pédologie, Vol.X n° 4.
- BREWER, R. - 1964 - "Fabric and mineral analysis of soil" J. Wiley and sons.
- BROWN, G. - 1972 - "The X-ray identification and crystal structures of clay minerals" - Min. Soc. London, 544 p.
- CAILLÈRE, S.; HENIN, S. e BIROT, P. - 1957 - "Sur la formation transitoire de montmorillonite dans certaines altérations latéritiques." C.R.Acad. Sci. Paris, 244, 788-791.
- CAILLÈRE, S. e POBEGIUN, Th. - 1964 - "Considérations sur la genèse des bauxites de la France méridionale". C.R.Acad. Sci Paris, t. 262, p. 1661-1664.
- CARROL, D. - 1970 - "Rock weathering". Plenum Press, N.York.
- CHATELIN, Y. - 1972 - "Les sols ferrallitiques" - t.1- Init.Doc. Tech. n° 20 - ORSTOM - Paris.
- CHATELIN, Y. - 1974 - "Les sols ferrallitiques" t.3 - Init. Doc. Tech. n° 24 - ORSTOM, Paris.
- CHAUVEL, A. - 1979 - "Curso de Micromorfologia do Solos" - IG - USP, mimeogr.
- CORRENS, C.M. e VON ENGELHARDT, W. - 1938 - "Neue untersuchungen über die Verwitterung des kalifeldspates" - Chemie der Erde 12, 1-22.

- CORDANI, U.G., COIMBRA, A.M., BOTTURA, J.A. e RODRIGUES, E.L.M. - 1974 - "Geologia da Região de Cruzeiro e Cachoeira Paulista, e sua importância na interpretação da evolução tectônica do Vale do Paraíba" - Geologia Ciência Técnica - CEPEGE, IG-USP (6), 9-30.
- DELMAS, A.B. - 1979 - "Apport de la cinétique dans la connaissance des phénomènes d'altération". Bull. AFES, Sém. Alt. Roches, 1978, Versailles, n° 2 e 3.
- DELVIGNE, J. - 1965 - "Pedogénese en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique". Mém. ORSTOM Paris.
- DELVIGNE, J. - 1977 - "Micromorphologie des processus d'altération des roches ultrabasiques de Côte D'Ivoire en vermiculite, montmorillonite et kaolinite". I Reunion Int. Suelos - Granada.
- DE MARTONNE, E. - 1943-44 - "Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico" - Rev. Bras. Geogr. 5(4): 523-547 e 6(2) : 155-175.
- DUCHAUFOR, PH. - 1965 - "Précis de Pédologie" Masson et Cie. Paris.
- DUCHAUFOR, PH. - 1968 - "L'évolution des sols" Masson et Cie. Paris.
- ERHART, H. - 1967 - "La gènesse des sols en tant que phénomène géologique" Masson et Cie. Paris.
- ERHART, H. - 1973 - "Itinéraires géochimiques et cycle de l'aluminium" Doin, Paris.
- ESWARAN, H., G. STOOPS e C. SYS - 1977 - "The micromorphology of gibbsite forms in soils" J. Soil Science, 28.
- FELICISSIMO Jr., J; e FRANCO, R.R. - 1956 - "Bauxita no altiplano da Serra de Cubatão". Bol. SBG vol. V n° 2.

