

Este exemplar vem por de a rede de
fiscal da tese defendida por Maria
Luiz D. de Carvalho e Silva e
aprovada pela comissão julgadora
em 01/12/85

João D. Bell

Si38c

12450/BC



calco - Projeto
implantar

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E MINERALÓGICA
DOS PRODUTOS DA ALTERAÇÃO INTEMPÉRICA DAS
METABÁSICAS DE NAZARÉ PAULISTA-SP

ALUNA: Maria Luiza Melchert de Carvalho e Silva
ORIENTADORA: Prof. Dra Sônia Maria Barros de Oliveira

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
CAMPINAS, DEZEMBRO DE 1989

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL



SUMÁRIO

SUMÁRIO DE FIGURAS	i
SUMÁRIO DE TABELAS	iii
SUMÁRIO DE FOTOGRAFIAS	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
3. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	14
3.1 Localização da área.	14
3.2 Aspectos geográficos e geomorfológicos	14
3.3 Geologia regional.	16
3.4 os depósitos de bauxita e a área estudada.	23
4. MÉTODOS	27
4.1 Amostragem	27
4.2 Preparação das amostras.	29
4.3 Análises químicas.	30
4.4 Difractometria de raios X	31
4.5 Determinação da densidade aparente	31
4.6 Identificação de minerais pesados.	32
4.7 Tratamento estatístico dos dados químicos.	33
5. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E EVOLUÇÃO DOS MATERIAIS.	34
5.1 A rocha-mãe.	34
5.2 Os materiais de alteração.	35



5.3 A alterabilidade relativa dos minerais	42
5.4 Conclusões	48
6. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DOS MATERIAIS.	54
6.1 Introdução	54
6.2 Classificação dos materiais.	54
6.3 Comportamento dos elementos maiores e traços	57
6.3.1 nas diferentes categorias de materiais.	57
6.3.2 análise de correlação (Pearson)	68
6.3.3 análise de componentes principais	70
6.3.4 análise fatorial - VARIMAX.	74
6.4 Comportamento dos elementos terras raras	81
6.4.1 as terras raras na alteração.	81
6.4.2 representação dos resultados.	85
6.4.3 as terras raras na rocha fresca	86
6.4.4 as terras raras no perfil de alteração.	90
6.4.5 as terras raras e elementos correlacionados	96
6.5 Conclusões	98
7. SUGESTÕES PARA PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA.	103
8. A JAZIDA DE NAZARÉ PAULISTA E O CONTEXTO BRASILEIRO	111
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS.	116
FOTOMICROGRAFIAS	120
BIBLIOGRAFIA CITADA E REFERIDA	124
APENDICE	136



SUMÁRIO DE FIGURAS

FIGURA 1:	Intensidade de formação de bauxita no tempo	11
FIGURA 2:	Localização da área estudada.	15
FIGURA 3:	Distinção entre os grupos Sã do Itaberaba e São Roque	18
FIGURA 4:	Mapa de distribuição litológica	19
FIGURA 5:	Localização dos corpos de bauxita na área estudada	24
FIGURA 6:	Mapa geológico do Morro da Pedra Preta.	26
FIGURA 7:	Perfil esquemático da alteração anfibolito- bauxita	40
FIGURA 8:	Perfil esquemático da topossequência do Morro da Pedra Preta.	41
FIGURA 9:	Esquema da sequência de alteração anfibolito- bauxita	49
FIGURA 10:	Composição química da bauxita, argila e rocha fresca em termos de seus principais componentes	56
FIGURA 11:	Distribuição das amostras estudadas no diagrama de Schellmann.	58
FIGURA 12:	Possibilidades de perdas e ganhos dos elementos maiores e traços em relação à rocha fresca.	61
FIGURA 13:	Diagrama Eh/pH: gibbsita-água e hematita (magnetita)-água.	65



FIGURA 14: Diagrama Eh/pH: Al-H ₂ O, Mn-O-H ₂ O, Al-H ₂ O e Nii-Co-O-H ₂ O.	67
FIGURA 15: Composição das componentes principais	72
FIGURA 16: "Scores" das componentes principais	73
FIGURA 17: Composição dos fatores - VARIMAX.	76
FIGURA 18: "Scores" dos fatores - VARIMAX.	77
FIGURA 19: "Scores" dos fatores - VARIMAX, distinguindo amostras de diferentes profundidades.	78
FIGURA 20: Distribuição de terras raras na bauxita	87
FIGURA 21: Distribuição de terras raras na argila	88
FIGURA 22: Distribuição de terras raras em amostras de rocha fresca.	89
FIGURA 23: Distribuição de terras raras nas alteritas do poço A.	91
FIGURA 24: Distribuição de terras raras nas alteritas do poço B.	93
FIGURA 25: Distribuição de terras raras nas alteritas do poço C.	95
FIGURA 26: Diagrama Eh/pH para Ce-H ₂ O.	102
FIGURA 27: Diagrama Eh/pH para Cr-H ₂ O.	102



SUMÁRIO DE TABELAS

TABELA 1: Avaliação dos corpos de bauxita.	24
TABELA 2: Teores médios em elementos maiores e traços. .	59
TABELA 3: Balanço geoquímico: % de perdas e ganhos em relação à rocha-mãe.	62
TABELA 4: Coeficientes de correlação Pearson	69
TABELA 5: Valores de comunalidade.	80
TABELA 6: Comparação entre terras raras e os elementos à elas correlacionados	97
TABELA 7: Depósitos de bauxita do Brasil	112

SUMARIO DE FOTOGRAFIAS

FOTO 1: fotomicrografia mostrando aspecto geral do anfíbolito	121
FOTO 2: fotomicrografia mostrando aspecto geral da bauxita com conservação da textura da rocha- mãe; grãos de quartzo com extinção simultânea resultantes de fraturamento e dissolução de um mesmo grão.	121
FOTO 3: fotomicrografia mostrando aspecto geral da argila	122
FOTO 4: fotomicrografia mostrando a forma bem cristalizada da caulinita.	122
FOTO 5: fotomicrografia mostrando fraturamento e dissolução do quartzo com deposição de gibbsita nos interstícios	123
FOTO 6: fotomicrografia mostrando uma das feições da goethita bem cristalizada.	123

AGRADECIMENTOS

Um trabalho desta natureza não teria chegado a este estágio sem a contribuição de diversas pessoas e entidades, às quais desejo registrar meus sinceros agradecimentos.

À Prof. Dra. Sônia M^a Barros de Oliveira pela sua efetiva orientação em todos os momentos da execução deste trabalho, pela disponibilidade e atenção com que sempre me recebeu e pela sua competência e inteligência que sempre me estimularam. A ela desejo externar meu respeito, minha admiração e minha amizade.

Aos docentes, funcionários e alunos do Instituto de Geociências da UNICAMP que, pela sua atenção, respeito e simpatia, proporcionaram um ambiente de trabalho estimulante, alegre e agradável, tornando gratificantes os quatro anos passados neste Instituto. Com alguns o convívio foi mais intenso, por força do tipo de trabalho desenvolvido. Estes, em muitas ocasiões, excederam suas funções externando, além da competência, companheirismo, carinho e amizade. Foram os professores Bernardino, Alfonso, Asit, Newton, Jacintha, Celso, Job, Gilberto, Silvia e Margareth do DMG, Roy do IQ, os funcionários Roberta, Regina, Valentina e Roberto e os colegas Lira, Edison, Edilene, Beth, Silvio, Guilherme, Delzio, Gil, Henrique, Beto, Agostinho, Valter, Wilson, Selena e Isabel.



Aos Prof. Drs. M^a Cristina Toledo Groke e Armando Márcio Coimbra do Instituto de Geociências da USP pelo estímulo, pela amizade e pelo auxílio no estudo das seções delgadas e dos minerais pesados. Aos funcionários do Instituto de Geociências da USP, Elaine, Samuel e Mário, que me auxiliaram na preparação das amostras e à Estela e ao Paulo da biblioteca pela atenção com que sempre me atenderam.

À equipe de campo do IPT, que procedeu à execução dos poços e me auxiliou na amostragem, e aos geólogos desta instituição, José Affonso Saragiotto e José Eduardo Zaine, que possibilitaram as primeiras idas ao campo bem como forneceram relatórios e mapas fundamentais para este trabalho.

Ao professor do Instituto de Geociências da UNESP, Edson Campos, pela colaboração na impregnação das amostras .

Às entidades que forneceram os recursos financeiros fundamentais para a execução desta pesquisa, PRO-MINÉRIOS e FAP (Fundo de Apoio à Pesquisa) da UNICAMP e às que forneceram os difratogramas de raio X, IAG-USP , IPT e IQ da UNESP de Araraquara, e aos funcionários que os fizeram.

E, finalmente, às pessoas que não participaram diretamente deste trabalho, mas diretamente de minha vida, minha família e meus amigos, pelo constante apoio e carinho.



RESUMO

A área estudada pertence a uma série de ocorrências de bauxita localizadas na Serra do Itaberaba, 45 km a NE da cidade de São Paulo, em região de clima tropical úmido. Nessa serra foi definida uma sequência vulcano-sedimentar metamorfisada do Proterozóico. Nos topos dos morros sustentados pelos anfibolitos desta sequência, desenvolveu-se, por intemperismo, um perfil bauxítico que se torna argiloso à medida que se caminha para regiões topograficamente mais baixas.

Cinco poços foram escavados em diferentes posições topográficas e 50 amostras foram obtidas a partir do material coletado.

Análises microscópicas das seções delgadas e de difratogramas de raio X, de alteritas e rocha fresca permitiram precisar que a bauxitização foi direta com conservação das texturas da rocha mãe, enquanto a alteração para argila nem sempre evidenciou esta conservação. Os processos geoquímicos atuantes foram: ferralitização, que levou à formação da bauxita nos topos e meias encostas, e monossilicificação, em regiões de drenagem menos intensa, que não eliminou suficientemente a sílica, deu-se a formação de argila. Os minerais constituintes das bauxitas e argilas são principalmente gibbsita, caulinita, goethita além de quantidades subordinadas de quartzo, opacos e a presença de concreções de Mn, possivelmente, litioforita.



Foram feitas análises por ICP para 24 elementos - Al, B, Ba, Be, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Mo, P, Pb, Si, Sn, Sr, Ti, V, Y, Zn, Zr e terras raras. Para investigar as semelhanças de comportamento entre os elementos durante o intemperismo, os dados obtidos foram submetidos à análise de correlação, análise de componentes principais e análise fatorial, além de um balanço geoquímico. O comportamento das terras raras foi analisado principalmente através da normalização dos teores em relação à rocha fresca. Estes estudos permitiram agrupar elementos de comportamento semelhante, evidenciando um fracionamento dos mesmos durante a alteração intempérica. Em função dos resultados obtidos, foram feitas algumas comparações com mapas de anomalias definidos na prospecção geoquímica anteriormente efetuada na área, constatando-se que o estudo da alteração intempérica pode ser uma útil ferramenta de auxílio a este tipo de prospecção.



ABSTRACT

The studied area belongs to bauxite deposit series of the Serra do Itaberaba located 45 km NE of the city of São Paulo in a region of humid tropical climate. In this ridge a volcano-sedimentary sequence of Proterozoic age was defined. The bauxite profiles are developed at the top of the amphibolite hills and become more argillaceous down slope.

Five pits were dug at different topographic positions yielding 50 samples of bauxite, clay and fresh rock.

With microscopic examinations of thin sections and X-ray diffractograms of fresh rock and weathering material it was possible to conclude that the bauxitization was direct with preservation of parent rock textures, while argillaceous weathering not always showed this conservation. The geochemical processes involved were: ferralitization at the top and middle slopes that developed bauxite, and monossilicification at low slopes and less intense drainage regions that developed clays. The main bauxite and clay mineral constituents are gibbsite, kaolinite, goethite with quartz, opaques and manganese concretions in minor amounts.

ICP analysis were made for 24 elements: Al, B, Ba, Be, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Mo, P, Pb, Si, Sn, Sr, Ti, V, Y, Zn, Zr and REE. In order to investigate



similarities in the behaviour of the elements during weathering the obtained data were submitted to correlation , principal component and factorial analysis, besides geochemical balance. The REE behaviour was analysed with the utilization of fresh rock normalized diagrams. These studies enabled the separation of groups of elements with similar behaviour showing their fractionation between bauxite, clay and manganese concretions during weathering. They also showed the depletion of REE in this processes. Some comparisons were carried out between these results and the geochemical anomaly maps obtained in previous geochemical exploration programs. These results indicate that the study of weathering profiles is a necessary and useful tool for this kind of exploration.



1 INTRODUÇÃO

A região da Serra do Itaberaba, inserida em parte dos municípios de Nazaré Paulista, Guarulhos e Santa Isabel, apesar de sua proximidade de São Paulo, tem sido estudada apenas recentemente. O efetivo interesse na região está relacionado ao projeto "Avaliação Preliminar das Potencialidades das Ocorrências Minerais do Estado de São Paulo", executado pelo IPT - SP para o PROMINERIO da SICT do Estado de São Paulo em 1981. Esse projeto levou, por um lado, à caracterização da importância das ocorrências de bauxita cadastradas anteriormente (Projeto Cadastramento de Ocorrências Minerais do Estado de São Paulo, executado pelo IPT) e, por outro lado, com a indicação da possibilidade de existência de uma sequência vulcano-sedimentar e referências históricas à lavra de ouro, gerou o projeto "Ouro no Estado de São Paulo - Avaliação de Ocorrências Seleccionadas".

A partir de 1981, dois tipos de trabalhos foram executados na região: uma malha de poços de pesquisa nos locais favoráveis à ocorrência de bauxita, e uma sequência de trabalhos de prospecção geoquímica para metais base, iniciando por sedimentos de corrente e concentrados de batéia e seguida por mapeamento geológico e prospecção em solos em níveis de detalhe e semi-detalhe. Dos corpos de bauxita definidos, 16 foram detalhados e avaliados, culminando nos dados de reserva apresentados por BELJAVISKIS et al. (1984). Paralelamente foi feito um detalhamento, na



região de Tapera Grande, com escavações, geoquímica de solo, datações geocronológicas e análises químicas, cujos resultados levaram à extensão do interesse para ouro e demais metais base para toda a faixa de rochas vulcano-sedimentares.

Atualmente, o IPT tem em andamento o projeto "Prospecção Mineral na Serra do Itaberaba - Detalhe em Alvos Seleccionados", objetivando inicialmente a cubagem do ouro detectado. As áreas de bauxita, desde sua avaliação, não integraram mais os projetos do IPT e necessitam de estudos mais detalhados para precisar sua viabilidade econômica.

O presente trabalho objetiva a caracterização química e mineralógica da bauxita e demais materiais de alteração provenientes dos anfibolitos da Serra do Itaberaba, contribuindo para o conhecimento da gênese das bauxitas formadas a partir de rochas do pré-Cambriano. Além disso, fornece dados que poderão subsidiar a prospecção geoquímica em regiões semelhantes, com cobertura bauxítica. O estudo dos elementos terras raras nos materiais frescos e alterados permite precisar alguns aspectos relacionados ao seu comportamento no ciclo supérgeno.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As bauxitas, constituídas essencialmente por hidróxidos de alumínio, têm sido amplamente utilizadas como a principal fonte de alumina e alumínio metálico, em todo o mundo. Além destes usos que consomem cerca de 90% da produção mundial de bauxita, esta, após processos de beneficiamento mais simples, como calcinação e aquecimentos sucessivos, pode ser empregada em refratários, como abrasivos, na indústria química e como cimento aluminoso (PATTERSON et al., 1986).

Diversas definições de bauxita são comumente apresentadas por diferentes autores, que o fazem ou sob um ponto de vista mais pedológico ou mais geológico. BUTTY & CHAPALLAZ, 1984 a classificam como solos aluminosos ferralíticos ou alíticos e LELONG et al., 1976 definem laterização dentro de processos pedogenéticos e enquadram bauxitas nas lateritas s.s. que estariam subdivididas em bauxitas puras (lateritas aluminosas), bauxitas impuras (lateritas alumino - ferruginosas) e lateritas ferruginosas. VALETON (1972) define bauxitas como produtos de intemperismo ricos em alumina, mas pobres em alcalinos, alcalino-terrosos e sílica, enquanto Gordon (apud LELONG et al., 1976) as define como agregados de minerais aluminosos, mais ou menos impuros, onde o alumínio está presente como óxido hidratado. PATTERSON et al., 1986 e BARDOSSY, 1983 se

referem a bauxitas como rochas residuais particularmente enriquecidas em hidróxidos de alumínio, sendo membro das rochas lateríticas.

Em função dos diferentes enfoques, várias classificações são propostas com base em diferentes aspectos, como tipo de rocha-mãe, posição na paisagem, aspectos texturais, aspectos mineralógicos, composição química, forma dos depósitos, etc. (LELONG et al., 1976; BARDOSSY, 1983; VALETON, 1972; SCHELLMAN, 1981; PATTERSON et al., 1986). A classificação de LELONG et al., similar à utilizada por BARDOSSY (1979, 1981, 1983) e que se baseia em características morfológicas, embora com implicações genéticas, foi considerada a mais útil para o enfoque dado no presente trabalho. São considerados três tipos de bauxitas:

1. Bauxitas lateríticas de cobertura: depósitos de cobertura formados "in situ" por intemperismo superficial de rochas eruptivas, metamórficas ou sedimentares, em regiões tropicais. São bauxitas autóctones (VALETON, 1972).

2. Bauxitas cársticas: cobrem superfícies carstificadas de calcários ou dolomitos. Sua origem é controvertida: a partir dos argilominerais presentes nos calcários ou dolomitos; bauxitização de camada depositada sobre os calcários, hoje totalmente intemperizada, ou ainda deposição nas cavidades cársticas de material bauxitizado,



total ou parcialmente, proveniente de áreas vizinhas (LELONG et al., 1976; VALETON, 1972; BARDOSSY, 1979 e 1983). Torna-se, portanto, difícil sua classificação como autóctone ou alóctone.

3. Bauxitas sedimentares, ou tipo Tichwin de BARDOSSY (1979): são acumulações aluminosas estratiformes intercaladas em algumas séries sedimentares, sem uma relação genética direta com as rochas subjacentes. Seriam depósitos detríticos, constituídos por fragmentos provenientes de coberturas lateríticas pré-existentes. Constituem assim bauxitas alóctones de VALETON (1972).

Cêrca de 85% dos depósitos de bauxita conhecidos estão incluídos no primeiro tipo e são também os mais importantes do ponto de vista econômico, sendo responsáveis por aproximadamente 96% das reservas mundiais. Esses depósitos estão localizados principalmente na África (Guiné), Austrália, América do Sul (Brasil, Guiana e Suriname) e Índia. Nesse tipo estão incluídos todos os depósitos brasileiros. Depósitos do tipo 2 são conhecidos na Europa e, principalmente, na Jamaica. Depósitos sedimentares são mais comuns na Plataforma Russa, e na China.

Em virtude da importância dos depósitos lateríticos, nos quais estão incluídos todos os depósitos brasileiros, é sobre estes, principalmente, que tratam os parágrafos seguintes.

Como estão incluídas entre as lateritas, as bauxitas têm, como fatores que controlam sua formação e distribuição: clima (que está relacionado ao regime de chuvas, à temperatura e à vegetação e, desta forma, influencia o pH das soluções, a formação de complexos organometálicos, a liberação ou fixação preferencial de elementos,etc.); topografia (que condiciona também a percolação de água, podendo produzir ambientes mais aerados em topos e meias encostas ou mais hidromórficos em regiões mal drenadas); rocha-mãe (em função da diferente alterabilidade dos minerais que a constituem e de sua maior ou menor permeabilidade); tempo e ambiente tectônico. Alguns autores como BARDOSSY (1979,1983) fixam parâmetros que levam a este tipo particular de laterização que é a formação de bauxitas.

a) condições climáticas: temperatura média anual entre 20 e 26 C e pelo menos 1200mm de ppt média anual, com preferivelmente 1 a 2 meses secos. Corresponde a um clima tropical tipo monsoon.

b) vegetação: entre floresta tropical e savana

c) geomorfologia: superfície suavemente ondulada onde erosão superficial e sedimentação detrítica são insignificantes (principalmente platôs elevados e superfícies pediplanizadas).

d) condições hidrológicas: perfil acima do nível mínimo do lençol freático, boa drenagem.



e) *condições físico-químicas*: pH neutro a ácido, condições oxidantes e temperatura elevada.

f) *composição da rocha mãe*: sob condições favoráveis, praticamente qualquer tipo de rocha pode ser bauxitizada, mas fatores como composição química com alto conteúdo de Al₂O₃ e baixo de sílica favorecem o processo de bauxitização.

g) *tempo*: embora considerado como um processo lento, BARDOSSY (1983) mostra que, sob condições favoráveis, os depósitos podem se formar em poucos milhares de anos. No entanto, de acordo com o tipo de rocha mãe, o tempo pode ser um fator mais ou menos importante, ou seja, rochas mais permeáveis levam um tempo menor para serem bauxitizadas, enquanto rochas menos permeáveis demandarão mais tempo. Pode-se dizer que, quanto mais longa a duração do processo, mais completa será a bauxitização e mais espessos os depósitos.

h) *ambiente tectônico*: ambiente estável, com ocorrência somente de movimentos verticais que modifiquem sua altitude e elevação em relação às áreas circunjacentes. Estes movimentos poderão gerar variações do nível de base e favorecer ou não a erosão dos depósitos formados.

A gênese dos depósitos de bauxita pode ser resumida como sendo controlada por fatores que, de um lado, favoreçam a dissolução (hidrólise) dos minerais primários, seguida pela eliminação dos elementos indesejáveis, como



sílica e bases e a fixação do Al (e do Fe quando presente) na forma de hidróxidos, e, por outro lado, impeçam a erosão do material formado.

Os processos geoquímicos envolvidos serão a alitização (eliminação intensa da sílica e das bases), monossilicificação (eliminação menos intensa da sílica) e, quando o ferro estiver presente, ferralitização. A paragênese formada no processo de bauxitização será composta por óxidos e hidróxidos de Al (goethita, boehmita e diásporo), de Fe (goethita, hematita), minerais de argila (caulinita) e quartzo.