- FOX, C.S. - 1932 - "Bauxite and aluminous laterite" The Chemical Press Ltd.
- FRIPIAT, J.J. e HERBILLON, A.J.- 1971 - "Formation and transformation of clay minerals in tropical soils" Soil and Tropical Weathering - Proceedings of the Bandung Symposium - 1969 - UNESCO, Nat.Res.Res., 11, p. 15-24, Paris.
- FRITZ, B. e TARDY, Y. - 1976 - "Séquences des minéraux secondaires dans l'altération des granites et roches basiques. Modèles thermodynamiques". Bull. Soc.Géol. France, 18, 1, p. 7-12.
- GARDNER, L.R. - 1970 - "A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite". The Am. Min.vol.55.
- GARRELS, R.M. e CHRIST, C.L. - 1965 - "Solutions, minerals and equilibria", Harper and Row, N.Y.
- GARRELS, R.M. e HOWARD, P. - 1957 - "Reactions of feldspars and mica with water at low temperatures and pressures". Proc.Nat. Conf. Clays and Clay Minerals 6, p. 68-88.
- GOLDSCHMIDT V.M. - 1954 - "Geochemistry" - Clarendon Press, Oxford.
- GOMES, J.C.F. - 1956 - "Jazida de bauxita de Curucutu - SP". Rev. Esc. Minas, Ouro Preto, MG, vol.XX, jan./56, nº 2, p. 7-16.
- GÖNI, J. - 1966 - "Contribution à l'étude de la localisation et la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques". Mém. BRGM, 45.
- GORDON, M. e TRACEY, J.I. - 1952 - "Origin of the Arkansas bauxite deposits. Problems of clay and laterite genesis". Am.Inst. Min.Met., p. 12-34.
- GORDON, M., TRACEY, J.I. e ELLIS, M.W. - 1958 - "Geology of the Arkansas bauxite region". U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 299, 268 p.

- GOUDIE, A. - 1973 - "Duricrusts in Tropical and subtropical landscapes". Clarendon Press - Oxford.
- GRIM, R.E. - 1953 - "Clay Mineralogy" - McGraw Hill Book Co. N.Y.
- GROKE, M.C.T.; MELFI, A.J. e WACKERMANN, J.M. - 1980 - "Transformações mineralógicas e estruturais ocorridas durante a bauxitização de rochas cristalinas ácidas. Estudo do depósito bauxítico de Mogi das Cruzes, SP". Anais XXXI Congr. Bras. Geol., 1980, vol. 1, p. 128-135.
- GRUBB, P.L.C. - 1970 - "Mineralogy, geochemistry and genesis of the Bauxite deposits on the Gove and Mitchell Plateaux, Northern Australia" Min. Dep. (Berl.) 5: 248-272.
- GUIMARÃES, J.E.P. e KENWORTHY, J.S. - 1943 - "A bauxita de Mogi das Cruzes" - Rev. Polit. set./43.
- HARRASSOWITZ, H. - 1926 - "Laterit", Fortschr. Geol. Paleontologie, Berlim, 4, 253-565.
- HEINRICH, E.W. - 1956 - "Microscopy Petrography" - McGraw Hill Book Co. N.Y.
- HELGESON, H.C. - 1968 - "Evaluation of irreversible reaction in geochemical process involving minerals and aqueous solutions I-Thermodynamic relation". Geochim. Cosmochim. Acta, 32, p. 853-877.
- HELGESON, H.C.; GARRELS, R.M. e MACKENZIE, F.T. - 1969 - "II-Applications". Geochim. Cosmochim. Acta, 33, p. 455-481.
- HENIN, S. e PEDRO, G. - 1979 - "Rôle de l'hétérogénéité minéralogique du milieu sur les modalités de l'altération" - Bull. AFES Sém. L'Altération des Roches Cristallines, 1978, Versailles nº 2 e 3.
- HESS, P.C. - 1966 - "Phase equilibria of some minerals in the $K_2O.Na_2O.Al_2O_3.SiO_2.H_2O$ system at 25°C and 1 atm" Am.J.Sci. vol. 264.