Em algumas regiões, condições climáticas favoráveis e desfavoráveis à bauxitização podem ter-se alternado, ocasionando um processo policíclico de bauxitização. Os depósitos de bauxita, em função da evolução geomorfológica da região onde estão situados, podem ter sofrido uma evolução mais ou menos complexa. Ainda, em função da posição de um perfil na paisagem, este pode ter-se formado por dessilicificação parcial ou brutal da rocha mãe, com possibilidade de bauxitização direta ou indireta da mesma (BOULANGÉ, 1973). Durante a bauxitização direta, os óxidos e hidróxidos de Al e Fe se individualizam no "front" de alteração e as texturas e estruturas da rocha mãe são conservadas, gerando as bauxitas isalteríticas. Já no processo indireto, quando a rocha mãe se altera inicialmente para caulinita e, por dessilicificação posterior, temos a formação dos óxidos e hidróxidos de Fe e

Al, as estruturas e texturas da rocha mãe são destruídas dando origem a bauxitas aloteríticas (CHATELIN, 1974 e BOULANGÉ, 1984).

Pode-se dizer que os diferentes perfis de bauxita, por suas sucessões normais e alternância de fácies, são o reflexo de uma história geológica, ao longo da qual puderam variar as condições da alteração e da bauxitização (BOULANGÉ, 1984).

As condições de formação de bauxitas permitiriam prever sua formação apenas em regiões entre as latitudes 30° N e 30° S. No entanto, um mapa de distribuição dos depósitos de bauxita no mundo mostra bauxitas mesozóicas em latitudes até 60° N e 55° S e bauxitas paleozóicas até 77° N. Mesmo levando-se em consideração as variações climáticas globais que ampliaram, em determinadas épocas, as faixas tropicais, não há como explicar satisfatoriamente esta distribuição dos depósitos de bauxita, a não ser levando-se em consideração a mudança relativa de posição dos continentes.

Como mostra a FIGURA 1, a intensidade de formação de bauxitas aumentou desde o fim do pré-Cambriano, mas de forma cíclica, com picos de formação tanto de bauxitas lateríticas quanto cársticas (BÁRDOSSY, 1979, 1980, 1981 e MCFARLANE, 1983). Estes fatos levaram BÁRDOSSY, em diversos trabalhos (1979, 1980, 1981), a tentar relacionar a formação de bauxitas à evolução tectônica do globo.



Uma análise da distribuição dos depósitos de bauxita segundo grandes unidades tectônicas foi feita por BARDOSSY (1980,1981) e está sumarizada na tabela abaixo, mostrando a forte relação dos principais tipos de bauxita com estas unidades:

UNIDADES TECTONICAS	bauxitas lateríticas	bauxitas cársticas	bauxitas sedimentares
<u>AREAS CONTINENTAIS ESTAVEIS</u>	<u>96,5%</u>	<u>8%</u>	<u>100%</u>
escudos antigos	51%	-	-
plataforma	49%	2%	20%
paraplataforma	-	98%	80%
<u>FAIXAS OROGENICAS RECENTES</u>	<u>3,0%</u>	<u>92%</u>	-
intracontinental	-	9%	-
tipo Andino	46%	-	-
tipo Alpino	17%	47%	-
arco de ilhas	37%	44%	-
<u>BACIAS OCEANICAS</u>	<u>0,5%</u>	-	-

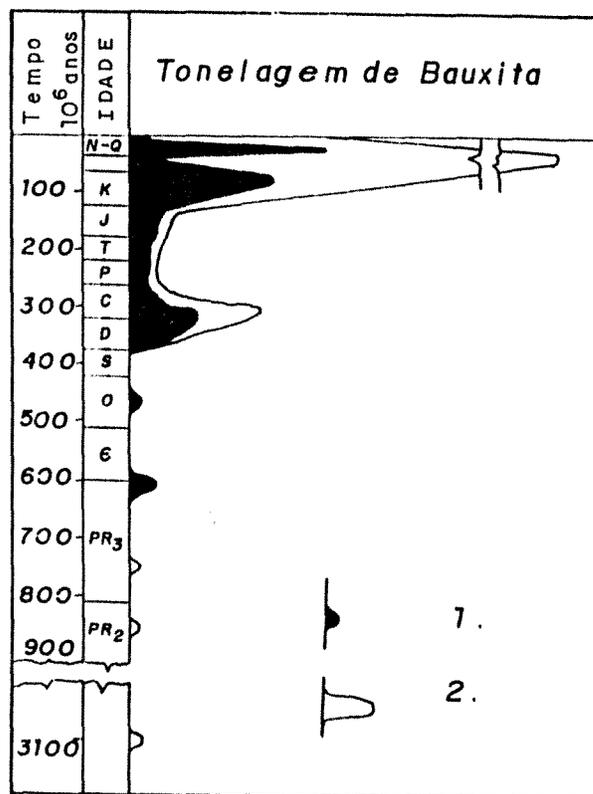


FIGURA 1: Intensidade de formação de depósitos de bauxita no tempo (Fonte: BÁRDOSSY, 1979, 1981)

- 1. bauxitas cársticas
- 2. bauxitas lateríticas



As bauxitas lateríticas estão principalmente associadas a placas continentais, enquanto as cársticas estão principalmente em faixas orogênicas onde houve vasta formação de rochas carbonáticas, com sedimentação detrítica e erosão subordinadas.

Projetando os principais depósitos de bauxita nos mapas de reconstrução das posições dos continentes para cada período geológico, BARDOSSY(1981) mostra que a deriva continental explica por que em determinadas regiões a bauxitização ocorreu em um período e terminou no seguinte (como na China, onde a formação de bauxitas terminou no Permiano, e na faixa Mediterrânea, onde, por redistribuição das correntes oceânicas e conseqüente mudança climática no Oligoceno médio encerrou-se o período de formação de bauxitas) ou por que, em outras, a laterização e a bauxitização só tiveram início em períodos mais recentes (África, Escudo das Guianas, Índia).

Pode-se concluir que a distribuição global das bauxitas é controlada pela flutuação na extensão das zonas climáticas favoráveis à sua formação, ao lado dos movimentos das placas que mudaram continuamente a posição dos continentes em relação a essas zonas climáticas.

Estudos meteorológicos sobre balanço global da radiação (relação entre energia solar refletida e absorvida) mostram que os picos de máximo, que representam os períodos mais quentes, correspondem aos picos de formação de bauxita (do D ao C e do fim do Mesozóico até o Terciário md.). Como

desde o Eoceno está havendo uma diminuição no valor do balanço da radiação, pode-se concluir que, a partir dessa época, está havendo também uma diminuição das áreas favoráveis à formação de bauxitas (VALETON, 1972 e BARDOSSY, 1979, 1980, 1981). MCFARLANE (1983) discorda quanto a esta última afirmação sugerindo que há erros na determinação da idade de bauxitas que ocorrem em platôs elevados. Segundo a autora, estes depósitos ter-se-iam formado após a incisão dos platôs e não desde o seu início, como é normalmente considerado, o que tornaria estes depósitos mais jovens, aumentando, assim, a tonelagem dos depósitos mais recentes. Neste caso, uma explicação para um aumento na intensidade de formação das bauxitas com condições climáticas menos favoráveis, como as existentes a partir do Eoceno, seria, ainda segundo MCFARLANE (op.cit.), uma intensificação da atividade microbiana.

Embora o presente trabalho não aborde boa parte dos aspectos levantados neste item, o objetivo do mesmo foi contextualizar a problemática da bauxitização, mostrando a imensa gama de aspectos possíveis de serem abordados dentro deste tema, além de introduzir alguns termos específicos que serão usados posteriormente .

3 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização da área

A área estudada pertence a um conjunto de ocorrências de bauxita, nas Serras de Itaberaba e Pedra Branca, as quais estão situadas cerca de 45 km a nordeste da cidade de São Paulo (FIGURA 2).

O acesso à área, a partir de Guarulhos é feito inicialmente por estrada secundária asfaltada que liga esta cidade à de Nazaré Paulista e, a partir desta, uma série de estradas vicinais permite o acesso aos diversos corpos de bauxita, embora, em época de chuva, algumas dessas estradas de terra se tornem praticamente intransitáveis para os veículos comuns.

3.2 Aspectos geográficos e geomorfológicos

A região das Serras do Itaberaba e Pedra Branca esta inserida em area geomorfológicamente correspondente ao Planalto Atlântico, subdivisão Serrania de São Roque. Localmente, o relêvo é caracterizado por morros dissecados de topos arredondados e vertentes com perfis retilíneos, por vezes abruptos, com altitudes variando entre 700 e 1200 m.

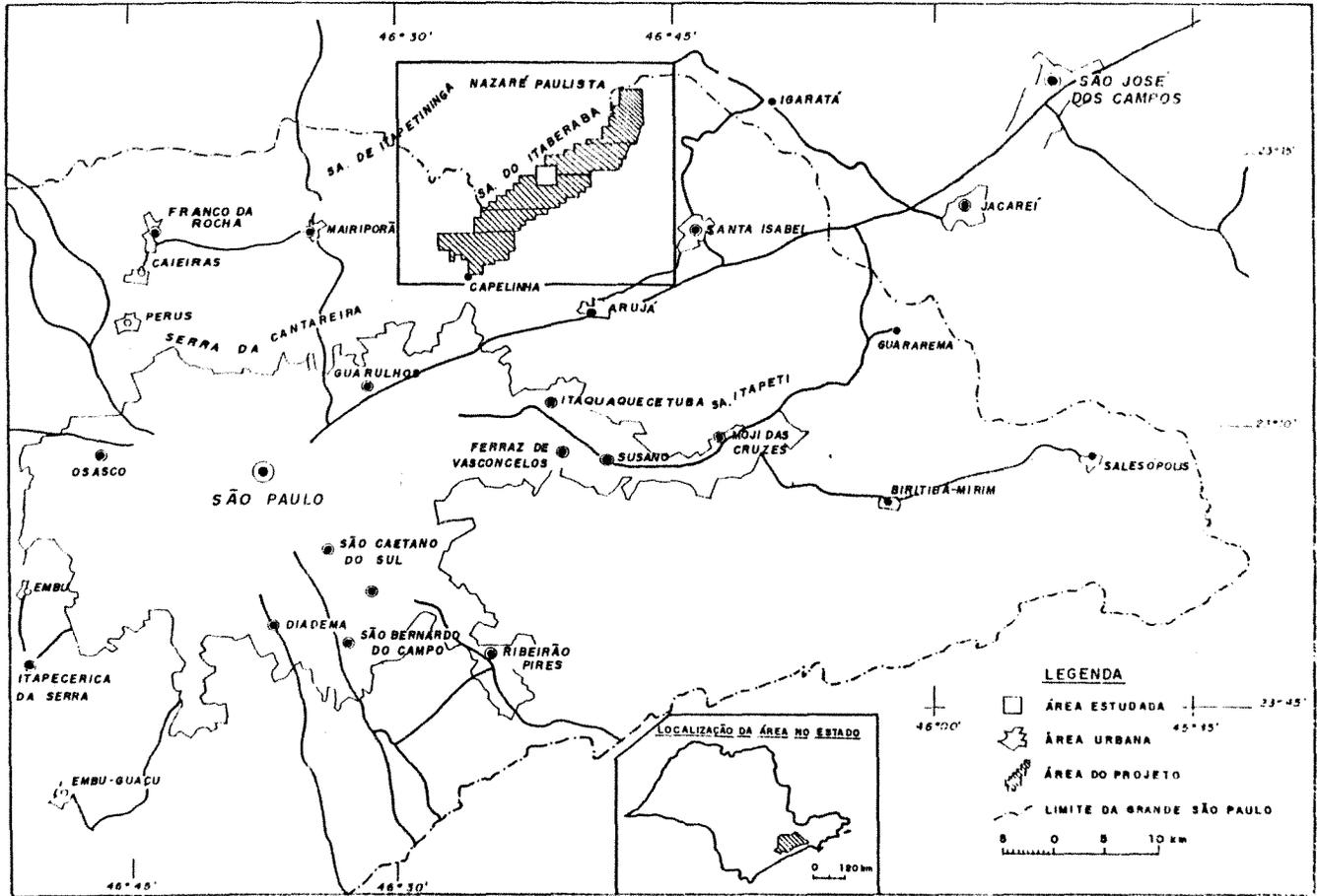


FIGURA 2: Localização da área estudada (Fonte IPT-DMGA)



A rede de drenagem é de alta densidade com padrão dendrítico a pinulado e vales fechados, implicando em desenvolvimento restrito de planícies aluvionares interiores.

O clima é do tipo mesotérmico úmido, sem estação seca, com verão fresco. A temperatura média anual é de 20 C, variando entre máximas e mínimas médias de 26 C e 16-C. A precipitação média anual situa-se entre 1300 e 1700 mm. A vegetação original, do tipo latifoliada tropical, ocorre em áreas restritas e vem sendo substituída por reflorestamento de pinus e eucaliptos (MAPA GEOMORFOLOGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT, 1981; IBGE, 1977).

3.3 Geologia Regional

A região estudada situa-se, segundo o Mapa Geológico do Estado de São Paulo -escala 1:500.000 (IPT, 1982), na extremidade nordeste da área de ocorrência do Grupo São Roque (Proterozóico superior), limitada a norte pelos Grupos Amparo e Paraíba do Sul (Proterozóico inferior) e, a sul e sudeste, pelo Grupo Açungui (Proterozóico superior).

Em decorrência dos trabalhos de prospecção que vêm sendo executados pelo IPT, foi possível o desenvolvimento de estudos de maior detalhe que levaram à definição, na região das Serras do Itaberaba e Pedra Branca,



por COUTINHO et al.(1982), de uma sequência vulcano-sedimentar, considerada por estes autores membro basal do Grupo São Roque. Posteriormente, JULIANI & BELJAVISKIS (1983), COUTINHO et al. (1984), Campos Neto et al. (1983) e Carneiro (1983) apud JULIANI & BELJAVISKIS (1983) confirmaram essa colocação, posto que a sequência está distribuída ao redor de corpos graníticos (Itaqui e Itaberaba) que, ocupando núcleos de anticlinórios, exporiam em seus flancos as camadas basais do Grupo São Roque. Mais tarde, JULIANI et al.(1986) propuseram a individualização desta sequência sob a denominação de Grupo Serra do Itaberaba, com base no grau de metamorfismo mais alto, maior variedade litológica, muito maior quantidade de metavulcânicas, deformação mais intensa e diferente ambiente de formação em relação ao Grupo São Roque. Além disso, os dados geocronológicos disponíveis, embora ainda não suficientes, indicariam uma idade mais antiga para esta sequência, provavelmente proterozóica inferior (JULIANI et. al,1986; FIGURA 3).

Diversos tipos litológicos foram descritos pelos vários autores que estudaram a área, e podem ser agrupados em três sub-sequências de rochas (FIGURA 4). Ocupando cerca de 40% da área de ocorrência do Grupo Serra do Itaberaba, estão os anfibolitos da sub-sequência metabásica que são constituídos por rochas de granulação variando de fina a média e cuja composição mineralógica é

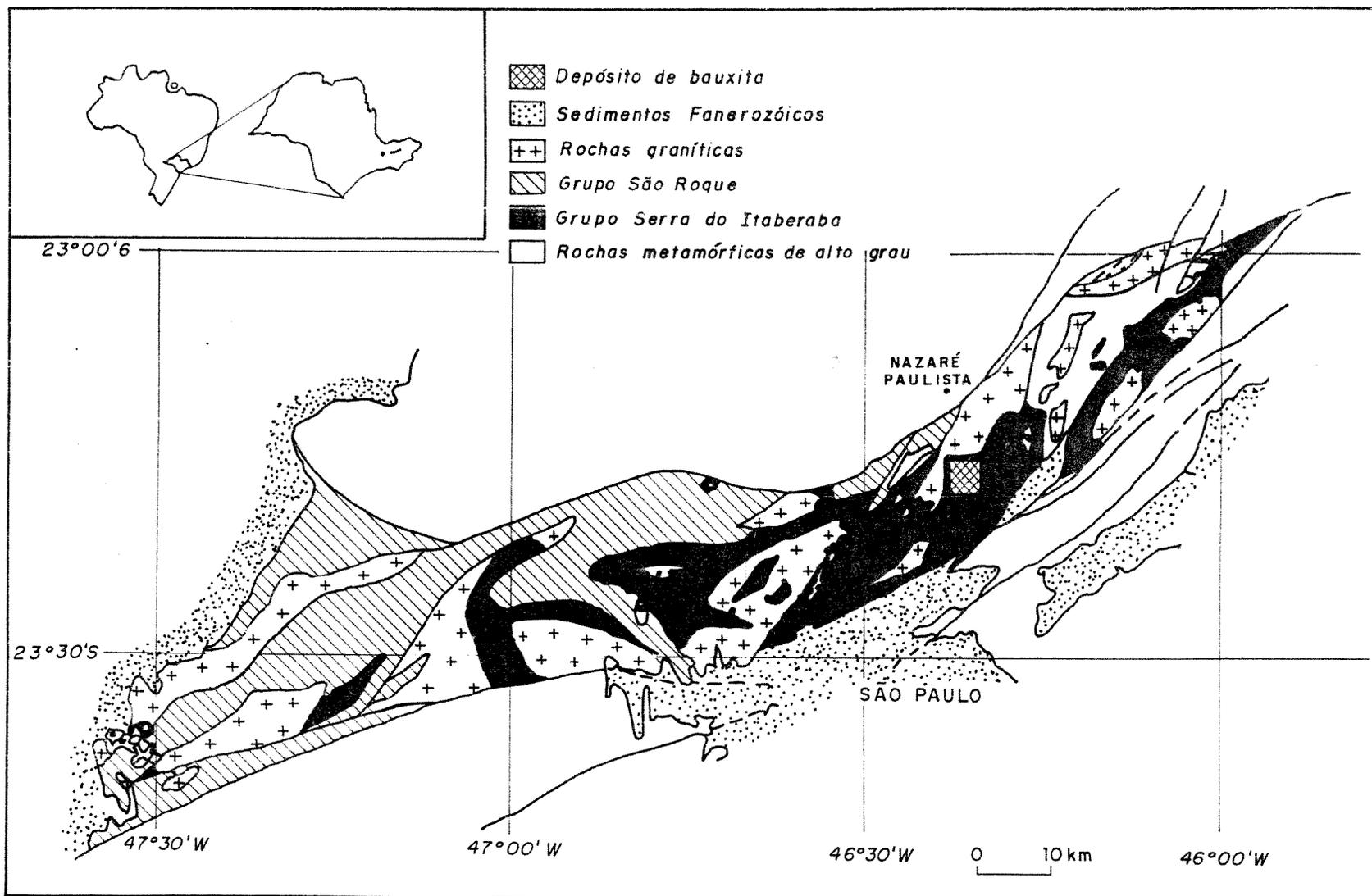


FIGURA 3: Distinção entre os Grupos Serra do Itaberaba e São Roque (JULIANI & BELJAVISKIS, 1983)

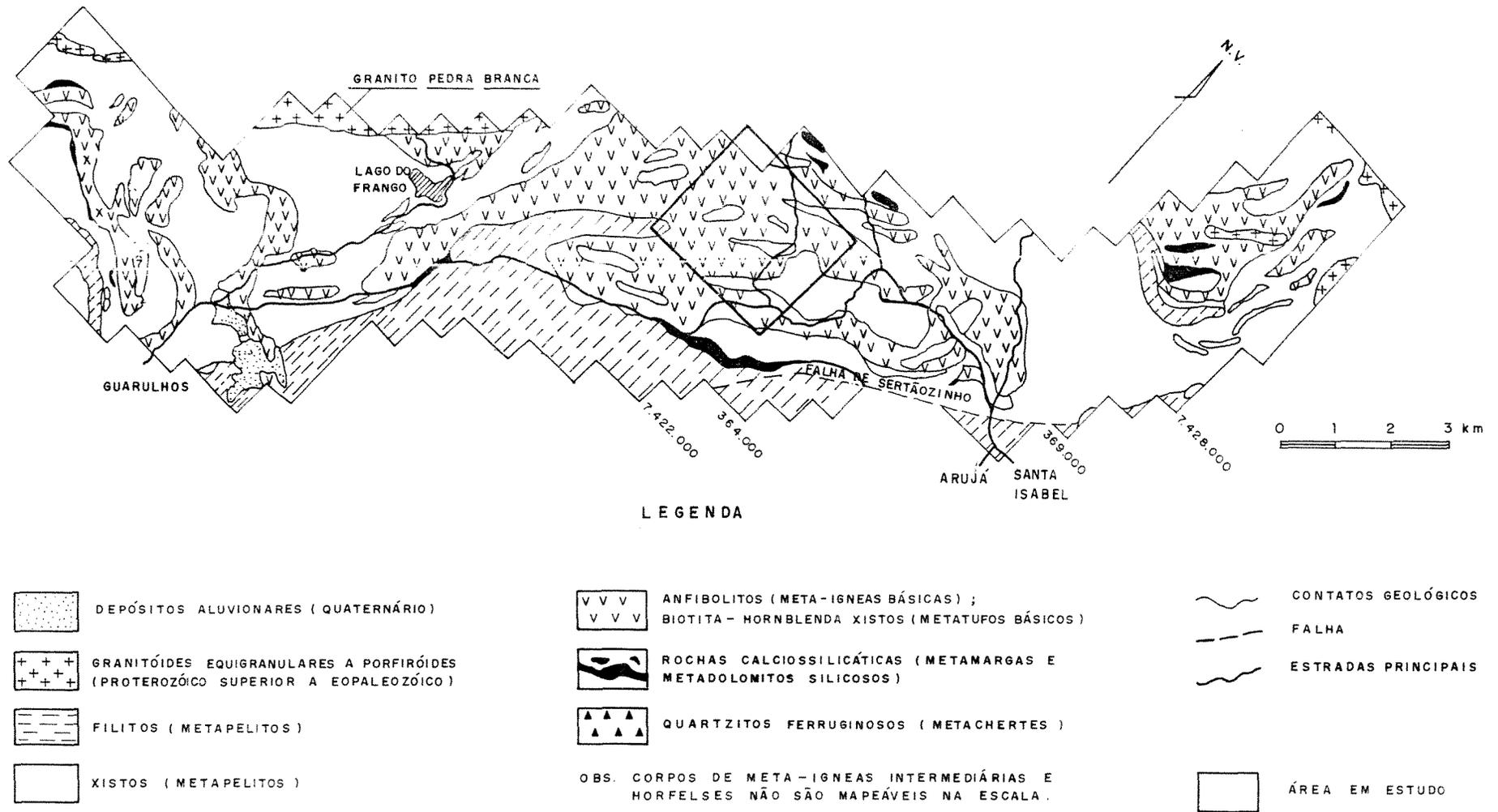


FIGURA 4: Mapa de distribuição litológica e de localização das amostras analisadas (Fonte: IPT, 1985, modificado por FRASCA et al., 1987)



caracterizada por hornblenda, com quantidades subordinadas de plagioclásio e com quartzo, titanita, epidoto e opacos como acessórios. Englobada nesta sub-sequência, porém com distribuição bastante restrita, estão os hornblenda gnaisses, em contato gradacional com os anfibolitos e que corresponderiam a metaígneas intermediárias. Estudos litoquímicos indicam para esta sequência um caráter toleítico e origem a partir de basaltos de fundo oceânico (COUTINHO et al., 1982 E FRASCÁ et al., 1987)

A sub-sequência calciossilicática constitui-se de para-anfibolitos e resulta de metamorfismo de grau médio sobre margas e dolomitos. A análise litoquímica (FRASCÁ et al., 1987) através de diagramas AFM e de LEAKE e o tratamento estatístico dos dados químicos enfatizam a distinção entre as rochas desta sub-sequência e os anfibolitos da sub-sequência anterior, que seriam orto-anfibolitos. Ainda segundo esta análise, alguns tipos litológicos aparecem em posição intermediária, indicando origem híbrida, ou seja, a partir de sedimentos argilosos com contaminação tufácea ou vice-versa. Diversos tipos litológicos como mármore impuros, microclínio-actinolita-xistos, calciossilicáticas bandadas, etc. integram esta sub-sequência.

Os metapelitos, que constituem a terceira sub-sequência, incluem filitos e xistos finos (quartzo-muscovita-xistos com plagioclásio e/ou biotita e/ou

granada e/ou estauroлита e/ou andaluzita e/ou cordierita e/ou cianita). Estas duas sub-sequências, quando próximas às intrusões graníticas ou ao contato com anfibolitos, provavelmente regiões mais afetadas termalmente, desenvolvem caráter hornféisico (granofels), chegando a formar autênticos hornfels com cummingtonita e cordierita (FRASCA et al., 1987 e COUTINHO et al. 1982).

Intercaladas em diversas litologias são identificadas camadas de quartzitos mais ou menos ferruginosos (magnetita, hematita e especularita ou sulfetos, principalmente pirrotita e pirita). Esses quartzitos têm sido considerados metacherts e chegam a constituir formação ferrífera do tipo Algoma (JULIANI et al., 1986 e COUTINHO et al., 1982), embora não deva ser descartada a hipótese de, pelo menos em parte, serem veios de quartzo. É nesta unidade litológica que foi detectada a presença de ouro com teores entre 4 e 20 g/t.

Cortando a sequência vulcano-sedimentar, ocorrem rochas graníticas que constituem o Maciço do Itaberaba e integram o batólito de Pedra Branca de HASUI et al. (1978), da fácies litológica Cantareira.

Os metamorfitos citados revelam condições de metamorfismo dinamotermal de grau baixo (fácies xisto verde) a médio (fácies anfibolito), sendo este último o mais generalizado.



Os trabalhos de detalhe efetuados na área, executados pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, foram paralizados na fase de cartografia de litologias e, portanto, as relações estratigráficas entre as diversas unidades ainda não estão bem definidas. Novos projetos a serem implementados pelo próprio IPT favorecerão o mapeamento da folha Itaquaquetuba que inclui a sequência citada. Apesar da falta de dados mais contundentes para a elaboração de um modelo evolutivo, os esquemas propostos (COUTINHO et al., 1982; FRASCÁ et al., 1987; JULIANI et al., 1986; JULIANI & BELJAVISKIS, 1983) são, em linhas gerais, concordantes e sugerem uma evolução em bacia sedimentar do tipo rift. A base da sequência seria constituída por material basáltico (derrames e/ou sills), acompanhado por tufos com quantidades de sedimentos argilosos e/ou químicos, gerando as amostras híbridas. Os sedimentos pelíticos iriam predominando em direção ao topo (FRASCÁ et al., 1987).

JULIANI & BELJAVISKIS (1983) propõem uma evolução cíclica, envolvendo as seguintes fases: a)reativação de um sistema de fraturas profundas, levando à formação de turbiditos e ao acesso de magma com pelitos depositados nas partes mais profundas; b)junto aos focos de vulcanismo ter-se-iam formado tufos básicos e sedimentos tufáceos argilosos; c)ao término da fase explosiva, seguir-se-ia a deposição de pelitos, acompanhada por



atividade exalativa (formações turmaliníferas, com ferro e com manganês), d) com o fim da atividade termal, sedimentos terrígenos finos depositar-se-iam nas partes profundas.

Os esquemas de FRASCÁ et al. (1987) e JULIANI & BELJAVISKIS (1983) divergem basicamente quanto à profundidade da bacia, pois JULIANI & BELJAVISKIS (op. cit.) sugerem que a deposição dos sedimentos se deu em águas marinhas profundas, enquanto FRASCÁ et al. (op. cit.) indicam para os pelitos deposição em ambiente marinho raso a plataformar e, baseados numa provável correlação das metabásicas desta região com as de Pirapora do Bom Jesus onde foram detectadas pillow lavas (FIGUEIREDO et al. apud FRASCÁ et al., 1987), sugerem uma pequena espessura da lâmina de água.

Ressalta-se ainda que não foi confirmada a presença de metaultrabásicas na sequência vulcano-sedimentar.

3.4 Os depósitos de bauxita e a área estudada

Nos topos e meias encostas de elevações sustentadas por rochas da sequência metabásica, a alteração intempérica desenvolveu uma cobertura bauxítica. Foram definidos nas Serras do Itaberaba e Pedra Branca (BELJAVISKIS et al., 1984) dezesseis corpos de bauxita de dimensões variadas (FIGURA 5), onde foram reconhecidos os

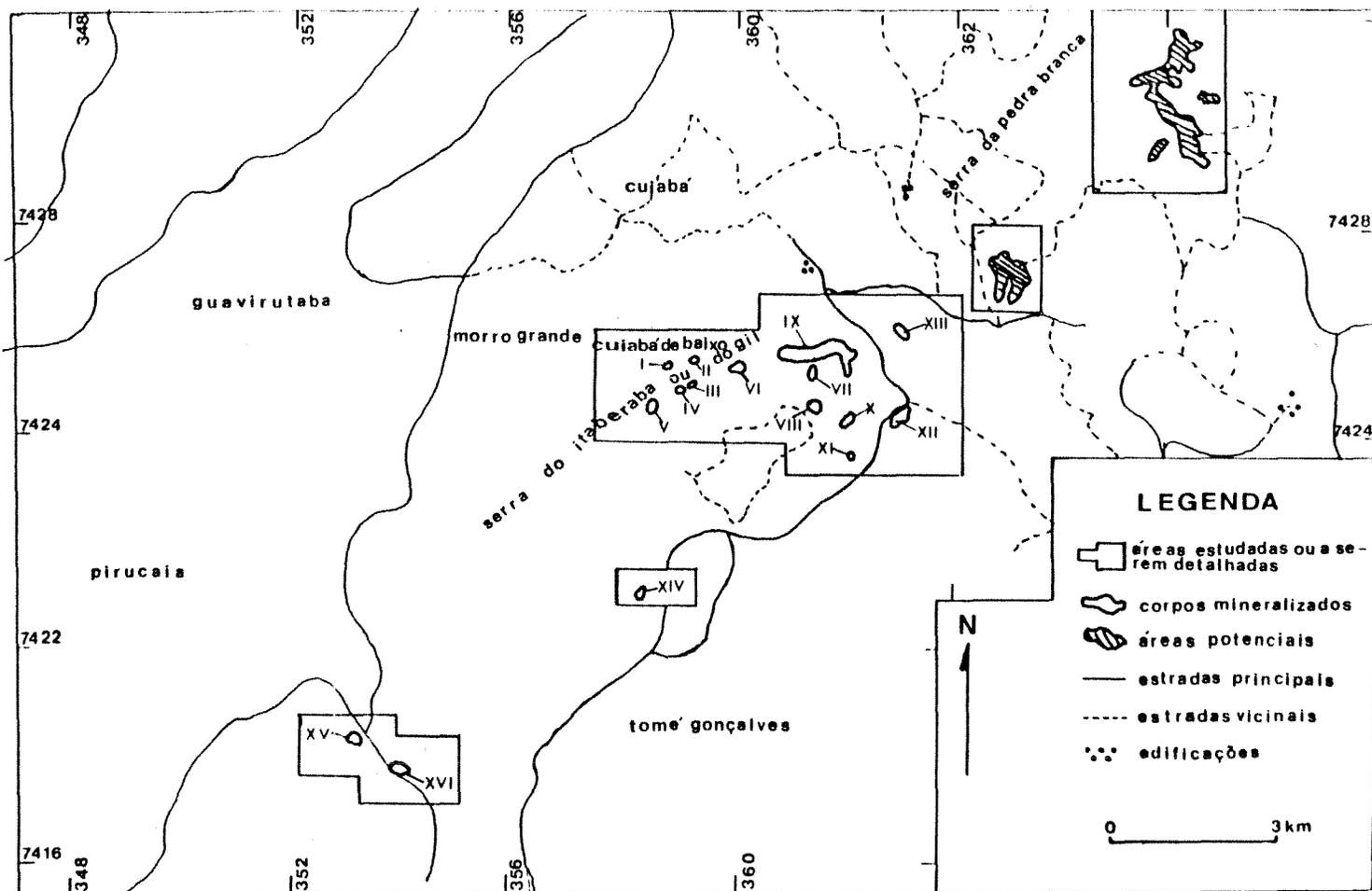


FIGURA 5: Localização dos corpos de bauxita nas Serras do Itaberaba e Pedra Branca (Beljaviskis et al., 1984)

TABELA 1: Avaliação dos corpos de bauxita

corpo	área (m ²)	tonelagem d=1.56g/cm ³	teor médio(%)	
			Al ₂ O ₃	SiO ₂ r
I	8.000	12.480	36.40	3.46
II	8.000	24.960	39.10	15.00
III	8.000	24.960	35.50	7.70
IV	8.000	62.400	32.40	7.80
V	8.000	24.960	39.90	11.00
VI	114.500	1.124.136	36.60	6.28
VII	51.750	137.670	32.50	7.62
VIII	18.500	28.860		
IX	685.500	2.750.537	34.26	7.00
X	70.750	375.258	33.60	8.30
XI	7.500	23.400	30.90	2.00
XII	100.750	235.755		
XIII	73.500	248.976	35.10	10.20
XIV	61.250	315.315	35.80	3.50
XV	8.000	49.920	39.10	8.60
XVI	42.000	150.896	33.10	9.40
TOTAL	1.274.000	5.590.283	34.80	7.72



seguintes tipos de minério: a) minério maciço constituído por bauxita compacta a friável, assentando sobre os anfibolitos, com a presença de um nível caulínítico intermediário, e b) minério constituído por blocos de bauxita imersos em matriz argilosa.

A avaliação quantitativa dos depósitos levou à determinação de uma reserva estimada de 5.600.000 toneladas com base em teores de corte mínimo de 30% de Al₂O₃ e máximo de 15% de SiO₂, e uma espessura média igual a 2,6 m. Os teores médios do minério "in natura" são: 34,8% de Al₂O₃ (total); 7,7% de SiO₂ reativa e 28,8% de Fe₂O₃, passando no minério lavado a 41,2% de Al₂O₃ (total), 1,9% de SiO₂ (reativa) e 26,7% de Fe₂O₃.

O corpo de minério mais importante, com cerca de 50% das reservas totais (CORPO IX, FIGURA 5), localizado no Morro da Pedra Preta, foi o corpo escolhido para este estudo. O mapeamento geológico de detalhe do IPT (escala 1:10.000, FIGURA 6) identifica na área da Pedra Preta a presença dominante de anfibolitos (ortoanfibolitos) com finas lentes de quartzo-muscovita-xisto e, mais raramente, lentes de rochas calciossilicáticas.

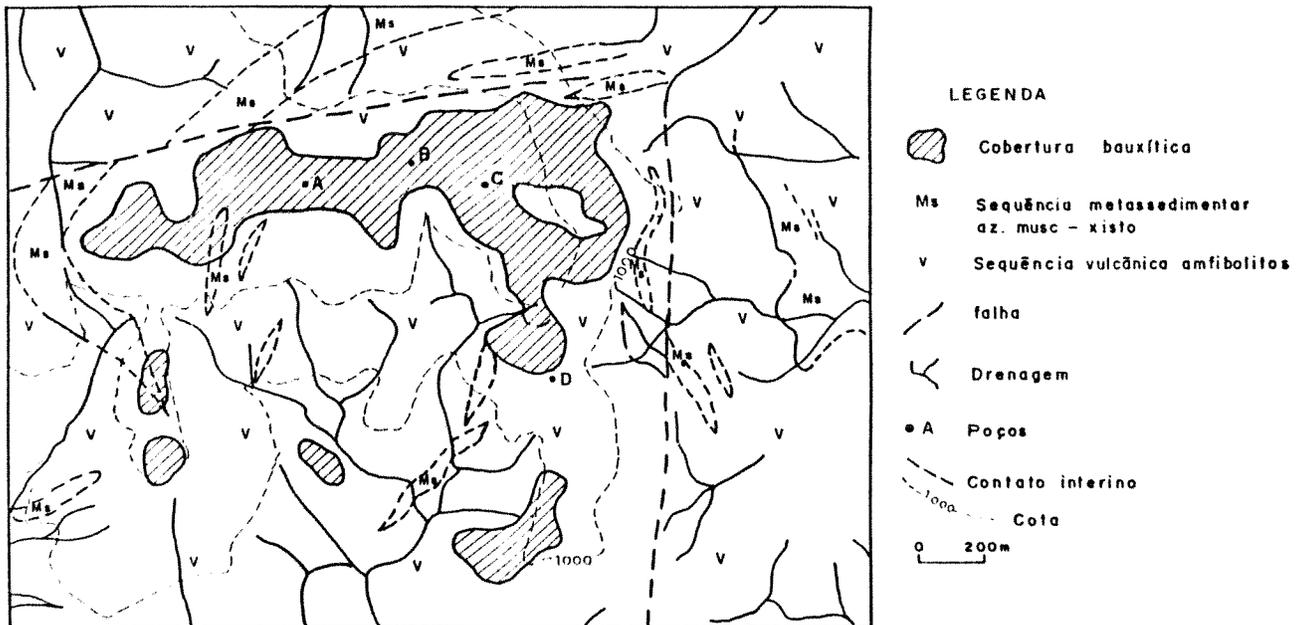


FIGURA 6: Mapa geológico do Morro da Pedra Preta (IPT-DMGA)



4 MÉTODOS

4.1 Amostragem

A amostragem para estudos de alteração tem por objetivo a definição das variações dos produtos de alteração tanto verticalmente - estudo de perfis de alteração -, quanto em diferentes posições topográficas ao longo de um declive - estudo de topossequências. Estas são representativas não só de uma extensão paisagística, mas da existência de meios geoquímicos e dinâmicos diferentes, onde a predominância de um meio sobre o outro condicionará a distribuição espacial das diferentes fácies de alteritas formadas (BOULANGÉ, 1984). DELVIGNE (1986) afirma que o verdadeiro perfil de alteração ou de solo não é vertical, mas sim subhorizontal acompanhando a topografia superficial e a do embasamento rochoso profundo. A amostragem deve então levar em conta este aspecto.

Cinco poços com seção retangular de 1,00m X 0,80m foram abertos, sendo que quatro deles, poços A, B, C e D (FIGURA 6) constituem uma topossequência locada no principal corpo de bauxita definido pelo IPT. Um quinto poço foi aberto no centro de uma anomalia geoquímica de cromo, detectada na prospecção geoquímica de solo citada, a qual corresponde a uma pequena elevação contígua àquele corpo de



bauxita. Estes poços não atingiram a rocha fresca, razão pela qual amostras deste material foram coletadas em afloramentos próximos aos poços abertos.

A amostragem dos poços A, D e E foi feita em canal e o material coletado metro a metro. No poço D as amostras a partir de 7 m foram coletadas com trado com intervalo não mais constante, até uma profundidade de 8,90 m. No poço E foram também coletados separadamente blocos de bauxita que estavam imersos em matriz argilosa. Nos poços B e C, as amostras foram coletadas de modo a representar os diferentes materiais presentes.

Uma síntese das informações referentes à amostragem pode ser vista na tabela abaixo:

<i>poço</i>	<i>profundidade</i>	<i>posição topográfica</i>	<i>número de amostras</i>
A	8,3 m	topo	9
B	2,0 m	meia encosta	4
C	3,5 m	encosta	7
D	8,9 m	encosta	10
E	5,0 m	encosta	7

Foram, portanto, obtidas 37 amostras nos poços e três amostras em afloramentos próximos aos poços A, B e C, num total de 40 amostras.

É importante ressaltar que a amostragem realizada foi definida em função das possibilidades do momento. Assim, embora seja de grande importância, não foi

possível efetuar-se uma amostragem cuidadosa da transição entre materiais diferentes, nem da passagem rocha fresca/rocha alterada. Este fato naturalmente dificultou uma melhor definição das filiações mineralógicas e da própria gênese das alteritas.

4.2 Preparação das amostras

As 37 amostras coletadas no campo foram inicialmente colocadas para secagem ao ar durante uma semana e, a seguir, redescritas. Houve necessidade nesta fase, devido à variação nos materiais amostrados em um mesmo nível de profundidade, de um desdobramento de algumas amostras obtendo-se ao todo 50 amostras (sendo 10 do poço A, 7 do poço B, 11 do poço C, 12 do poço D, 7 do poço E e as 3 coletadas em afloramentos, ver APÊNDICE). Estas foram subdivididas para os diversos tipos de análises subsequentes: análises químicas, difratometria de raio X, análise micromorfologia e identificação de minerais pesados. O material a ser submetido à análise química e difratometria de raio X foi seco em estufa a 60^o C, por 24 horas e moído a -100 mesh.

Para análise micromorfológica utilizaram-se lâminas delgadas, cuja confecção envolveu uma fase de endurecimento do material alterado, com impregnação por resina (Resapol T208 + monômero de estireno) num sistema de



gotejamento sob vácuo. A secagem da resina, ou seja, o seu endurecimento, foi feita inicialmente ao ar por cerca de 15 dias, completando com aquecimento em estufa a 50^o C por aproximadamente 24 horas. As amostras impregnadas foram então submetidas ao procedimento normal de confecção de lâminas de rocha sã.

4.3 Análises químicas

A determinação dos teores de elementos maiores e traços foi feita por espectrometria de plasma - ICP, com abertura por fusão alcalina nos laboratórios da BP Mineração Ltda.. Foram analisados, nas 50 amostras, os seguintes elementos: Al, B, Ba, Be, Ca, Ce, Cr, Cr, Cu, Fe, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, P, Pb, Si, Sn, Sr, Ti, V, Y, Zn, Zr. O teor de H₂O+ foi calculado por diferença.

As análises de terras raras foram executadas nas 28 amostras dos poços A, B e C, nos laboratórios GEOLAB da GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda., envolvendo abertura com HF + HC104 + HCl seguida por separação cromatográfica, (DUTRA, 1984). O método analítico então utilizado foi também o ICP.



4.4 Difractometria de raios X

Os difratogramas analisados foram obtidos com tubo de cobre, varredura de 3 a 60°, velocidade angular de 2°/min e velocidade do papel variando de 10 a 30 mm/minuto, em material obtido por decantação após mistura com água, em lâmina de vidro.

As amostras de numeros 1 a 20 foram analisadas na Universidade Federal de Araraquara - SP e as demais foram analisadas no IAG - USP e no DMGA do IPT-SP.

4.5 Determinação da densidade aparente

A determinação da densidade aparente de amostras alteradas, com estrutura conservada, tem por finalidade sua utilização no cálculo do balanço isovolumétrico de perdas e ganhos de matéria durante a alteração (MILLOT & BONIFAS, 1955). Para esta determinação, as amostras são recobertas com parafina e pesadas dentro e fora da água em balança analítica. A determinação da densidade aparente envolve os seguintes cálculos:

$$\text{Densidade aparente (DA)} = \frac{\text{peso da amostra seca (PAS)}}{\text{volume da amostra (VA)}}$$

sendo:

PAS determinado diretamente

VA = volume da amostra parafinada (VAP) - volume da
parafina (VP)

onde:

$VAP = \frac{\text{peso}(\text{béquer} + \text{água} + \text{amostra}) - \text{peso}(\text{béquer} + \text{água})}{\text{densidade da água (1g/cc)}}$

$VP = \frac{\text{peso da amostra parafinada} - \text{peso da amostra}}{\text{densidade da parafina (0,9g/cc)}}$

4.6 Identificação de minerais pesados

A identificação de minerais pesados tem por objetivo auxiliar a definição da rocha-mãe do perfil de alteração. A separação destes minerais foi feita no Laboratório do Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências da USP. Esta fração foi subdividida, granulometricamente, em quatro frações:

>0.125 mm

0.125 mm a 0.088 mm

0.088 mm a 0.062 mm

<0.062 mm



Os minerais magnéticos foram separados com ímã nas duas frações intermediárias. As porções não magnéticas sofreram um novo processo de separação através da utilização de bromofórmio e foram, a seguir, identificadas ao microscópio ótico, através de sua imersão em líquido de índice de refração 1,54. Devido à pequena quantidade de minerais presentes nestas porções foi feita apenas uma avaliação visual entre as quantidades relativas destes minerais.