- ILDEFONSE, Ph., PROUST, D., MEUNIER, A. e VELDE, B. - 1979 - "Rôle de la structure dans l'altération des roches cristallines au sein de microsystemes" - Bull. AFES Sémin. L'Altération - des Roches Cristallines - Versailles, 1978, nº 2 e 3.
- JENNY, H. - 1951 - "In origin of soils. Applied sedimentation". - TRASK, p. 41-61, Wyley N.York.
- KITTRICK, J.A. - 1969 - "Soil minerals in the $Al_2O_3.SiO_2.H_2O$ systems and a theory of their formation" Clays and clay minerals vol. 17:157-167, Pergamon Press.
- KNECHT, T. - 1952 - "A bauxita de Mogi das Cruzes" Min. e Met. - vol. 16.
- KNECHT, T. - 1940 - "Bauxita, diversos lugares nos municípios da capital e Itapecerica" Bol. IGG nº 27, p. 51-52.
- KRAMER, J.R. - 1970 - "Mineral water equilibria in silicate weathering" XXVIII Int.Geol. Congress - Prague (6).
- KRAUSKOPF, K.B. - 1956 - "Dissolution and Precipitation of silica at low temperatures" Geoch.Cosm. Acta, 10:1-27.
- KRAUSKOPF, K.B. - 1972 - "Introdução à geoquímica" - Polígono - EDUSP, São Paulo.
- LAMEGO, A.R. - 1949 - "A faixa costeira de Vitória" Bol.DGM-DNPM nº 128.
- LELONG, F.; TARDY, Y.; GRANDIN, G.; TRESCASES, J.J. e BOULANGÉ, B. - 1976 - "Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits" Reprinted from Handbook of Strata-bound and stratiform ore deposits. Elsevier Scient. Co., Chap.3, p. 93-173, Amsterdam.
- LINDSTAEDT, H.P. - 1972 - "A alteração das rochas alcalinas - Lagoes - SC" - Seminário UFRS (datilogr.).
- LENEUF, N. - 1959 - "L'altération des granites calco-alcalins

et des granodiorites en Côte-d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés". 210 p. Th.Paris.

LING ONG, A. - 1971 - "Correlation between chemical bond and chemical weatherability of the common rock-forming minerals" Soil and Tropical weathering - Proceedings of the Bandung Symposium - 1969, UNESCO, Paris.

LOUGHNAN, F.C. e BAYLISS, P. - 1961 - "The mineralogy of the bauxite deposits near Weipa, Queensland", Am.Miner. 46, p. 209-217.

LOUGHNAN, F.C. - 1969 - "Chemical weathering of the silicate minerals" - Elsevier Scient. Publ.Co., N.York.

MACKENZIE, R.C. - 1957 - "The differential thermal investigation of clays". Min.Soc. London, 456p.

MAIGNIEN, R. - 1961 - "Sur les argiles noires tropicales d'Afrique Occidentale". Bull.Spécial, Ass.Fr.Et. Sol, 131-144.

MASSARD, P. - 1977 - "Approche thermodynamique des phénomènes de dissolution. Aspect cinétique en système ouvert". Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 100, p. 177-184.

MASON, B.H. - 1971 - "Princípios de geoquímica" Polígono-EDUSP, São Paulo.

MAYANZA, E.C. - 1977 - "Solubilisation de la silice a partir du quartz et de la kaolinite - Individualisation de la gibbsite dans les sols" Thèse Univ. Paul Sabatier de Toulouse (Sciences).

MELFI, A.J. - 1967 - "Intemperismo de granitos e diabásios no Município de Campinas e arredores, Estado de São Paulo". Tese de doutoramento - Fac.Fil.Ciên.Letras-USP, São Paulo.

MELFI, A.J. e LEVI, F. - 1971 - "Geochemical and mineralogical - study on the first stages of weathering of basic and related rocks" - Part I - Rev.Bras.Geoc., Vol.I.