4.7 Tratamento estatístico dos dados químicos

O tratamento estatístico dos dados de análises químicas envolveu a utilização do sistema ARTHUR, desenvolvido pelo Departamento de Química da Universidade de Washington, Seattle, WA, modificado e adaptado para microcomputadores com sistemas operacionais CPM e DOS, pelo Prof.Dr. Roy E. Bruns do grupo de quimiometria do Instituto de Química da UNICAMP.

Os programas componentes deste sistema permitem a obtenção de parâmetros estatísticos, matrizes de correlação, componentes principais, varimax, reconhecimento de grupos de amostras, dendogramas, etc.

5 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E EVOLUÇÃO DOS MATERIAIS

5.1 A rocha-mãe

As rochas que deram origem à bauxita do Morro da Pedra Preta são os anfibolitos da sequência vulcano-sedimentar da Serra do Itaberaba, já citados. Essas são as rochas que afloram, em blocos, e que apresentam às vezes córtex bauxítico, indicando que constituem, efetivamente, a rocha-mãe do minério.

O estudo das seções delgadas das amostras coletadas, além dos trabalhos efetuados por FRASCÁ et al.(1987), indicam tratar-se de rochas bastante homogêneas com composição mineralógica simples. Variações são apresentadas na granulação, de fina a grosseira, e nas texturas: granonematoblástica, blastofítica, blastoporfirítica e decussada. Essas texturas atestam sua origem ígnea, a partir de basaltos, tratando-se portanto de ortoanfibolitos, embora não seja contundente a distinção entre diques, sills ou derrames nem na literatura nem pelas poucas lâminas estudadas. Um maior detalhamento deste aspecto fugiria ao escopo deste trabalho.

Cêrca de 85% (em volume) da rocha é constituída por hornblenda poiquilítica com inclusões principalmente de quartzo e, eventualmente, apatita, o que indica uma provável formação a partir de clinopiroxênio. Os plágiooclásios constituem cerca de 10 % (em volume) e,



raramente, no caso das seções estudadas, apresentam geminação característica. Apresentam-se em cristais geralmente menores que as hornblendas, salvo em rocha de granulação muito fina, onde esta relação se inverte. Como acessórios ocorrem ainda quartzo, clinozoisita, titanita e opacos (possivelmente ilmenita). Algum sulfeto foi verificado em uma das amostras.

O aspecto geral da rocha apresenta as hornblendas em textura decussada com crescimento em mosaico granoblástico de quartzo e plagioclásio (FOTO 1).

5.2 Os materiais de alteração

Além dos poços abertos no Morro da Pedra Preta para o presente estudo, a descrição dos poços abertos pelo IPT para avaliação das ocorrências de bauxita (IPT, 1982) fornecem informações sobre os materiais de alteração desenvolvidos a partir dos anfibolitos. Macroscopicamente podem-se subdividir as alteritas em :bauxita compacta de coloração amarelo-avermelhada, com porosidade predominantemente fina ; blocos de bauxita com as mesmas características, imersos em matriz argilosa amarelada em proporções variadas e argila também de coloração amarelo avermelhada com veios de material preto (óxidos de manganês) e branco (caulinita). Porém, a distinção entre os tipos de bauxita citados não encontra respaldo nos dados de análises



químicas e mineralógicas e a semelhança entre estes tipos foi constatada nos estudos de viabilidade efetuados em amostras da região (PAULO ABIB ENGENHARIA S/A apud BELJAVISKIS et al., 1984). O que se pode, portanto, distinguir é a existência de bauxitas e argilas.

Com base em seções delgadas e difratometria de raio X, ficou determinado que as bauxitas são constituídas predominantemente por gibbsita com quantidades menores de goethita e quartzo, além de traços de caulinita e opacos. A análise micromorfológica evidencia as relações entre esses minerais. A goethita constitui principalmente pseudomorfos de hornblenda circundados e, por vezes, preenchidos por um cristaliplasma gibbsítico. Imersos neste cristaliplasma estão os cristais de quartzo apresentando em geral feições de dissolução e, mais raramente, opacos que, eventualmente, também podem apresentar alguma feição de dissolução (FOTO 2). Não foi possível a identificação da caulinita em seções delgadas de bauxita, razão pela qual não foi possível precisar sua relação com os demais minerais presentes. A formação de cutãs e outras feições pedológicas, ausentes a extremamente raras, e a presença de pseudomorfoses levam a classificar esta bauxita como isalterítica.

As argilas possuem uma predominância de caulinita em relação aos demais minerais, identificados como goethita, quartzo e, mais raramente, gibbsita. Cabe ressaltar que a intensidade dos picos de goethita e caulinita é muito semelhante nas argilas, enquanto nas bauxitas a

intensidade do pico da gibbsita é dominante em relação ao da goethita e caulinita. As seções delgadas revelam também a presença de goethita pseudomorfizando hornblendas. Por vezes este mineral ocupa cerca de 80-90% da seção delgada, dificultando a identificação dos demais minerais presentes. A caulinita constitui também um cristaliplasma e, em algumas amostras, aparecem cristais muito bem formados, constituindo as famosas "sanfonas" (FOTOS 3 e 4). Nas seções delgadas das argilas dos poços D e E, a conservação das texturas da rocha-mãe é rara; existem mais registros de feições pedológicas, como veios preenchidos por goethita ou por óxido de Mn e caulinita bem cristalizada. Em uma seção delgada foi constatada a presença de gibbsita, mas, de modo geral, não ficou bem definida a presença de cutãs. Há, no entanto, alguns indícios de separação plásmica em função da alternância de umectação e dissecação. Os níveis argilosos dos poços A, B e C que apresentam conservação das texturas originais da rocha-mãe podem ser classificados como isalteríticos, enquanto os dos demais poços poderiam ser classificados como aloteríticos e coluvionares.

A passagem rocha fresca/rocha alterada não foi atingida pelos 5 poços executadas e é de difícil definição. No entanto, de acordo com o relatório do IPT (1982), nos topos a bauxita assenta diretamente sobre o anfibolito fresco enquanto os níveis argilosos vão aparecendo nas partes mais baixas das encostas. Este nível caulinitico na base de alguns perfis, citado também por BELJAVISKIS (1984),

não foi observado nos poços estudados. Cita ainda o autor a presença, na base dos perfis, de núcleos de anfibólito fresco com córtex bauxítico.

Uma generalização com base ainda no relatório do IPT (1982) revela que a distribuição dos diferentes materiais parece controlada pela topografia, ou seja, acima de 1.000m, a tendência da alteração é para formação de bauxita com maiores espessuras e presença de bauxita compacta. Entre 1.000m e 930m, formam-se bauxitas com espessuras menores e os teores de sílica reativa são mais altos (acima de 10%), indicando quantidades maiores de argila em presença de bauxita em blocos. Em cotas inferiores, aparecem raros blocos de bauxita em horizontes coluvionares com até cerca de 1m de espessura, passando a perfis totalmente argilosos.

Com base em todas as descrições de poços consultadas podemos considerar típico da região, nos topos, o perfil esquemático da FIGURA 7. Com a observação mais detalhada feita nos poços A, B e C pudemos constatar que parte do material descrito como argila amarela pode ser, na realidade, produto de desagregação mecânica da bauxita maciça. Assim, os níveis com blocos de bauxita em matriz argilosa são por vezes constituídos por materiais evoluídos "in situ", não caracterizando níveis coluvionares (FIGURA 8). Em outros casos, no entanto, estes níveis são caracteristicamente coluvionares com blocos inclusive de anfibólito fresco, como citado por BELJAVISKIS et al. (1984).

Em todos os perfís, tanto nos poços A, B, C, D e E quanto nos citados acima, há a presença de filmes de óxido de manganês, por vezes acompanhado por caulinita, que parecem ter se formado em fraturas da rocha fresca (BELJAVISKIS et al., 1984). Estes filmes estão presentes desde o topo do perfil, parecendo estar em maior quantidade nos materiais mais argilosos e em maiores profundidades. Este tipo de ocorrência de óxido de Mn foi constatado em outros depósitos de bauxita como Curucutu (SP) e Lavrinhas (MG) (GROKE et al., 1983), Cataguases (MG) (LOPES, 1987), Lages (SC) (OLIVEIRA, 1985) e Orumbo-Boca (Costa do Marfim) (BOULANGÉ, 1984).

Na elevação contígua ao morro da Pedra Preta, onde foi aberto o poço E, existe um oleoduto da PETROBRÁS que expõe uma grande espessura de material coluvionar onde encontramos blocos de bauxita de diferentes aspectos e blocos de anfibolitos com e sem córtex de alteração, imersos em matriz argilosa de cores variadas de amarelo a avermelhado e até arroxeadado.

Como capeamento de uma das estradas de terra foi detectada a presença de concreções gibbsíticas semelhantes à "bonecas", preenchidas por material argiloso. No entanto sua localização no perfil de alteração não foi definida, razão pela qual não foi estudada no presente trabalho.

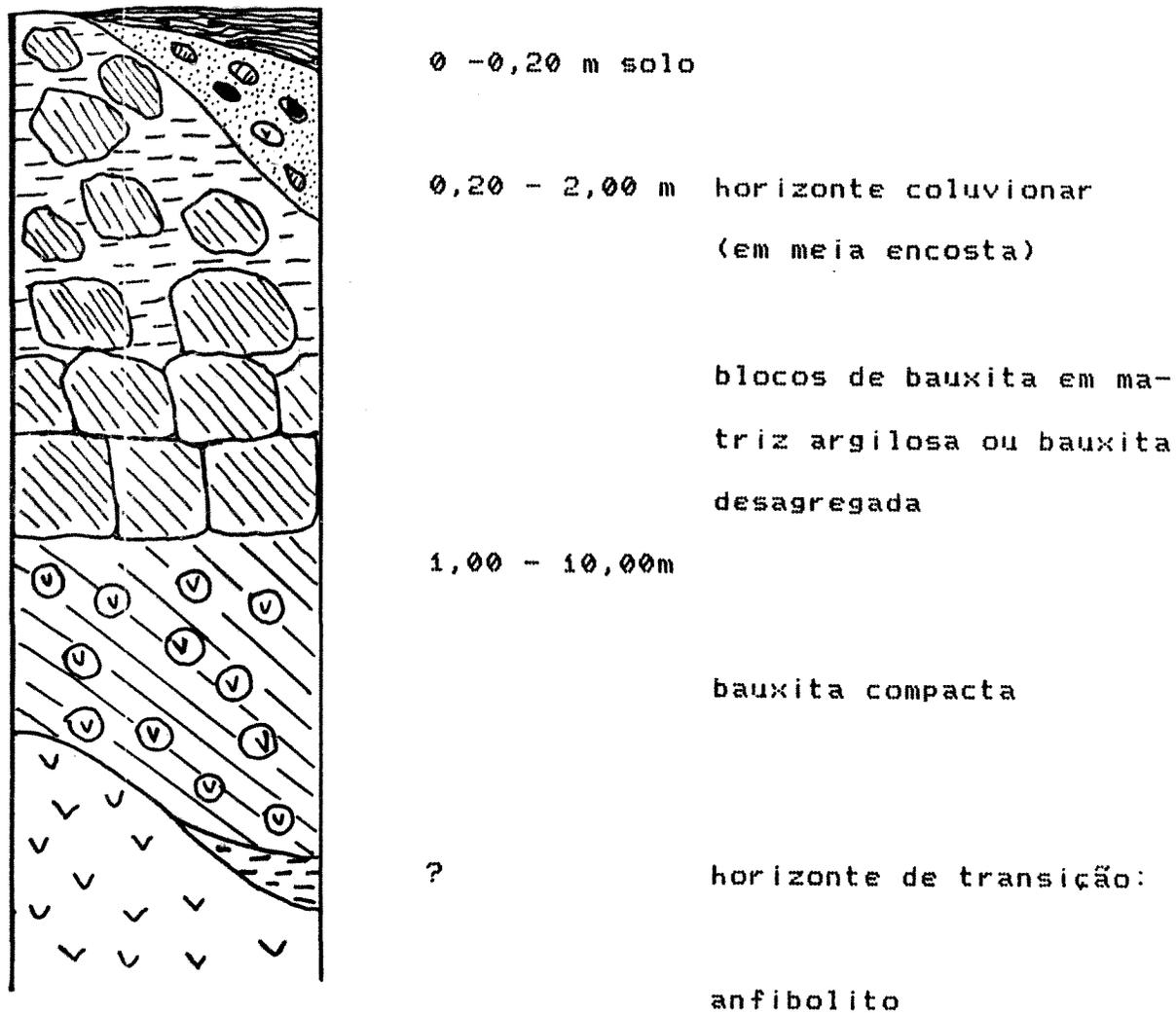


FIGURA 7: Perfil esquemático da alteração dos anfíbólitos para bauxitas

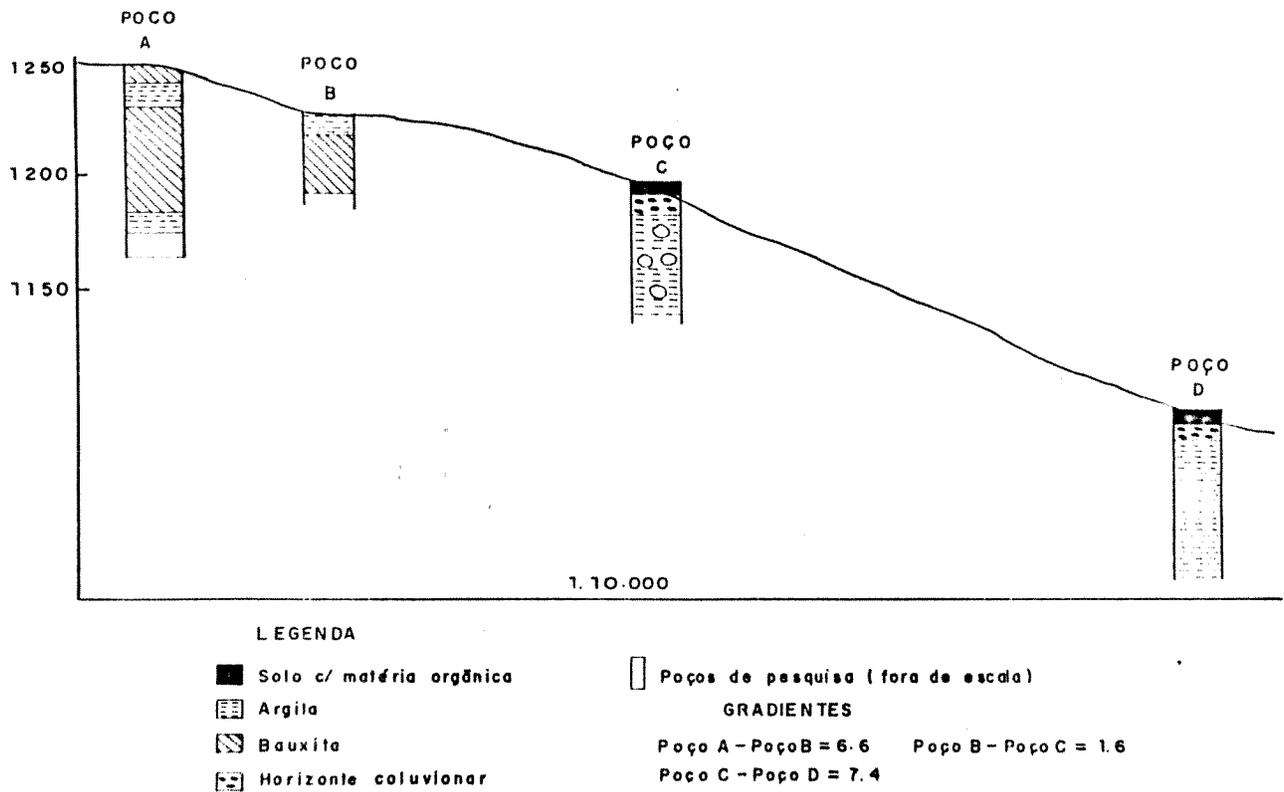


FIGURA 8: Perfil esquemático da topossequência do Morro da Pedra Preta

5.3 A alterabilidade relativa dos minerais

O processo de alteração intempérica de rochas envolve dissolução dos minerais primários através de processos diversos, como solução de sais em água, hidrólise dos silicatos, reações de oxi-redução, quelação, etc. e subsequente neoformação de minerais secundários. A intensidade do processo depende das condições de drenagem, clima, rocha-mãe, etc. Utilizando difratometria de raio X e estudo de seções delgadas, objetivou-se identificar as etapas deste processo, estabelecer a sequência de alteração dos minerais primários e determinar as filiações mineralógicas geradas pela alteração intempérica dos anfibolitos da Serra do Itaberaba.

Para acompanhar as transformações mineralógicas durante o processo de alteração, foram estudadas seções delgadas de amostras de rocha fresca, córtex de alteração e alteritas. Ficou evidenciado então que a alteração se deu com conservação da textura inicial da rocha, com raras feições indicativas de acumulações secundárias ou de atuação de processos pedológicos.

A alteração dos principais minerais presentes na rocha são segue os caminhos abaixo:

Hornblenda: a sua alteração inicia-se pela hidrólise do mineral primário ao longo das fraturas, seguida pela individualização do ferro na forma de goethita depositada nas paredes e fissuras internas dos cristais. Prossegue com a dissolução dos núcleos ainda frescos e formação de vazios responsáveis por um aumento da porosidade. Estes vazios vão sendo preenchidos por gibbsita em estágios mais avançados de alteração, embora mais raramente sejam encontrados pseudomorfos de hornblenda com núcleos ainda frescos ao lado de vazios e preenchimento por gibbsita. Em geral, nas seções delgadas de córtex de alteração, observa-se que as hornblendas estão totalmente alteradas na parte mais externa do córtex (FOTO_1). O produto desta alteração é, então, uma rede de goethita relativamente espessa, com eventual preenchimento dos vazios por gibbsita.

Diversos autores, estudando bauxitas desenvolvidas sobre rochas básicas, referem-se à alteração da hornblenda para goethita com o mesmo padrão descrito (LOPES, 1987; BOULANGÉ, 1984; GROKE, 1981; DELVIGNE, 1965). A observação ao microscópio eletrônico de varredura, feita por BOULANGÉ (1984) em amostras de bauxita sobre anfibólitos de Drumbo-Boca, na Costa do Marfim, mostra formação de gibbsita em contato direto com núcleos residuais de anfibólio. O autor sugere, como explicação para a eventual presença de gibbsita preenchendo vazios no interior da rede de goethita, a formação de germes de

gibbsita resultantes da transformação "in situ" das relíquias de anfibólio. O seu crescimento dar-se-ia através de transferências de Al de cavidades vizinhas (intraminerais) ou de plagioclásios vizinhos (interminerais). Este fato não pode ser confirmado no presente trabalho por não termos análises ao microscópio eletrônico de varredura, o que permitiria uma melhor observação. Já DELVIGNE (1965) refere-se a uma ausência de cristais de gibbsita no interior das redes ferruginosas formadas pela alteração de ferromagnesianos, explicando que, devido ao pH de abrasão destes minerais ser muito alto, o Al se solubilizaria e poderia depositar-se como gibbsita nos vazios provenientes da alteração dos plagioclásios.

Plagioclásios: a alteração destes minerais para gibbsita é bastante brusca, pois logo no início se forma um cristaliplasma gibbsítico envolvendo cristais ainda frescos a muito ligeiramente alterados de hornblenda, titanita, opacos, etc. Devido talvez ao pequeno tamanho dos cristais de plágioclásio na rocha-mãe, não são reconhecíveis pseudomorfoses deste mineral e, muito raramente, foram constatados vazios neste cristaliplasma. Isto pode significar que o alumínio presente nas hornblendas contribui também para a formação de gibbsita, ocupando espaços que seriam gerados pela lixiviação dos elementos solúveis



presentes nos plágioclásios, como aventado por DELVIGNE (1965). De fato o balanço geoquímico (ítem 5.3.1) mostra que não há perda de alumínio durante o processo de alteração.

Quartzo: os grãos de quartzo são os principais componentes do esqueleto, em amostras mais alteradas, acompanhados por opacos. Apresenta-se geralmente em grãos pequenos, fraturados, com contornos irregulares formados por dissolução. As feições de dissolução são comuns desde o início da alteração, estando os espaços gerados ocupados por gibbsita ou eventualmente goethita em amostras mais argilosas. Em algumas lâminas parece que a fragmentação do quartzo devida aos processos de dissolução é tão intensa que este fica disperso no cristaliplasma gibbsítico, com os diferentes fragmentos apresentando extinção simultânea (FOTO 2,5).

Titanita: este mineral aparentemente se altera ao mesmo tempo que as hornblendas porém não foi identificado ao raio X nenhum mineral de titânio nas alteritas. Este mineral normalmente se altera para anatásio.

Clinozoisita: é mais resistente que hornblenda, plagioclásio e titanita, tendo sido reconhecida em todo o córtex de alteração. No entanto, devido à falta de amostras da passagem rocha fresca/rocha alterada, não foi possível verificar em que nível e como se altera, já que não foi

detectado nas alteritas estudadas. Devido a sua composição química, é possível que este mineral siga caminho semelhante ao do plagioclásio, alterando-se para gibbsita ou caulinita, de acordo com a intensidade do processo de intemperismo. No entanto, a única referência encontrada (BULLOCK et al., 1985) cita que a alteração de epidoto se dá por dissolução, à semelhança do quartzo, fato este não comprovado nas seções delgadas estudadas.

Opacos: os opacos persistem em todos os níveis de alteração, sendo, no entanto, bastante raros em algumas lâminas, e razoavelmente abundantes nas frações pesadas. Trata-se, provavelmente, de magnetita e ilmenita que apresenta alteração endógena para titanita. Feições de dissolução são observadas, sendo preenchidas por gibbsita ou por goethita. Foi observada, ao microscópio, nas frações pesadas, uma película de oxidação, provavelmente de goethita, envolvendo cristais de magnetita.

Em síntese, a seguinte sequência decrescente de alterabilidade destes minerais pode ser estabelecida:

plagioclásio > *hornblenda*, > *clinozoisita* > *quartzo*,
titanita > *opacos*

Com base nas descrições feitas acima e apesar de não termos amostras da passagem rocha fresca-rocha alterada, as seguintes filiações mineralógicas podem ser sugeridas:

<i>rocha fresca</i>	<i>alteritas</i>
<i>hornblenda</i> -----)	<i>goethita</i>
<i>plagioclásio</i> -----)	<i>gibbsita</i>
<i>quartzo</i> -----)	<i>quartzo c/dissolução</i>
<i>clinozoisita</i> -----)	<i>gibbsita ou dissolução</i>
<i>magnetita</i> -----)	<i>goethita</i>
<i>ilmenita</i> -----)	<i>goethita + anatásio</i>
<i>titanita</i> -----)	<i>anatásio</i>

A presença de caulinita no perfil de alteração foi determinada tanto por difração de raio X, quanto em seções delgadas. No entanto, pela falta de amostras dos níveis inferiores do perfil de alteração, não foi possível estabelecer sua origem. Há que se ressaltar ainda que a caulinita não foi vista nas seções delgadas de bauxitas, apenas nos níveis argilosos ou em amostras de perfís inteiramente argilosos, onde aparecem as "sanfonas" (FOTO 4). Nestes casos, a boa cristalização indica tratar-se de caulinita neoformada. Esta poderia ter-se formado a partir de soluções carregadas de sílica proveniente da alteração dos silicatos e da dissolução do quartzo, que migrariam dos



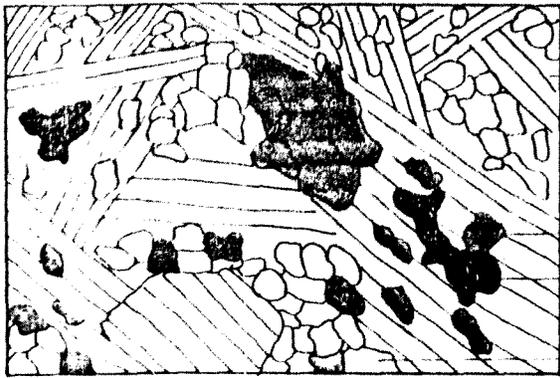
topos em direção as partes mais baixas das encostas criando assim, devido às condições mais hidromórficas, um ambiente favorável à formação da caulinita. No entanto o alumínio não parece ser mobilizado a não ser em pequena escala, dentro do próprio perfil. Isto poderia explicar a pequena quantidade de caulinita bem cristalizada observada nas seções delgadas.

A FIGURA 9 esquematiza a sequência de alteração do anfibolito para bauxita, exemplificando os processos de alteração acima descritos.

5.4 Conclusões

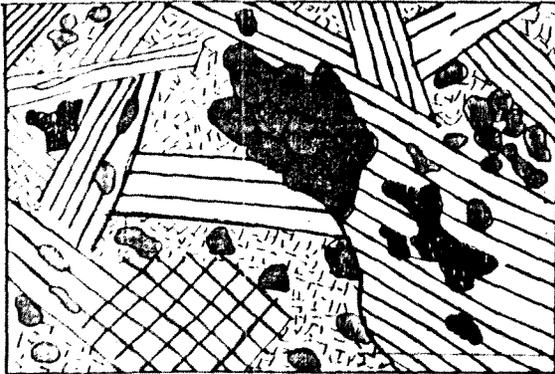
Foi constatado, com o estudo de seções delgadas e difratogramas de raio X, que as alteritas estudadas são constituídas basicamente por gibbsita, goethita e caulinita, conservando apenas como minerais primários, quartzo e opacos. As bauxitas apresentam principalmente gibbsita como mineral de alumínio, enquanto as argilas apresentam caulinita, ambos em associação com os demais minerais citados.

É interessante enfatizar a presença generalizada de grãos de quartzo com feições de dissolução em todos os níveis estudados e, inclusive, nos córtex de alteração. Trata-se de um importante indicador da agressividade do clima que foi capaz de, além de dissolver



— hornblenda
— quartzo
— opacos
— plagioclásio

A. Rocha fresca



— goethita
— gibbsita

B. Início da alteração: deposição de goethita nas descontinuidades das hornblendas e gibsitização dos feldspatos.



— gibbsita
— quartzo
— goethita
— opacos
— vazios

C. Alteração mais intensa: aparecimento de vazios no interior das pseudomorfozes de hornblenda e feições de dissolução do quartzo.



— quartzo
— gibbsita
— goethita
— opacos
— vazios

D. Bauxita: rede de goethita com paredes espessas, em cristalliplasma gibbsítico.

FIGURA 9: Sequência de alteração anfibolito/bauxita, mostrando a conservação das texturas.

os silicatos, atacar também o quartzo. Há que se ressaltar ainda a deposição de gibbsita nas fraturas e contornos irregulares gerados por esta dissolução.

NORTON (1973) refere-se à presença de quartzo como inibidora da formação de gibbsita, esclarecendo que a presença em solução de H_4SiO_4 em concentrações superiores a 10 levaria à formação preferencial de caulinita. Portanto, esta presença de gibbsita em fraturas e ao redor de grãos de quartzo sugere condições de drenagem intensa, capaz de eliminar rapidamente do perfil a sílica liberada em solução. No caso dos poços onde não há bauxita (D e E) a presença de quartzo também com feições de dissolução confirma a agressividade do clima, mas a presença de caulinita indica uma drenagem menos intensa que não eliminou suficientemente a sílica.

Os poços de topo e meia encosta mostram um perfil de alteração com conservação das estruturas, caracterizando-os como isalteríticos. A concentração de Al e Fe sob a forma de gibbsita e goethita nestes poços seria resultado da lixiviação dos demais elementos componentes dos minerais primários. Algumas feições que caracterizam mobilização do Al como preenchimento de fraturas e dos vazios dos pseudomorfos de hornblenda existem, mas são esporádicas, o que pode indicar apenas migrações locais ou num mesmo nível, sem importantes movimentos verticais ou laterais (transferências inter e/ou intraminerais). Aparentemente, a migração do Fe é mais intensa, pois não só

é mais frequente a presença de goethita preenchendo fraturas, como existe uma segunda geração deste mineral, mais bem cristalizada, não mais tão restrita aos pseudomorfos das hornblendas (FOTO_6__). Esta goethita bem cristalizada é mais frequente nos níveis argilosos do que nos níveis bauxíticos dos poços A, B e C, e é ainda mais frequente nestes do que nos demais poços. A atuação de processos pedológicos é ainda bastante discreta .

A formação das alteritas estudadas envolve basicamente dois processos. Um desses é a dessilicificação e eliminação das bases levando à acumulação relativa do alumínio e parcial do ferro, como constatado também no balanço geoquímico (item 5.3.1) . Este processo é o predominante nos topos e meias encostas onde a posição topográfica permite um rápido escoamento das águas de drenagem. Trata-se, portanto, de um processo de bauxitização que mostra, desta forma, além de um controle litológico (associação com as metabásicas), um controle topográfico gerado pelas diferentes condições de drenagem. O processo geoquímico atuante foi a ferralitização, caracterizada pela ferruginização dos minerais ferromagnesianos (basicamente as hornblendas) e a alitização dos plagioclásios e da clinzoisita. Uma possível deferruginização indicada pela migração do ferro (geração de goethita bem cristalizada e tratamento dos dados de análises químicas , item 5.3.4) parece ser um processo posterior e ainda incipiente.

Nas regiões topograficamente mais baixas, onde já não existe bauxita, mas a argila detectada (dados apenas do poço D) é caulinitica, o processo atuante mostra uma dessilicificação menos intensa (nível argiloso do poço B também mostrou, no balanço geoquímico, uma % de perda de sílica menor do que nos níveis bauxíticos, embora a eliminação das bases continue intensa (ausência de argilas 2:1). A evolução da alteração se dá portanto no sentido de uma monossilicificação condicionada pelas condições de drenagem menos intensas que permitiram uma certa fixação, no perfil de alteração, da sílica gerada tanto pela dissolução dos silicatos quanto pela dissolução parcial do quartzo.

A presença de argila caulinitica na base do perfil de alteração poderia ser determinada pela proximidade do nível hidrostático que, pelas condições mais hidromórficas, levaria à formação de argilas 1:1. Também a ressilicificação da gibbsita tem sido hipótese aventada e demonstrada termodinamicamente por diversos autores. GARRELS & CHRIST (1965), GARDNER (1970) FRITZ & TARDY (1973) demonstram que o equilíbrio destes minerais depende da concentração da sílica na solução, do pH e Eh além da cristalinidade dos minerais. Portanto a percolação de soluções ricas em sílica poderia causar a ressilicificação da gibbsita gerando níveis argilosos cauliniticos. Este enriquecimento em sílica poderia ser promovido por um aporte de Si proveniente da alteração intempérica de níveis



mais ricos em silicatos e/ou quartzo ou por uma mudança para condições climáticas mais secas que acarretariam um aumento na concentração da sílica presente na solução,

A presença de níveis argilosos na base do perfil de alteração ou intercalados com bauxita de estrutura conservada foi observada por OLIVEIRA (1985) nas bauxitas sobre rochas alcalinas de Lages (SC) que as compara com as bauxitas de Poços de Caldas (MG) e Arkansas (USA) também desenvolvidas a partir de alcalinas. OLIVEIRA (op.cit.), opta por uma origem da caulinita em parte direta, a partir de silicatos primários e em parte por ressilicificação da gibbsita. Modificações nas condições climáticas, como estações mais secas, ou nas condições de drenagem, geradas por aplainamento do relêvo, são citadas como criadoras ambientais próprias à caulinitização direta (Moniz,1972 e Almeida,1977 apud OLIVEIRA,1985) para as bauxitas de Poços de Caldas e Lages. Também a percolação de soluções ricas em sílica é citada para explicar a ressilicificação da gibbsita (OLIVEIRA,1985; MONIZ,1972).



6 CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DOS MATERIAIS

6.1 Introdução

O estudo do quimismo dos materiais objetivou o reconhecimento de grupos de elementos de comportamentos semelhantes, seu relacionamento com os tipos de alteritas presentes e seu comportamento durante o processo de intemperismo.

Os dados obtidos, agrupados por poço, constam do APENDICE . Os teores dos elementos maiores são apresentados em % em peso dos óxidos e dos elementos menores em ppm do elemento. O teor de H_2O+ foi calculado por diferença.

6.2 Classificação dos materiais

As alteritas estudadas foram classificadas em bauxitas e argilas. As amostras com teor de Al_2O_3 maior do que 30% e teor de SiO_2 inferior à 16% foram classificadas como bauxitas, enquanto as demais, com Al_2O_3 menor que 30% e SiO_2 maior do que 16%, foram classificadas como argilas.

As 50 amostras analisadas tiveram seus teores em SiO_2 , Fe_2O_3 e Al_2O_3 recalculados para um total de 100% e foram então projetados no diagrama triangular (FIGURA 10) $SiO_2-Fe_2O_3-Al_2O_3$ que são os principais óxidos presentes nos

minerais constituintes das alteritas e das rochas. Os três grupos de amostras que estão individualizados neste: rocha fresca, bauxitas e argilas, mostram que a classificação foi eficiente. Em relação ao teor de Fe_2O_3 , os pontos estão relativamente agrupados não favorecendo a individualização de materiais mais e menos ferruginosos. A linha AA do diagrama representa o campo da caulinita e mostra que as alteritas estudadas estão abaixo desta indicando uma ausência de argilas 2:1.

Algumas classificações de alteritas com base em diagramas triangulares foram propostas por SCHELLMANN (1981) e VALETON (1973). Esta autora propõe uma classificação de bauxitas com base em sua composição mineralógica, utilizando como vértices as quantidades de minerais de ferro, de alumínio e argilas envolvendo uma determinação mineralógica quantitativa, a qual não foi possível ser feita neste trabalho.

SCHELLMANN (op.cit.) propõe a utilização de um diagrama triangular de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 para uma quantificação da intensidade do intemperismo em lateritas. Constrói diferentes diagramas para diferentes tipos de rocha mãe, considerando que a caulinitização é um estágio inicial da laterização. O conteúdo de sílica da rocha mãe caulinitizada (calculado) determina o início do campo da laterização, que é subdividido em três campos de igual largura, representando a diminuição do conteúdo de sílica decorrente da intensificação do processo.

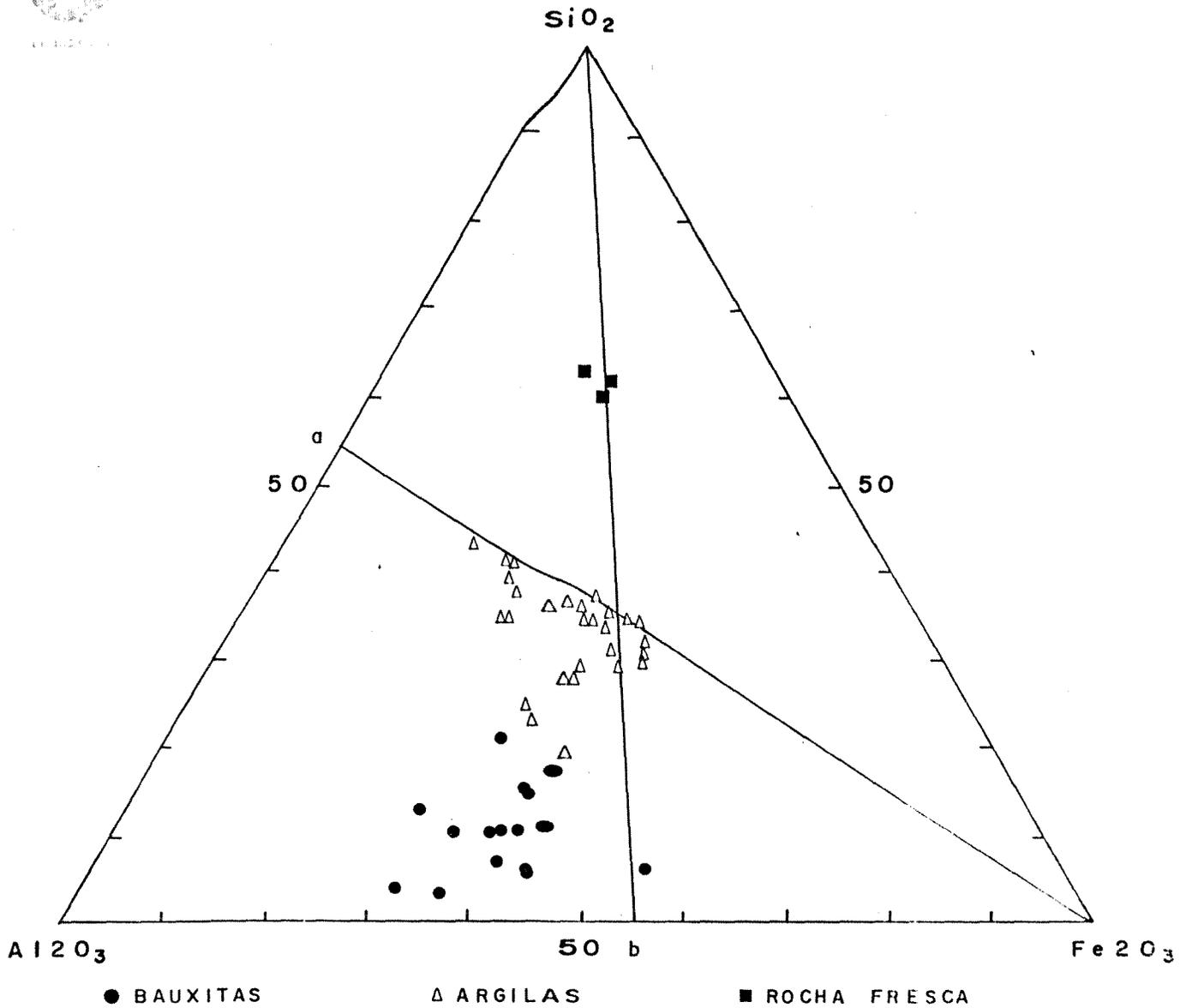


FIGURA 10: Composição química da bauxita, argila e rocha fresca em termos de seus principais componentes. A linha Fe_2O_3 -A representa o limite entre o campo de formação da caulinita e das argilas 2:1. A linha SiO_2 -B representa a relação Fe_2O_3/Al_2O_3 na rocha fresca.

Na FIGURA 11 estão projetadas as amostras estudadas no diagrama de SCHELLMANN (1981) para rochas basálticas. As amostras classificadas como argilas caem principalmente nos campos da laterização fraca e caulínização, enquanto as amostras de bauxita estão principalmente no domínio da laterização forte e mais raramente média.

6.3 Comportamento dos elementos maiores e traços

6.3.1 nas diferentes categorias de materiais

Para estudar o comportamento dos elementos maiores e traços analisados e suas relações com os três tipos de materiais definidos, pode-se partir da análise dos dados da TABELA 2 que apresenta os teores médios em rocha fresca, bauxitas e argilas. Três grupos de elementos podem ser distinguidos quanto ao seu comportamento em relação à rocha fresca. O grupo dos elementos acentuadamente empobrecidos nas alteritas, como Si, Ca, Mg e Sr; um segundo grupo com elementos enriquecidos nas alteritas constituído por Cr, V, Cu, Pb, Zr e H₂O⁺ ao lado do Al e do Fe. Os demais elementos, de comportamento intermediário, enriquecimentos e empobrecimentos discretos nas alteritas em relação à rocha fresca, comporiam o terceiro grupo.

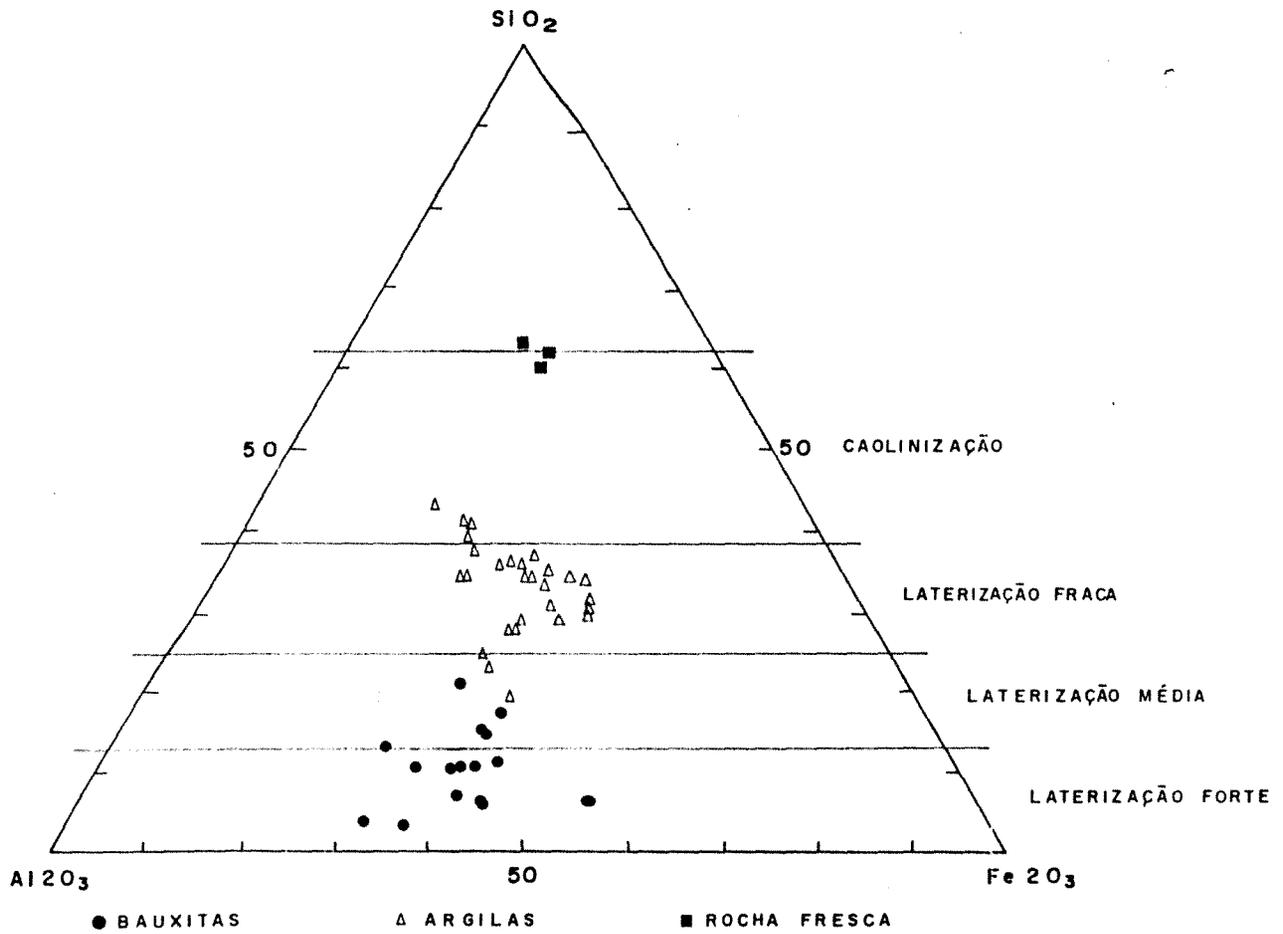


FIGURA 11: Distribuição das amostras estudadas no diagrama de SCHELLMANN (1981)



TABELA 2: Teores médios em elementos maiores (n = nº de amostras, teores = % em peso) e menores

	rocha fresca n=3	bauxita n=17	argila n=30
SiO ₂	48,80	8,10	27,00
TiO ₂	1,40	1,90	1,7
Al ₂ O ₃	14,00	37,40	27,10
Fe ₂ O ₃	16,40	29,30	25,60
CaO	9,52	0,03	0,03
K ₂ O	0,06	0,06	0,07
MgO	11,77	0,09	0,08
MnO ₂	0,24	0,09	0,24
P ₂ O ₅	0,14	0,20	0,12
H ₂ O+		22,80	18,00
<i>elementos menores</i>			
B	5	7	17
Ba	30	19	54
Be	2	3	3
Co	60	72	88
Cr	74	558	255
CU	164	295	182
Li	22	8	14
Mo	5	5	5
Pb	56	117	88
Sn	56	67	63
Sr	95	3	3
V	419	673	532
Y	28	4	10
Zn	121	58	101
Zr	70	126	96

Constata-se ainda que os elementos enriquecidos (segundo grupo) concentram-se preferencialmente nas bauxitas em relação às argilas, enquanto Si (do primeiro grupo) e Mn, B, Ba, Co, Li, Y e Zn (do terceiro grupo) apresentam teores médios mais altos nas argilas do que nas bauxitas.