- MELFI, A.J.; CORDANI, U.G.; CARVALHO, A.; MINIOLI, B.; PENALVA, F.; BASEI, M.A.S. e COUTINHO, J.M.V. - 1976 - "Geologia das Folhas de Lorena e Cruzeiro" - Convênio DNPM e Inst.Geoc.USP 77 p.
- MELFI, A.J. e PEDRO, G. - 1977 - "Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil" Parte I - Rev. Bras.Geoc. Vol.7 nº 4.
- MEUNIER, A. - 1977 - "Les mecanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystemes - Thèse Univ. Sci. Poitiers.
- MICHARD, G. e FOUILLAC, C. - 1974 - "Evaluation des transferts d'éléments au cours des processus d'altération des minéraux par des fluides". C.R. Acad. Sci. Paris, 278 D, p. 2727-2729.
- MILLOT, G. e BONIFAS, M. - 1955 - "Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation". Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 8,1, p.3-20.
- MILLOT, G. - 1964 - "Géologie des argiles" - Masson et Cie, Paris.
- MILLOT, G.; BOCQUIER, G. e PAQUET, H. - 1978 - "Géochimie et paysages tropicaux" (datilogr.).
- MODENESI, M.C. - 1980 - "Intemperismo e morfogênese no Planalto de Campos do Jordão-SP". Rev.Bras.Geoc., vol.10, p.213-225.
- MONIZ, A.C. - 1969 - "Estudo mineralógico de argilas do Maciço Alcalino de Poços de Caldas" FFCL-USP Bol. 304 - Mineralogia nº 19.
- MOORHOUSE, W.W. - 1959 - "The study of rocks in thin section"- Harper and Brothers, N.Y.
- MORAIS, L.J. - 1943 - "Bauxita em Mogi das Cruzes" Min.e Met . nº 38, vol.7.

- NORTON, S.A. - 1973 - "Laterite and bauxite formation" Econ.Geol. 68: 353-361.
- NOVIKOFF, A. - 1974 - "L'altération des roches dans le massif du Chaillu (Rép.Pop.du Congo), formation et évolution des argiles en zone ferrallitique" Thèse Univ. Louis Pasteur de Strasbourg.
- OLIVEIRA, S.M.B. - 1980 - "Alteração Intempérica das rochas ultrabásicas de Santa Fé (GO) e Gênese do depósito niquelífero". Tese Dout. I.G.-USP, São Paulo.
- OLWEILLER, D.A. - 1974 - "Química Analítica Quantitativa" vol. 3. Livros Técnicos e Científicos Editora S.A., R.J.
- PEDRO, G. - 1964 - "Contribution à l'étude expérimentale de l'altération chimique des roches cristallines." Thèse Doc. Fac.Sci. Paris.
- PEDRO, G. - 1966 - "Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux de l'altération superficielle des roches". C.R.Acad. Sci. Paris, 292-D, p. 1828-1831.
- PEDRO, G - 1968 - "Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique". Rev.Geogr.Phys. et Géol. Dyn., X, 5, p. 457-470.
- PEDRO, G. - 1976 - "Synthèse et perspectives: altérations météoriques et argiles" - Bull. Soc.Géol.France (7), t.XVIII n° 1.
- PEDRO, G. - 1979 - "Caractérisation générale des processus de l'altération hydrolitique". Bull.AFES - Sém. Alt. Roches, 1978, Versailles, n° 2 e 3.
- PEDRO, G. e DELMAS, A.B. - 1980 - "Regards actuels sur les phénomènes d'altération hydrolytique. Leur nature, leur diversité et leur place au cours de l'évolution géochimique superficielle". (datilogr.).

- PELLOUX, P.; DABIN, B.; FILLMANN, G. e GOMEZ, P. - 1971 - "Méthodes de détermination des cations échangeables et de la capacité d'échange dans les sols". Inst.Doc.Tech., 17, ORSTOM Paris.
- PENALVA, F. - 1967 - "Geologia e tectônica da região do Itatiaia" - Bol. FFCL-USP - 302 (Geologia-22) - São Paulo.
- PETROVIC, R.; BERNER, R.A. e GOLDBERGER, M. - 1976 - "Rate control in dissolution of alkali feldspars. I Study of residual feldspars grains by X-ray photoelectron spectroscopy" - *Geochim.Cosmochim. Acta.* 40, p. 537-548.
- PINTO, M.S. - 1937 - "Bauxita" - *Rev.Eng.Min.Met.*, 2, (8).
- PINTO, M.S. - 1938 - "Descoberta de ocorrências de bauxita no Itatiaia" - *Rev.Eng.Min.Met.*, 3 (15).
- PROUST, D. - 1976 - "Etude de l'altération des amphibolites de la Roche-l'Abeille. Evolutions chimiques et minéralogiques des plagioclases et des hornblendes". Thèse 3e. cycle, n° 605, Poitiers, 85p.
- RANKAMA, K. e SAHAMA, T.O. - 1950 - "Geochemistry" - Univ.Chicago Press.
- RIBEIRO FQ, E. - 1967 - "Geologia e Petrologia dos Maciços Alcalinos do Itatiaia e Passa-Quatro". Bol. FFCL-USP 302 (Geologia-22), São Paulo.
- SEDDOH, F. - 1973 - "Altération des roches cristallines du Morvan". *Mém. Géol.Univ.Dijon*, 337p., multigr.
- SEGALEN, P. - 1957 - "Étude de sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar". *Mém.Inst.Sci.Madagascar*, D, 8, p. 1-195.
- SEGALEN, P. - 1971 - "Metallic oxides and hydroxides in soils of the warm and humid areas of the world: formation, identification, evolution". *Soils and Trop.weath-Proc.of the Bandung Symp.*, 1969, UNESCO, Paris.

- SIGOLO, J.B. - 1979 - "Geologia de depósitos residuais bauxíticos na região de Lavrinhas - SP, e sua viabilidade econômica". - Diss.Mestrado IG-USP, São Paulo.
- STEVENS, R.E. e CARRON, M.K. - 1948 - "Sample field test for distinguishing minerals by abrasion pH". Ann. Min., vol.33.
- STOOPS, G.; ALTEMULLER, H.J.; BISDOM, E.B.A.; DELVIGNE, J.; DOBROVOLSKY, V.V.; FITZPATRICK, E.A.; PANEQUE, P. e SLEEMAN, J. - 1979 - "Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology". Pedologie, XXIX, 1. Ghent.
- SUGUIO, K. - 1969 - "Contribuição à Geologia da Bacia de Taubaté" - Tese Doutorado FFCL-USP, Boletim especial I.
- SUSZCZYNSKI, E.F. - 1978 - "New bauxitic ore deposits in the oriental portion of the Brazilian Shield" - 4th ICSOBA vol.2, Athens.
- TARDY, Y. - 1969 - "Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique". Mém.Serv.Carte Géol. Als. e Lorr., 31, 199p.
- TRESCASES, J.J. - 1975 - "L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale" - Mém.ORSTOM, n° 78, 259 p., Paris
- TRICHET, J. - 1969 - "Contribution à l'étude de l'altération expérimentale des verres volcaniques". Thèse Doc.Fac.Sci.Paris, 232 p.
- VALENTON, I. - 1972 - "Bauxites" - Elsevier Sci. Publ.Co., Amsterdam.
- VALENTON, I. - 1973 - "Considerations for the description and nomenclature of bauxite" - ICSOBA, 1973.
- VERBEKE, R. - 1969 - "Sur un procédé de fabrication de lames minces dans des roches peu cimentées et des soles" - Bull. Soc. Géol. de France (7)-XI- p. 426-433.

- WACKERMANN, J.M. - 1975 - "L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semihumide. Étude minéralogique et géochimique des arènes du Senegal Oriental. Consequences pour la cartographie et la prospection". Thèse Sc, Strasbourg, 373p.
- WEBER, B.N. - 1959 - "Bauxitização no distrito de Poços de Cal das, MG, Brasil". Bol. SBG., vol.8, nº 1.
- WOLLAST, R. - 1967 - "Kinetics of the alteration of K-feldspar in buffered solutions at low temperatures". Geochim.Cosmoch. Acta 31, p. 635-648.