No diagrama triangular da FIGURA 11, a reta que une o vértice correspondente à SiO_2 ao ponto médio entre as amostras de rocha fresca mostra que a razão Fe/Al é, em geral, mais elevada nestas que nas alteritas sugerindo que o ferro é mais lixiviado que o alumínio durante o processo de alteração. Ainda, a razão Fe_2O_3/Al_2O_3 é mais baixa nas bauxitas do que nas argilas.

Considerando-se a preservação das texturas da rocha-mãe nos materiais presentes nos perfis de alteração, foi feito um balanço isovolumétrico (MILLOT e BONIFAS, 1955) para as amostras do poço B, eliminando-se o horizonte superior coluvionar.

Os dados de perdas e ganhos estão representados na TABELA 3 e FIGURA 12. Em relação ao comportamento dos elementos maiores, observa-se que o Al é conservado no perfil enquanto os demais são lixiviados, embora Fe e Ti o sejam menos intensamente que Ca, Mg, Mn e Si. Há que ressaltar o fato do silício ser menos lixiviado no horizonte argiloso do que nas bauxitas (amostra 12). Para os elementos traços registra-se uma lixiviação intensa de Sr, B, Zn e Y e mais moderada para Li, P, Sn, Be, Zr e V. O Pb tem comportamento semelhante ao Al, conservando-se no



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

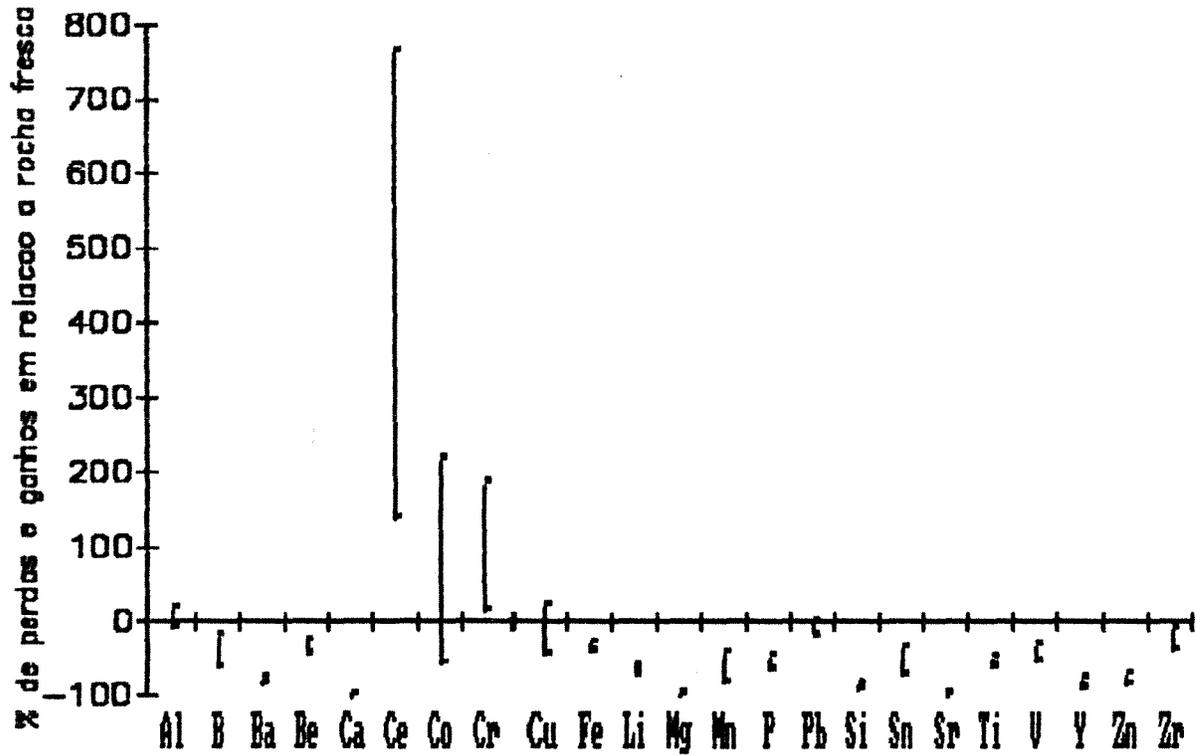


FIGURA 12: Possibilidades de perdas e ganhos dos elementos maiores e traços em relação à rocha fresca



TABELA 3: BALANÇO GEOQUÍMICO (% de perdas e ganhos em relação à rocha fresca) - d* = densidade aparente

amostra	12	13	14 e 15	16	17
elemento	d* = 1,2 (argila)	d* = 1,1 (bauxita)	d* = 1,3 (bauxita)	d* = 1,2 (bauxita)	d* = 3,01 (r. fresca)
Al	- 9	0	+ 19	+ 9	22,82 g/100cc
B	- 20	- 63	- 57	- 60	15,05 g/100cc
Ba	- 77	- 86	- 85	- 80	150,50 g/100cc
Be	- 40	- 45	- 24	- 40	6,02 g/100cc
Ca	-100	-100	-100	-100	18,87 g/100cc
Ce	+369	+137	+155	+765	30,10 g/100cc
Co	+ 8	- 57	+ 53	+218	180,60 g/100cc
Cr	+ 36	+ 14	+186	+128	174,58 g/100cc
Cu	- 44	- 40	+ 5	+ 22	523,74 g/100cc
Fe	- 37	- 41	- 28	- 36	36,45 g/100cc
Li	- 62	- 74	- 70	- 68	60,20 g/100cc
Mg	-100	-100	- 99	- 99	20,35 g/100cc
Mn	- 70	- 84	- 72	- 42	0,54 g/100cc
P	- 66	- 53	- 47	- 54	0,21 g/100cc
Pb	- 20	- 20	+ 3	- 14	165,55 g/100cc
Si	- 85	- 94	- 94	- 94	66,82 g/100cc
Sn	- 62	- 51	- 36	- 73	156,52 g/100cc
Sr	- 99	- 99	- 99	- 99	2,68 g/100cc
Ti	- 49	- 63	- 49	- 57	2,65 g/100cc
V	- 47	- 54	- 32	- 37	1273,23 g/100cc
Y	- 78	- 83	- 90	- 91	93,31 g/100cc
Zn	- 72	- 80	- 81	- 87	412,37 g/100cc
Zr	- 28	- 33	- 10	- 40	177,59 g/100cc

perfil. Cu e Co apresentam-se ora enriquecidos, ora empobrecidos, e Cr e Ce estão enriquecidos em todos os níveis. Cr, Co e Ce são os únicos elementos que mostram um enriquecimento absoluto, principalmente na base do perfil estudado.

Quanto ao comportamento do Cr, é notável o fato de que as amostras que apresentaram os maiores teores (números 42 e 44, APENDICE) apresentam também os valores de alumina mais altos e de sílica mais baixos, ou seja, estão associadas às bauxitas mais enriquecidas, enfatizando o caráter bauxitófilo deste elemento.

De acordo com as observações acima, fica caracterizado um processo de intemperismo envolvendo intensa lixiviação das bases e da sílica e conservação do alumínio. O enriquecimento em ferro com relação à rocha-mãe verificado anteriormente (item 5.2) revela-se aparente, posto que o ferro é apenas menos lixiviado que outros elementos (Si e bases). Este fato vem confirmar a observação do mesmo item 2 de que o ferro é lixiviado em relação ao alumínio durante o intemperismo, sugerindo condições de pH, Eh, etc. que propiciem a separação entre estes elementos. PETERSEN (1971) e NORTON (1973) demonstram, através de diagramas Eh/pH para hematita (goethita) e gibbsita, que existem condições nas quais Al e Fe apresentam solubilidades diferentes, levando à formação de lateritas, bauxitas ou bauxitas ferruginosas. No diagrama A da FIGURA 13, que representa as relações de solubilidade gibbsita e água a 25° C e 1 atm de pressão e



entre hematita ou magnetita e água nas mesmas condições, constata-se que o Al entre os pHs 4 e 10 é muito pouco solúvel. Verifica-se também que existem campos do diagrama onde a solubilidade do alumínio é muito maior do que a do ferro e campos onde esta situação se inverte. Para melhor visualização destas condições, no diagrama B estão representadas a linha de igual solubilidade do Fe e Al e as linhas de solubilidade = 10 m/l para estes elementos, delimitando-se assim 6 campos, onde há diferenças de comportamento entre estes dois elementos. Os campos 6 e 3 são os que representam condições onde há uma grande diferença de solubilidade entre estes elementos, permitindo a formação de lateritas ferruginosas no campo 6, onde a solubilidade do Al é bem maior do que a do Fe, ou bauxitas no campo 3, onde a solubilidade do Fe é bem maior do que a do Al.

Os mecanismos que causariam a separação Fe-Al agiriam tanto no nível inferior (litomarga) do perfil onde a mobilidade do Fe aumenta devido às condições mais ou menos redutoras ou no nível superior mais aerado, onde estes elementos seriam seletivamente lixiviados em função de diversos fatores: Eh, pH, complexos orgânicos, CO₂, etc.) Neste caso em ambiente bicarbônico moderadamente ácido o Fe migraria para baixo e lateralmente (LELONG et al., 1976).

Da mesma forma, NORTON (1973), através da análise de diagramas Eh/pH para Mn, Ni e Co, revela que as condições que permitem a separação Fe-Al com enriquecimento

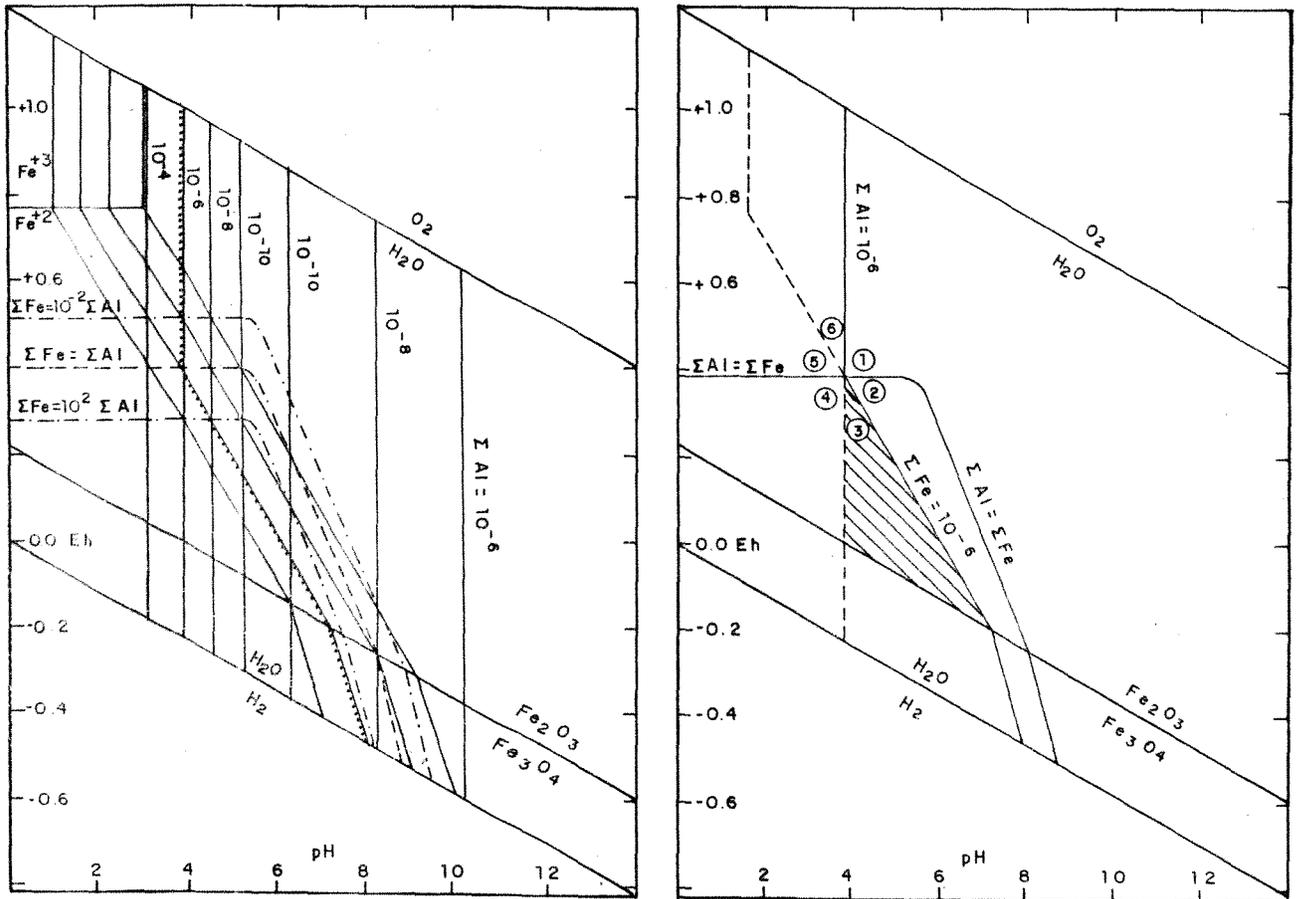


FIGURA 13: A) Diagrama Eh/pH mostrando as relações de solubilidade para os sistemas gibbsita-água e hematita (ou magnetita)-água a 25° C e 1atm de pressão (NORTON, 1973).
 B) Simplificação do diagrama A com as linhas de igual solubilidade do Fe e do Al e as linhas de solubilidade 10 para estes elementos.

residual deste resultam em remoção preferencial de Mn, Ni e Co, pois estes elementos teriam comportamento semelhante ao ferro durante o intemperismo (FIGURA 14). O balanço geoquímico isovolumétrico mostra uma lixiviação do Mn e do Fe (do Mn > Fe), mas mostra um comportamento para o cobalto com mais enriquecimentos que perdas. Este enriquecimento chega a ser intenso no nível inferior do perfil B, acompanhado por uma lixiviação menos intensa do Mn

Pode-se supor que o Mn e o Co entram em solução e migram para a base do perfil, mas, a partir do momento que parte do Mn se precipita, todo o Co ficaria retido, ocasionando assim este enriquecimento constatado no balanço geoquímico. A sorção do Co por óxidos e hidróxidos de Mn tem sido constatada por diversos autores como MEANS et al.(1978), SCHENCK et al.(1983), LOGANATHAN & BURAU (1973), RANKIN & CHILDS(1976). Uma outra hipótese que poderia também explicar um enriquecimento absoluto em Co ao lado de uma lixiviação do Mn seria uma incorporação do Co nas goethitas, fato referido por NORTON (1973), ao citar que goethitas podem incorporar quantidades variáveis de Co, Ni e Mn em sua estrutura, caso a estabilidade das fases correspondentes destes elementos seja muito mais alta nas mesmas condições de Eh e pH. KOONS et al.(1980) refere-se a uma maior afinidade do Co com ferro do que com manganês nos estágios

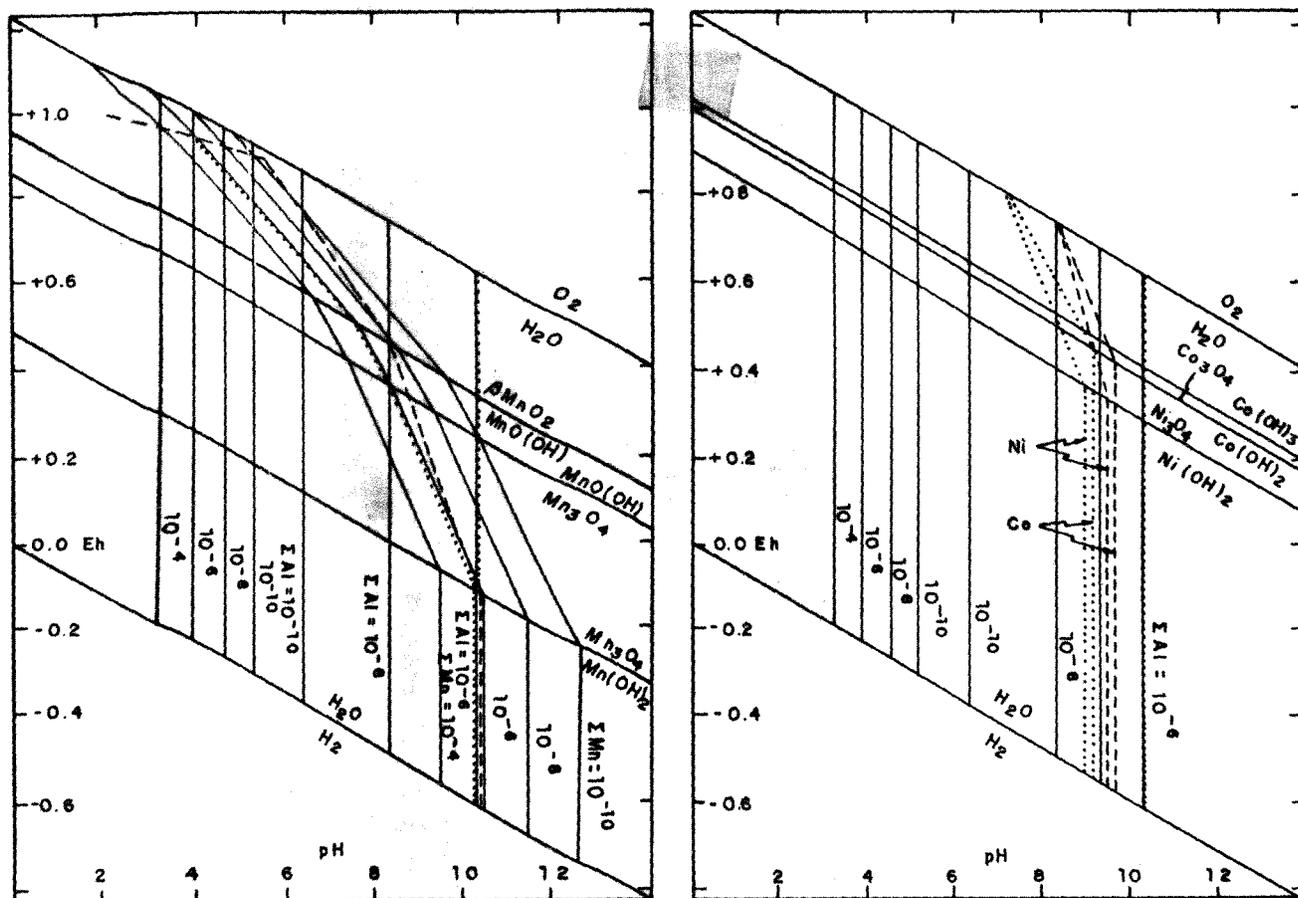


FIGURA 14: A) Diagrama Eh/pH mostrando as relações de solubilidade para o sistema Al-H₂O e Mn-O-H₂O a 25° C e 1 atm de pressão. B) Diagrama Eh/pH mostrando as relações de solubilidade para o sistema Al-H₂O e Ni-Co-O-H₂O a 25° C e 1 atm de pressão. (NORTON, 1973)

iniciais de intemperismo de diabásio e granito (Wisconsin-USA), devido talvez à ausência de óxidos de Mn como fases separadas.

6.3.2 análise de correlação (Pearson)

Os coeficientes de correlação de Pearson, utilizando variáveis padronizadas, foram calculados para 47 amostras correspondentes às alteritas e 22 elementos, eliminando-se K, Mo e Sr, cujos teores apresentaram-se constantes (provavelmente por estarem próximos ou abaixo do limite de detecção do método de análise empregado) e Ce e La. Na TABELA 4 estão relacionados os pares de elementos com coeficientes de correlação acima de 0,500 e valor absoluto. Da análise destes dados (TABELA 4), três grupos de elementos com alto coeficiente de correlação positivo entre seus membros puderam ser distinguidos: a) elementos do grupo do ferro: Fe, Be, P, Ti, V, Zr; b) elementos do grupo do alumínio: Al, H₂O+, Pb e Cr; c) elementos do grupo do silício: Si, Mn, Ba, Li, Co, Zn e Y. Elementos de grupos diferentes são negativamente correlacionados.

Os elementos dos grupos do ferro e do alumínio correspondem, de maneira geral, aos elementos mais concentrados nas bauxitas do que nas argilas, evidenciando seu caráter residual, enquanto os elementos do grupo do

TABELA 4: COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO PEARSON
(valores acima de 0,500)

pares de elementos	coeficientes positivos	pares de elementos	coeficientes negativos
Cr-Al	0.554	Ba-Al	0.528
Fe-Be	0.554	Mn-Al	0.545
Mg-Ca	0.675	Si-Al	0.811
Mn-Ba	0.552	Si-Cu	0.640
Mn-Co	0.714	Si-P	0.582
Mn-Li	0.561	Si-Pb	0.584
P -Be	0.602	Y -Al	0.547
P -Fe	0.606	Zn-Al	0.636
Pb-Al	0.606	H2O -Ba	0.559
Si-Ba	0.723	H2O -Mn	0.527
Si-Mn	0.611	H2O -Si	0.782
Ti-Be	0.757	H2O -Y	0.610
Ti-Fe	0.744		
Ti-P	0.538		
V -Be	0.903		
V -Fe	0.864		
V -P	0.590		
V -Ti	0.762		
Zn-Mn	0.610		
Zn-Si	0.573		
Zn-Y	0.695		
Zr-Be	0.676		
Zr-Fe	0.716		
Zr-P	0.805		
Zr-Ti	0.738		
Zr-V	0.640		
H2O -Al	0.719		

silício , embora tendo sido, de modo geral, lixiviados nas alteritas, encontram-se por vezes concentrados nas argilas.