F O T O G R A F I A S

FOTOMICROGRAFIAS

FOTOMICROGRAFIA 1 - Amostra MC-2, L.P., aumento 17,5 X

Resíduo de plagioclásio em vias de alteração, ainda visível o limite entre duas máclas. Já há gibbsita preenchendo cavidades dissolvidas e fissuras do plagioclásio.

FOTOMICROGRAFIA 2 - Amostra MC-3, L.P., aumento 17,5 X

Muscovita caolinizada, com as lamelas deformadas e separadas, e assembléia de grãos de quartzo, alguns trincados e corroídos cimentados por gibbsita. No plasma predominantemente gibbsítico, fragmentos de muscovita em vias de caolinização ou já caolinizados.

FOTOMICROGRAFIA 3 - Amostra MC-3, L.N., aumento 17,5 X

Segregação do ferro do retículo cristalino da biotita, que se posiciona sob a forma de óxidos ou hidróxidos, nos contornos dos cristais e entre as lamelas.

FOTOMICROGRAFIA 4 - Amostra MC-3, L.P., aumento 17,5 X

Preservação das descontinuidades dos feldspatos pela formação de gibbsita nestes locais, resultando numa rede de geodos de gibbsita separando cavidades vazias (poros).

FOTOMICROGRAFIA 5 - Amostra MC-3, L.P., aumento 17,5 X

Muscovita deformada em leque, caolinizada, em processo de gibbsitização. As partes mais claras representam a gibbsita resultante da alteração da caolinita.

FOTOMICROGRAFIA 6 - Amostra MC-3, L.P., aumento 17,5 X

Assembléia de grãos de quartzo, cimentados por gibbsita. Alguns grãos encontram-se trincados, corroídos, e invadidos pela gibbsita. O fundo matricial é essencialmente gibbsítico.

FOTOMICROGRAFIA 1

FOTOMICROGRAFIA 2

FOTOMICROGRAFIA 3

FOTOMICROGRAFIA 4

FOTOMICROGRAFIA 5

FOTOMICROGRAFIA 6

FOTOMICROGRAFIA 7 - Amostra MC-3, L.P., aumento 17,5 X

Detalhe da alteração do quartzo; cristal apresentando trincas, sinais de corrosão e invasão por material secundário (gibbsita e óxidos de ferro).

FOTOMICROGRAFIA 8 - Amostra SC-3, L.P., aumento 17,5 X

Fantasma de plagioclásio, gibbsitizados. Após a gibbsitização, restaram os contornos nítidos dos antigos cristais de plagioclásios, tendo sido lixiviados o seu interior e os outros minerais primários.

FOTOMICROGRAFIA 9 - Amostra SC-3, L.N., aumento 17,5 X

Relíquia de olivina, cujo bordo de reação (piroxênio) teve tam bém sua estrutura preservada. Dentro da olivina goethitizada, as fissuras são sublinhadas por magnetita, endógena. A relíquia está circundada por fantasmas de piroxênios e anfibólios, e por gibbsita.

FOTOMICROGRAFIA 10 - Amostra SC-5, L.P., aumento 17,5 X

Mesmo aspecto da fotomicrografia 9.

FOTOMICROGRAFIA 11 - Amostra SC-4, L.P., aumento 17,5 X

Relíquias de piroxênios e anfibólios, conservadas pelos óxidos de ferro que sublinham as clivagens e demais descontinuidades. A porosidade anteriormente existente, encontra-se preenchida por gibbsita bem cristalizada, que precipitou-se após a migração de partes topograficamente mais altas.

FOTOMICROGRAFIA 12 - Amostra SC.5, L.P., aumento 17,5 X

Cutanes gibbsíticos, ou geodos de gibbsita, no interior da porosidade dos fantasmas de piroxênios e anfibólios.