6.3.3 análise de componentes principais

Trata-se de um método multivariante de análise de dados que se baseia na extração de autovetores (componentes principais) de uma matriz de variância-covariância. Estes podem então ser analisados como fatores (DAVIS, 1986). Seu mais importante uso refere-se a redução da dimensionalidade tanto do espaço amostral quanto das variáveis (Kruskal, 1978 e Joreskog, 1976 apud ESBENSEN e WOLD). Esta redução dar-se-á sempre com perda parcial da variância total dos dados, uma vez que se trabalha com um número de componentes principais inferior ao número de variáveis estudadas. No entanto este número será escolhido de forma a explicar uma porcentagem significativa da variância total.

Dois tipos de diagramas, de natureza complementar, são gerados por este método: diagramas tipo T (fatores gerados=T) que revelam relações entre as amostras e diagramas tipo B que revelam relações entre as variáveis (fatores gerados=B).

A matriz de dados analisada foi a mesma citada no item anterior. Foram escolhidos para análise as três primeiras componentes principais (CP) que respondem por 62,8% da variância total explicada.

Os valores B gerados para estas três componentes principais estão representados na FIGURA 15, considerando-se apenas os valores absolutos acima de 0.2. A componente principal 1, responsável por 31,1% da variância total, separa os elementos de comportamento residual (elementos dos grupos do alumínio e do ferro) com valores B positivos dos elementos de comportamento mais solúvel (elementos do grupo da sílica) com valores negativos. Na segunda componente principal (20,4% da variância total) os elementos do grupo do Fe com B positivos são separados dos elementos do grupo do Al com B negativos. A componente principal 3 (11,3% da variância total) é dominada pelos elementos de comportamento mais solúvel que apresentam altos valores negativos.

Na FIGURA 16 estão projetados os valores de T para as 47 amostras correspondentes às três primeiras componentes principais: CP1 x CP2 e CP1 x CP3. No diagrama A, verifica-se que as amostras de bauxita e argila estão bem separadas em relação à componente 1, o mesmo não acontecendo com relação à componente 2. Isto confirma a não eficiência da utilização dos teores de ferro como fator distintivo entre as alteritas.

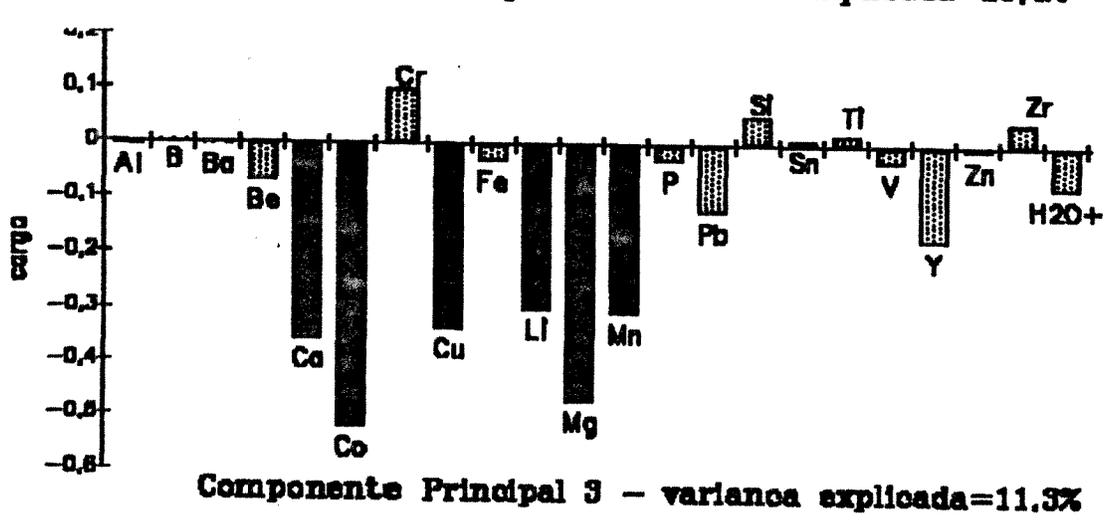
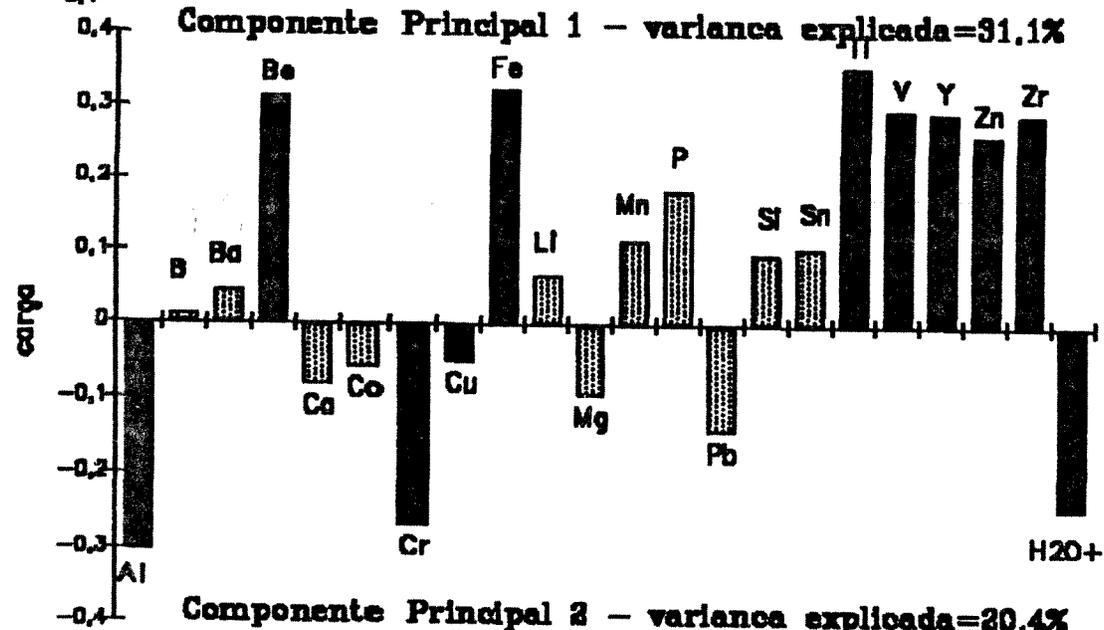
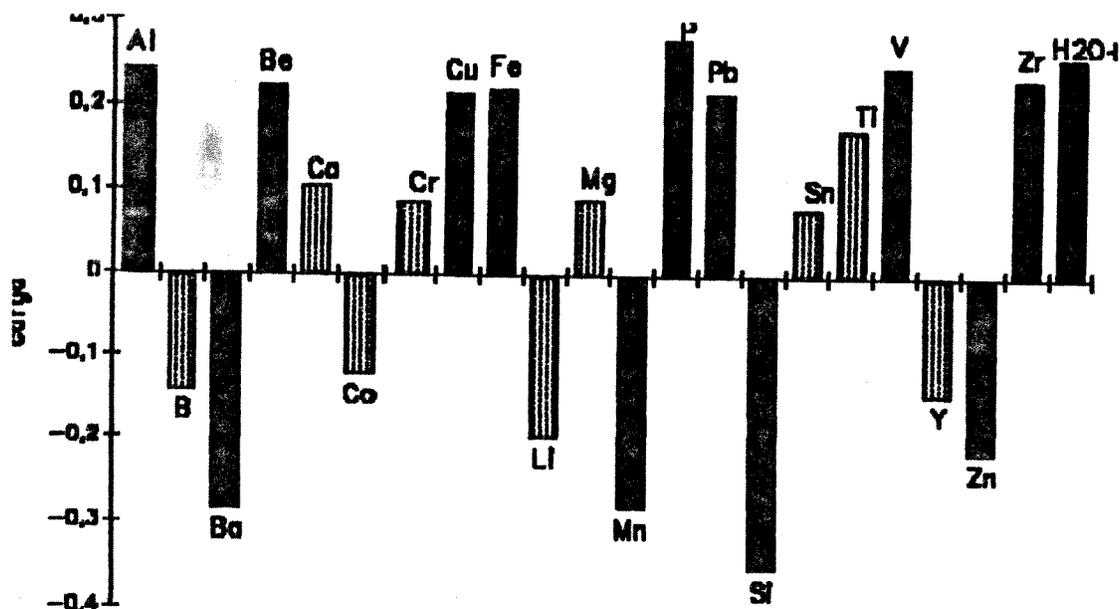


FIGURA 15: Composição das componentes principais

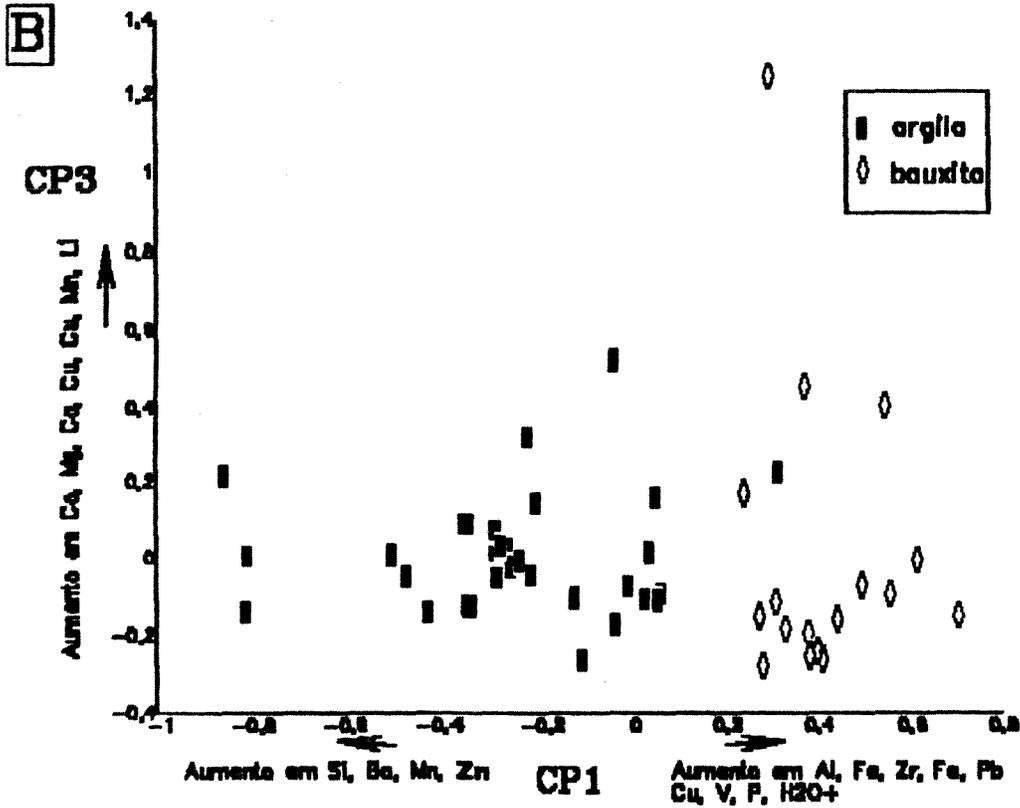
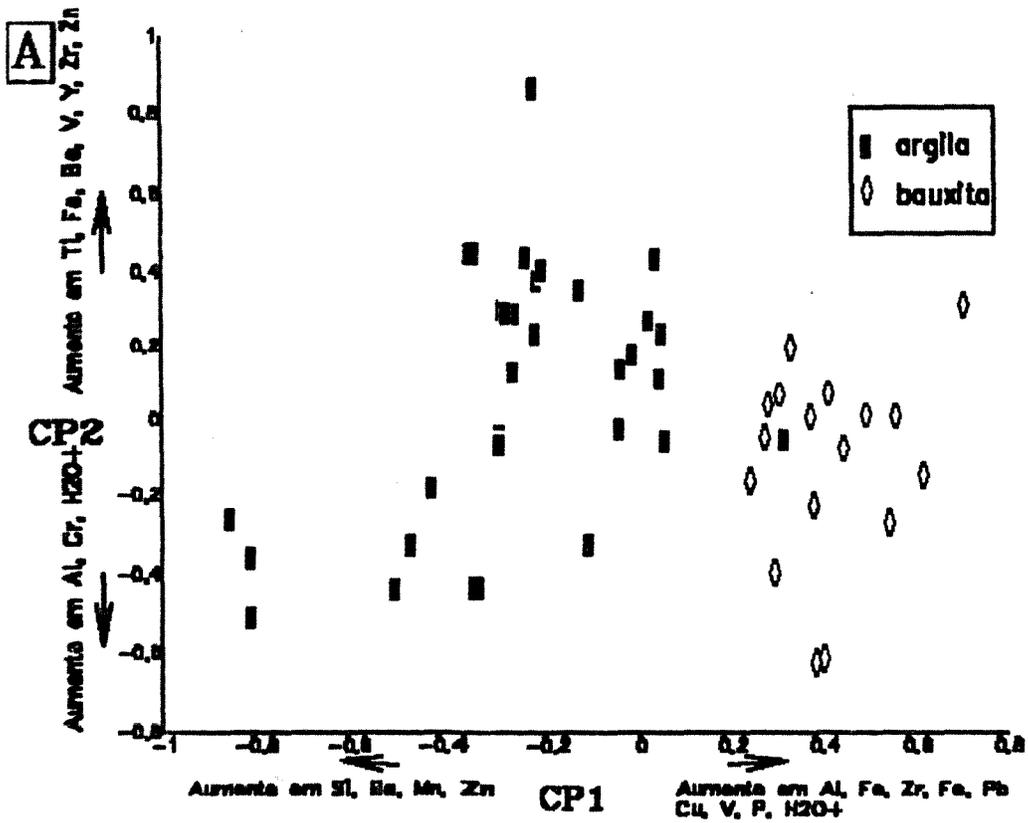


FIGURA 16: "Scores" das componentes principais

Quanto à componente 3, embora alguns dos mais altos valores de T correspondam a amostras de bauxita, em média estes valores são mais altos nas argilas, indicando que os elementos de comportamento solúvel estão mais concentrados nas argilas.

6.3.4 análise fatorial - VARIMAX

Na análise fatorial, fatores são construídos como combinações lineares de grupos de variáveis, podendo ser ortogonais ou oblíquos. Enquanto na análise de componentes principais estuda-se o comportamento das variáveis diretamente, na análise fatorial estudam-se os fatores (em número sempre menor que o das variáveis) aos quais estas estão relacionadas.

No programa utilizado (ARTHUR), é feita análise fatorial modo R, que utiliza como entrada a matriz de correlação entre variáveis e onde os vetores das componentes principais são transformados em fatores.

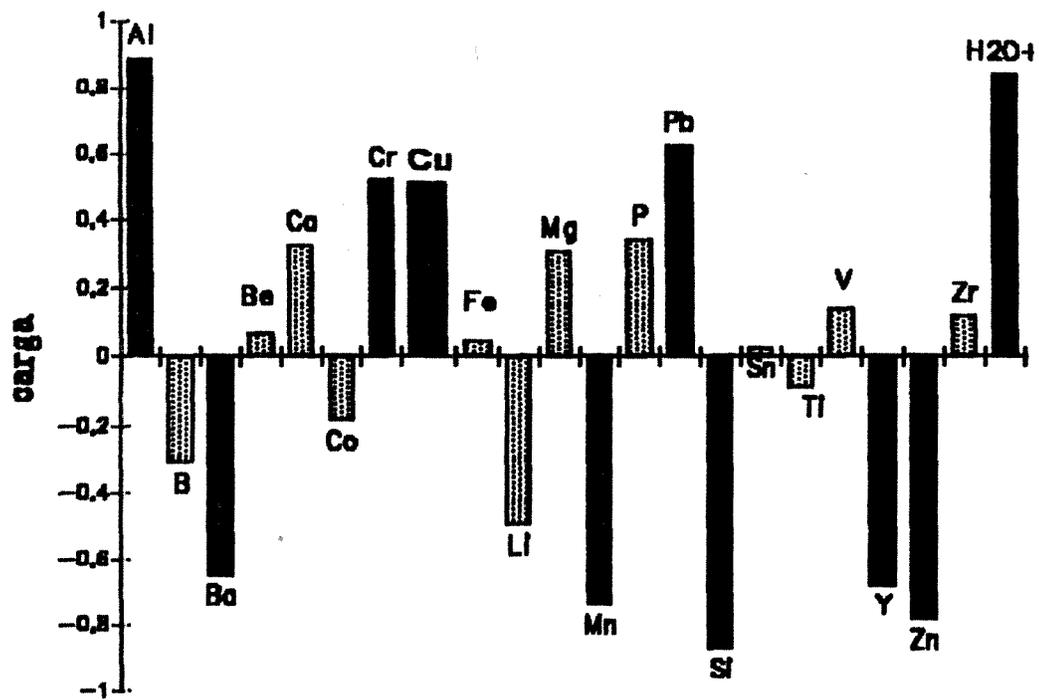
A rotação varimax permite um melhor ajuste dos fatores ao conjunto de dados, através da movimentação dos eixos, mantendo a ortogonalidade. Desta forma cada fator terá valores de B próximos de 1 ou de 0, facilitando a interpretação.



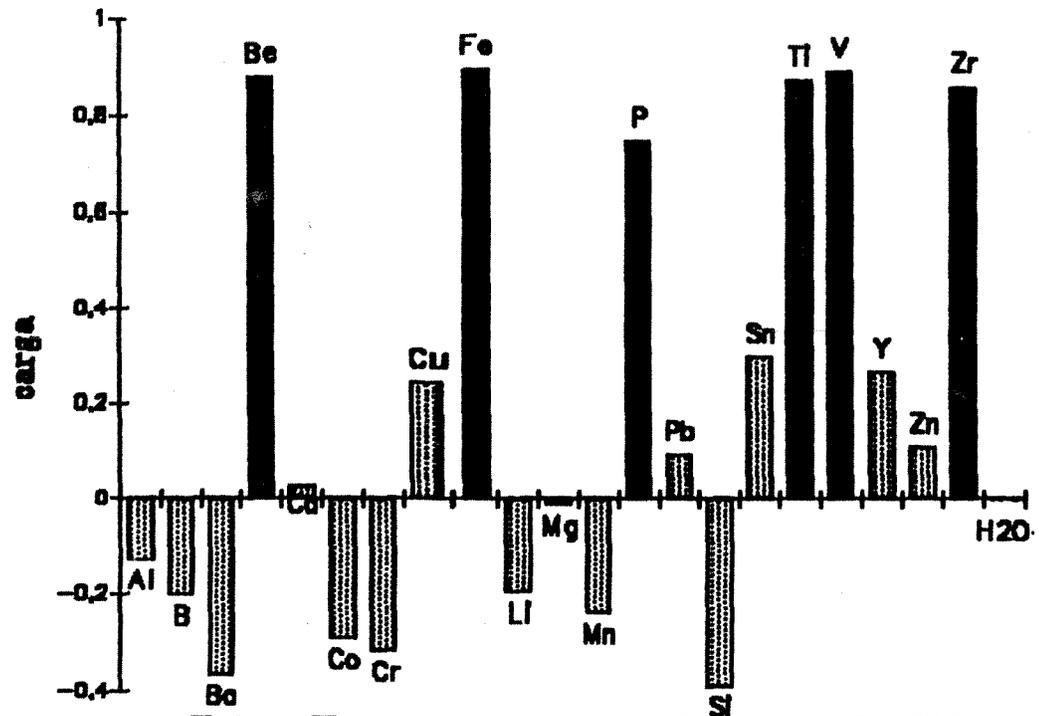
O modelo de dois fatores é o que permite uma maior amplitude de rotação dos eixos e, conseqüentemente, o melhor ajuste dos dados. Este foi o modelo escolhido e é responsável por 51,5% da variância total. A composição dos dois fatores analisados (FIGURA 17) revela que o fator I é representativo do processo de bauxitização, pois separa os elementos de comportamento residual (elementos do grupo do alumínio) dos de comportamento solúvel (elementos do grupo da sílica). Em decorrência, este fator estaria apto a efetuar a separação entre amostras de bauxita e argila. O fator II, no entanto, representa os elementos do grupo do ferro, e poderia propiciar, portanto, a separação entre amostras mais ou menos ricas nestes elementos.

No diagrama da FIGURA 18 estão projetados os valores T de cada amostra nos fatores IxII, evidenciando que o fator I individualiza os dois tipos de alteritas estudados enquanto a distribuição dos pontos em relação ao fator II indica que os elementos do grupo do ferro estão igualmente distribuídos, tanto na argila quanto na bauxita.

No entanto, as amostras coletadas a profundidades maiores do que 4 m apresentam teores de elementos do grupo do ferro, em geral, mais altos que as amostras coletadas a profundidades menores. Além disso é interessante notar que os poços C e E estão empobrecidos com relação a estes elementos (FIGURA 19).