FOTOMICROGRAFIA 7

FOTOMICROGRAFIA 8

FOTOMICROGRAFIA 9

FOTOMICROGRAFIA 10

FOTOMICROGRAGIA 11

FOTOMICROGRAFIA 12

FOTOMICROGRAFIA 13 - Amostra SC-5, L.P., aumento 17,5 X

Deformação dos fantasmas de ferromagnesianos (piroxênios e anfíbios), pela deposição de gibbsita nos vazios.

FOTOMICROGRAFIA 14 - Amostra SC-5, L.P., aumento 17,5 X

Remobilização da gibbsita, formando gibbsanes e preenchendo a porosidade dos fantasmas de ferromagnesianos.

FOTOMICROGRAFIA 15 - Amostra SC-5, L.P., aumento 17,5 X

Depósito gibbsítico macroscópico (gibbsane), circundado por fantasmas de ferromagnesianos, invadidos por gibbsita em seus poros.

FOTOMICROGRAFIA 16 - Amostra S-2, L.P., aumento 17,5 X

Feldspato em processo de alteração, que se instala nas discontinuidades, onde se forma a gibbsita.

FOTOMICROGRAFIA 17 - Amostra S-2, L.P., aumento 17,5 X

Gibbsita preservando o padrão de discontinuidades do antigo feldspato.

FOTOMICROGRAFIA 18 - Amostra S-3, L.P., aumento 17,5 X

Três formas de ocorrência da gibbsita sobre rochas alcalinas: à esquerda, gibbsita primária, guardando o padrão de descontinuidades do feldspato; à direita, gibbsita primária guardando o padrão de discontinuidades de feldspatóides, e embaixo, à direita, gibbsita secundária, sem preservar nenhuma estrutura.

FOTOMICROGRAFIA 13

FOTOMICROGRAFIA 14

FOTOMICROGRAFIA 15

FOTOMICROGRAFIA 16

FOTOMICROGRAFIA 17

FOTOMICROGRAFIA 18

FOTOGRAFIAS

- FOTO 1 - Mogi das Cruzes. Visão geral do relevo.
- FOTO 2 - Mogi das Cruzes. Concreções bauxíticas, vermiformes, concentradas superficialmente, após retirada dos horizon - tes superiores do solo.
- FOTO 3 - Curucutu. Visão geral do relevo.
- FOTO 4 - Curucutu. Antiga exploração de bauxita ferruginosa para pavimentação de estradas, já desativada.
- FOTO 5 - Lavrinhas. O morro à direita pertence ao tálus do maciço de Passa-Quatro, já dissecado pela erosão. Ao longo do rio, observa-se blocos e matações de rochas alcali - nas.
- FOTO 6 - Lavrinhas. Aspecto de uma das jazidas em exploração, com separação manual dos blocos bauxíticos. A matriz argilo sa nesta área apresenta teores de Al_2O_3 de até 38%.
- FOTO 7 - Lavrinhas. Visão geral da jazida da foto 6.
- FOTO 8 - Mogi das Cruzes. Parede de trincheira, mostrando de bai xo para cima, material alterado conservando a estrutura da rocha, bauxita terrosa amarela e horizontes argilo sos concrecionários.
- FOTO 9 - Mogi das Cruzes. Corte resultante da retirada das cama - das superficiais. De baixo para cima, observa-se mate - rial friável e ferruginoso apresentando bolsões de bau - xita terrosa amarela e seixos de quartzito, horizonte en couraçado, duro e solo argiloso rico em quartzo e ferro.
- FOTO 10 - Lavrinhas. Frente de lavra da jazida das fotos 6 e 7. Em cima, solo argiloso amarelo desenvolvido sobre o mate - rial do tálus, matriz argilosa com blocos de alcalinas bauxitizadas e grande matação inalterado, camada de sei xos gibbsíticos, e novamente matriz argilosa com blocos bauxitizados.

FOTO 1

FOTO 2

FOTO 3

FOTO 4

FOTO 5

FOTO 6

FOTO 7

FOTO 8

FOTO 9

FOTO 10