Fator I - varianca explicada = 27.3%



Fator II - varianca explicada = 24.5%

FIGURA 17: Composição dos fatores - VARIMAX

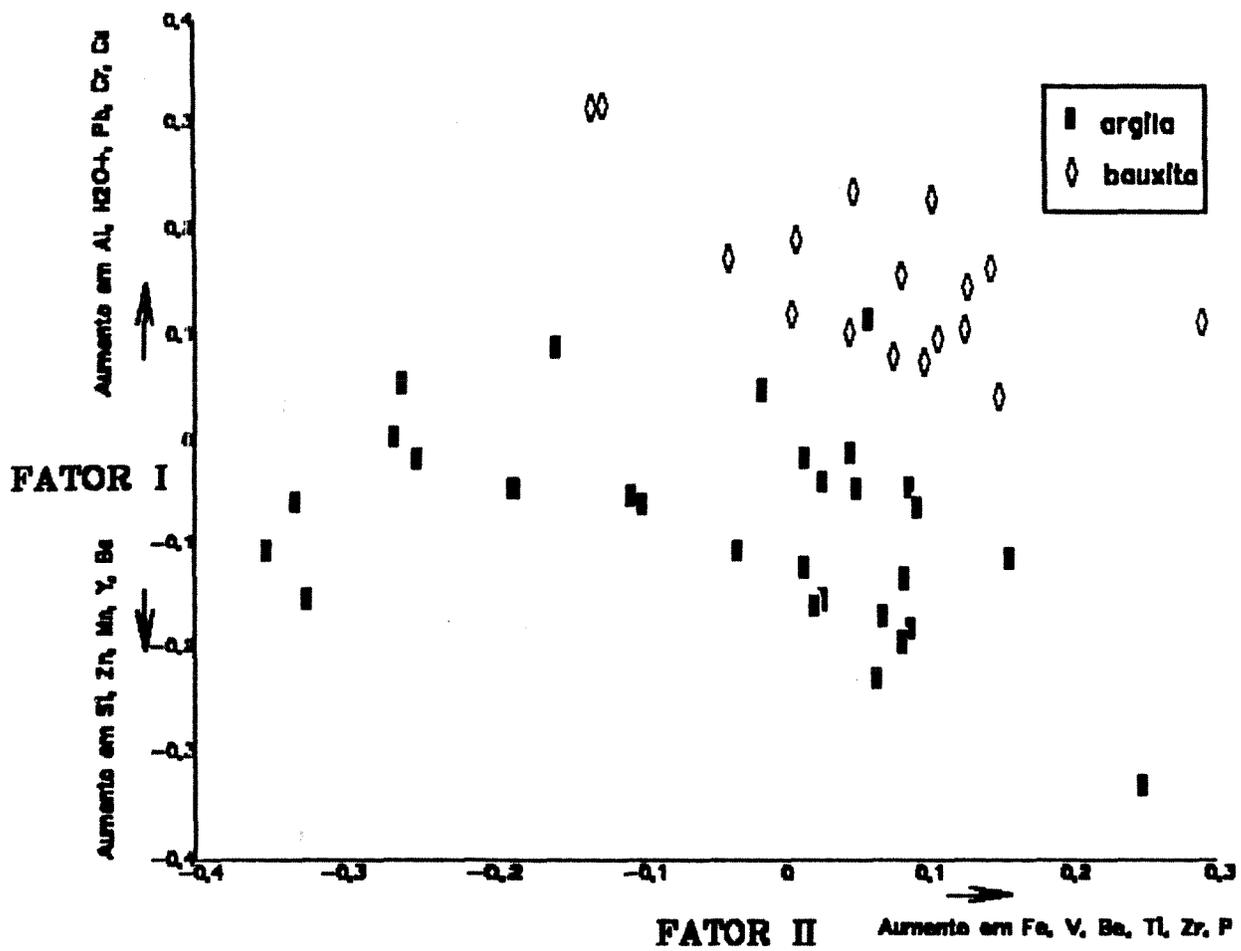


FIGURA 18: "Scores" dos fatores - VARIMAX

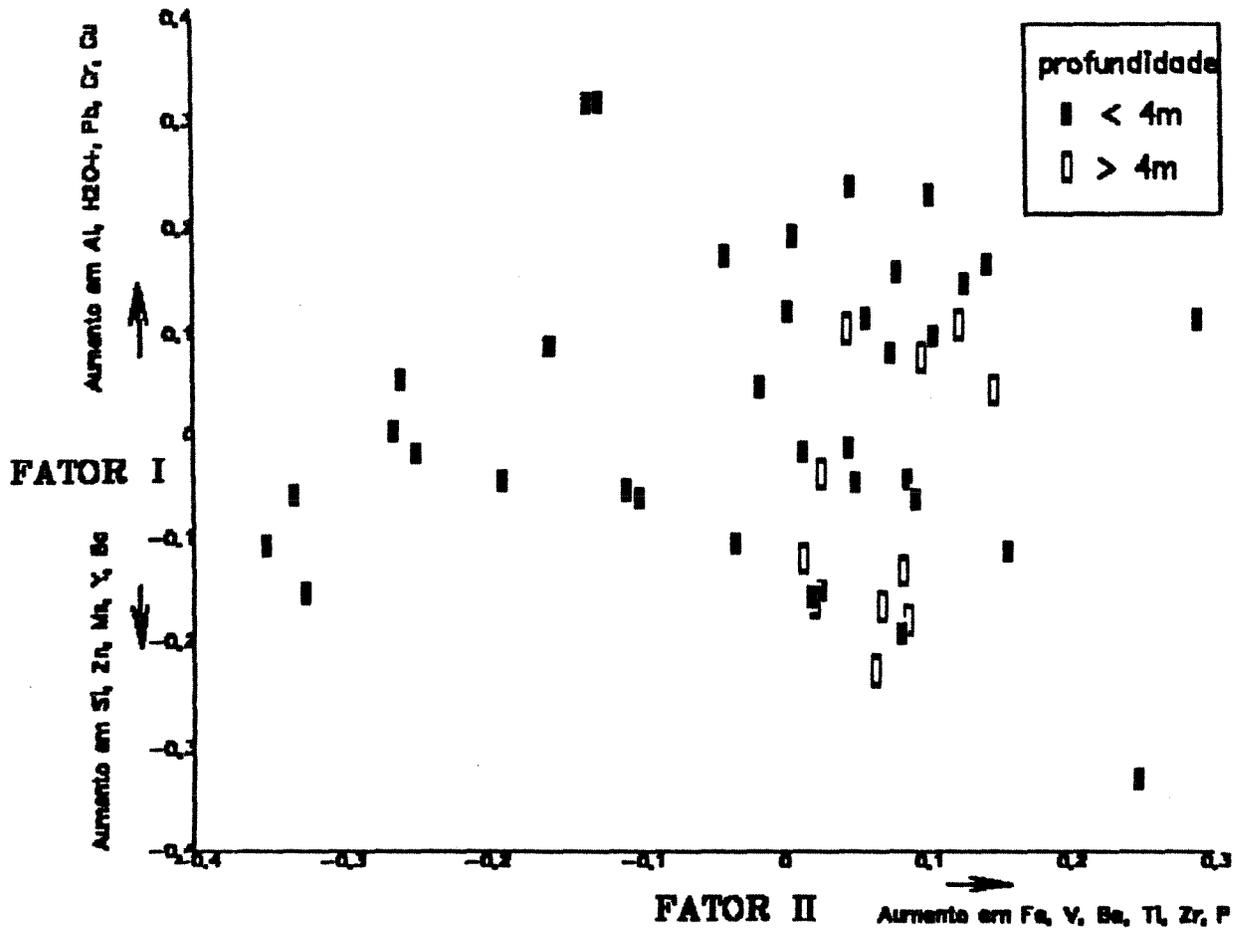


FIGURA 19: Scores dos fatores - VARIMAX diferenciando amostras coletadas a profundidades maiores e menores do que 4m.



Os valores de comunalidade (TABELA 5) indicam em que medida a variação dos teores estudados é explicada pelo modelo escolhido. No caso em questão, o modelo de dois fatores foi responsável pela explicação de mais de 60% da variância dos elementos analisados, excluindo somente o Li e o Pb. Isto significa que os processos associados aos fatores escolhidos são os principais responsáveis pelas associações presentes.

A utilização de análise VARIMAX significa, em relação à análise de componentes principais, uma perda na variância total explicada (de 62,5% para 51%), mas facilita a interpretação pois diminui o número de variáveis em cada fator e, no caso em questão, elimina a participação de um mesmo elemento em mais de um fator. Os diagramas de componentes principais mostraram-se mais eficientes na diferenciação entre amostras de bauxita e argila, enquanto a separação dos elementos associados ao ferro no varimax permitiu algumas observações sobre o comportamento deste grupo de elementos.

Resultados mais interessantes poderiam ser obtidos se tivéssemos podido incluir uma mineralogia quantitativa como variável, pois facilitaria a definição de associações de elementos com as fases minerais presentes nas alteritas, como feito por BOSKI (1986)

TABELA 5: *Valores de comunalidade - VARIMAX*

<i>elemento</i>	<i>comunalidade</i>
Al	0.81529
B	0.13955
Ba	0.55927
Be	0.78465
Ca	0.10756
Co	0.11846
Cr	0.37335
Cu	0.32837
Fe	0.80827
Li	0.28717
Mg	0.09683
Mn	0.60100
P	0.68762
Pb	0.40805
Si	0.89854
Sr	0.09449
Ti	0.77591
V	0.81791
Y	0.53415
Zn	0.62303
Zr	0.75806
H2O+	0.72243

6.4 Comportamento dos elementos terras raras

6.4.1 as terras raras na alteração

Por serem consideradas resistentes ao fracionamento em ambientes supérgenos e por sua baixa mobilidade, DECARREAU e STEINBERG & COURTOIS (1976) indicaram as terras raras para utilização como traçadores geoquímicos de processos endógenos. No entanto, diversos autores, estudando perfis de alteração em diferentes situações, têm atestado a mobilidade diferencial e, portanto, o fracionamento destes elementos durante o intemperismo (NESBITT, 1979; DUDDY, 1980; TRESCASES et al.,; KRONBERG et al., 1987; SÍGOLO et al., 1987; SCHORIN et al., 1987). Mesmo STEINBERG & COURTOIS (op.cit.) indicam, embora como exceção, o fracionamento das terras raras em couraças lateríticas da Costa do Marfim.

A mobilidade das terras raras (TR) em relação à rocha-mãe tem-se revelado tanto no sentido de um empobrecimento quanto no de um enriquecimento. DUDDY (1980), estudando um perfil de alteração de um arenito vulcanogênico de Victoria (Austrália) e NESBITT (1979) em um perfil de alteração de granodiorito (Austrália) apontam para um progressivo enriquecimento destes elementos durante a alteração. Por outro lado, SÍGOLO et al. (1987), KRONBERG et al. (1987), TRESCASES et al. e SCHORIN et al. (1987), estudando diferentes rochas (alcalinas, granitos, sedimentos



pliocênicos e diabásios) que sofreram processos de laterização, indicam como tendência geral da alteração, a lixiviação dos elementos em questão.

Quanto ao comportamento relativo entre as TR, menor mobilidade das terras raras pesadas (TRP) em relação às leves (TRL) e anomalias positivas de Ce são apontadas em áreas laterizadas por SÍGOLO et al.(1987), KRONBERG et al.(1987) e SCHORIN et al.(1987). Em áreas onde a tendência foi de enriquecimento geral das terras raras com a alteração supérgena, DUDDY (1980) reconhece um maior enriquecimento em terras raras pesadas enquanto NESBITT (1979) e MIDDLEBURG et al. (1988) indicam uma tendência contrária. CHRISTIE & ROALDSET (1979) através de estudos de análise fatorial em amostras de argilas e bauxitas concluem por um fracionamento individual das TR durante o processo de sedimentação e diagênese das argilas e durante o processo de formação das bauxitas.

Alguns fatores são apontados como condicionantes do grau de mobilidade diferencial das TR durante os processos de alteração. Entre eles, podemos destacar: a) herança de distribuição diferencial das TR em minerais primários de diferentes alterabilidades; b) formação de minerais secundários capazes de fixar os elementos em questão; c) capacidade de transporte da água responsável pela alteração supérgena como consequência das condições físico-químicas dos ambientes percolados (HUMPRIS, 1987 e MIDDLEBURG et al, 1988).



As TR podem estar presentes nas rochas frescas, em parte adsorvidas em minerais formadores de rochas, em minerais acessórios ou formando compostos próprios. A a diferente estrutura cristalina destes pode acomodar diferencialmente as TR com preferência pelas TRP, TRM ou TRL (MIDDLEBURG et al., 1988 e HUMPRIS, 1984). Deste modo, como estes minerais tem alterabilidades diferentes, poderão acarretar um fracionamento das mesmas durante o processo de intemperismo, gerando inclusive anomalias positivas ou negativas de alguns destes elementos. Por exemplo, o Eu, por estar preferencialmente incorporado aos feldspatos durante processos magmáticos, seria durante o intemperismo facilmente liberado, podendo se concentrar nos solos e ser incorporado por minerais secundários (MIDDLEBURG et al, op.cit.). Da mesma forma, elementos associados a minerais resistentes ao intemperismo dificilmente serão mobilizados e incorporados aos minerais neoformados.

BALASHOV et al. (1964, apud Hendersen, 1985) e LEROY & TURPIN (1988) mostram que a presença de ânions como HCO_3^- , CO_3^{2-} , HPO_4^{2-} causam a mobilidade das TR, pois estas são mais facilmente transportadas na forma de carbonatos e, eventualmente, como complexos orgânicos. As TRP formam complexos mais estáveis, portanto a mobilidade das TR diminui com o aumento do número atômico. No entanto, Herrmann (1985, apud HUMPHRIS, 1984) cita que um maior conteúdo em HCO_3^- nas águas causaria uma maior mobilidade das TRP em relação às leves. Este fato também foi verificado



por NESBITT (1979), ao verificar que somente as TRP foram lixiviadas, enquanto as TRL apareceram enriquecidas em relação à rocha-mãe.

As condições de pH também influenciam a mobilidade das terras raras, que teriam sua dissolução favorecida em pH baixo e, com um aumento deste, se reprecipitariam ou seriam adsorvidas ou incorporadas em minerais secundários. Outro fator que poderia ser considerado para estudo da mobilidade das TR, seria a temperatura e o tempo de contato entre as fases que interagem: fluido e mineral.

A capacidade dos minerais secundários formados de acomodar as TR, dependerá, principalmente, da relação entre os raios iônicos destas e do cátion a ser substituído. Khoyakov (1963, apud HUMPHRIS, 1985) postula que também o número de coordenação do cátion nos diferentes compostos seria um fator a ser considerado. Porém faltam dados sobre a distribuição dos elementos em questão em minerais secundários, principalmente os formados por alteração supérgena.

O panorama apresentado demonstra que os estudos sobre o comportamento das TR no ciclo supérgeno estão ainda nos estágios iniciais, com dados aparentemente conflitantes como é o caso da maior ou menor mobilidade das TRP em relação às TRL. Em função disso o objetivo de se analisarem as TR nesta dissertação é o de fornecer subsídios para os futuras estudos que tentarão elucidar as questões pendentes



sobre o comportamento destes elementos durante o intemperismo. Ainda como consequência deste panorama, pode-se concluir que o padrão de TR em rochas intemperizadas (ou mesmo alteradas por outros processos) não deve ser usado indiscriminadamente como indicador petrogenético.

6.4.2 representação dos resultados

No estudo das terras raras em rochas, a representação dos teores obtidos para cada elemento é mais comumente feita graficamente, envolvendo a normalização dos dados em relação a um material de referência, no caso, a composição de condritos. São construídos diagramas contendo no eixo das ordenadas, em escala logarítmica, os valores normalizados e, no eixo das abscissas o número atômico dos elementos.

Envolvendo o mesmo procedimento, outros materiais de referência tem sido utilizados, principalmente no estudo da distribuição das terras raras no ciclo sedimentar (PIPER, 1974) e, em alguns trabalhos, no estudo desta distribuição na alteração (STEINBERG et al., 1976; SIGOLO et al., 1987). No caso de rochas sedimentares, águas fluviais e oceânicas, tem sido utilizado como valores de referência a composição média dos folhelhos. Para os estudos de alteração supérgena, a opção que parece ser a mais indicada é a normalização em relação à rocha-mãe, pois

fornecerá dados específicos do comportamento destes elementos durante a alteração, eliminando os riscos de se atribuir a um processo intempérico uma anomalia ou tendências herdadas da rocha-mãe. Neste caminho, a normalização dos dados obtidos nas amostras de alterita (APÊNDICE) foi feita em relação à média dos valores obtidos nas três amostras de rocha fresca (números 10,17 e 27), enquanto os dados relativos a estas seguem o procedimento usual de representação em relação a condritos.

Não foi detectada uma diferença de comportamento evidente das TR entre os dois tipos de alteritas presentes na área estudada (FIGURAS 20 e 21) Optou-se então pelo estudo conjunto das amostras por poço, com o objetivo de verificar as possibilidades de fracionamento em diferentes condições de drenagem.

6.4.3 as terras raras na rocha fresca

Na FIGURA 22 estão projetadas as curvas de normalização das tres amostras de rocha fresca. Os valores de normalização usados são os dos meteoritos condríticos de EVENSEN et al.(1978).A distribuição das terras raras nestas amostras apresenta um padrão aproximadamente paralelo ao eixo das abscissas, sem anomalias positivas ou negativas relevantes, e abundância cerca de dez vezes maior que nos condritos. Trata-se portanto de um padrão típico dos

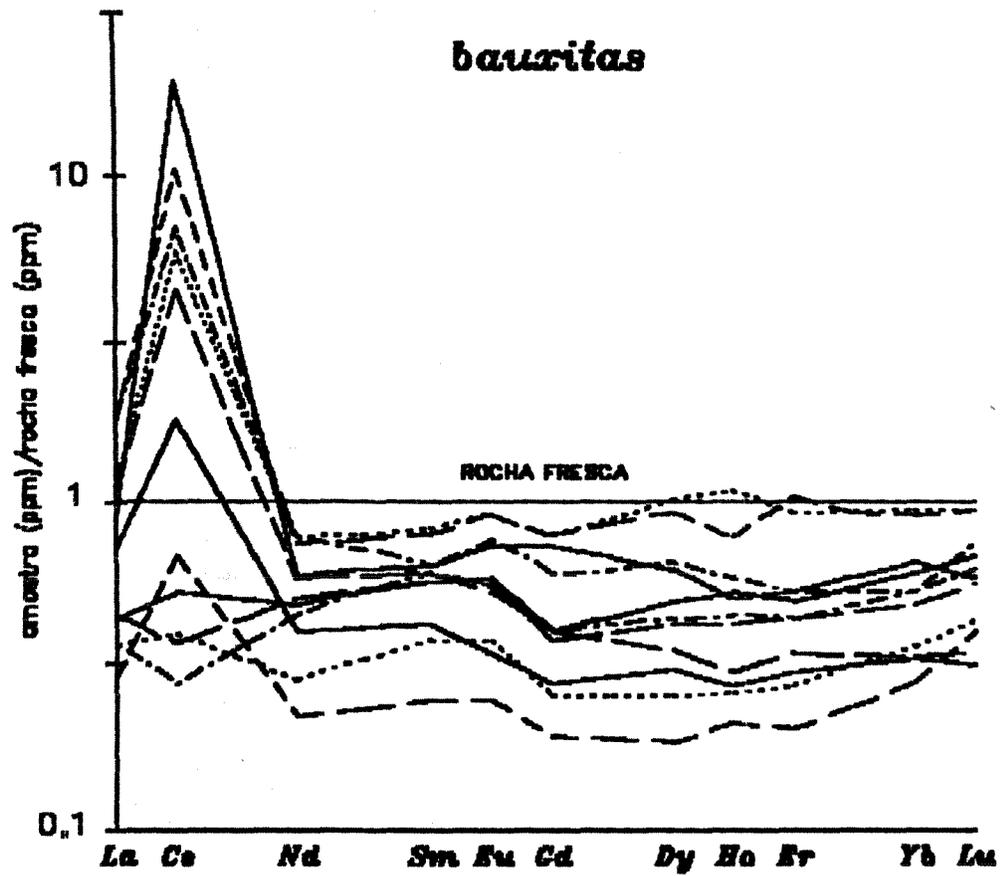


FIGURA 20: Distribuição das TR na bauxita (normalização com relação à rocha-mãe)

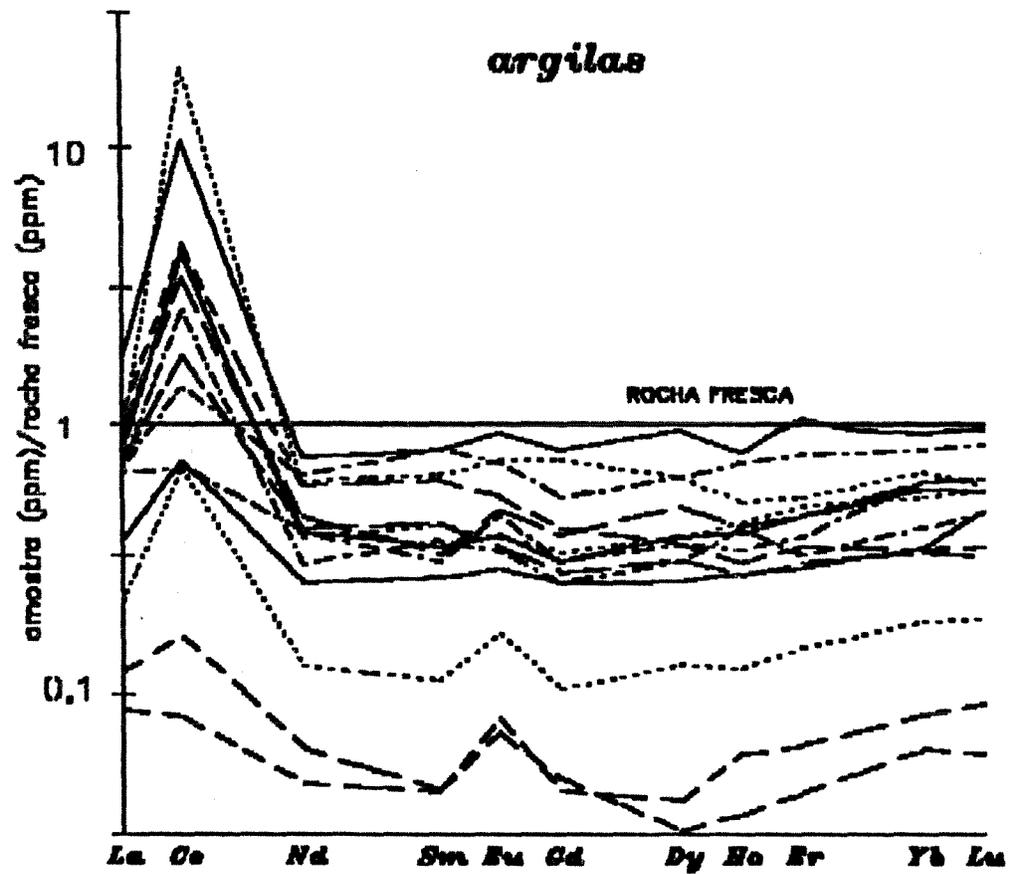


FIGURA 21: Distribuição das TR nas argilas (normalização com relação à rocha-mãe)

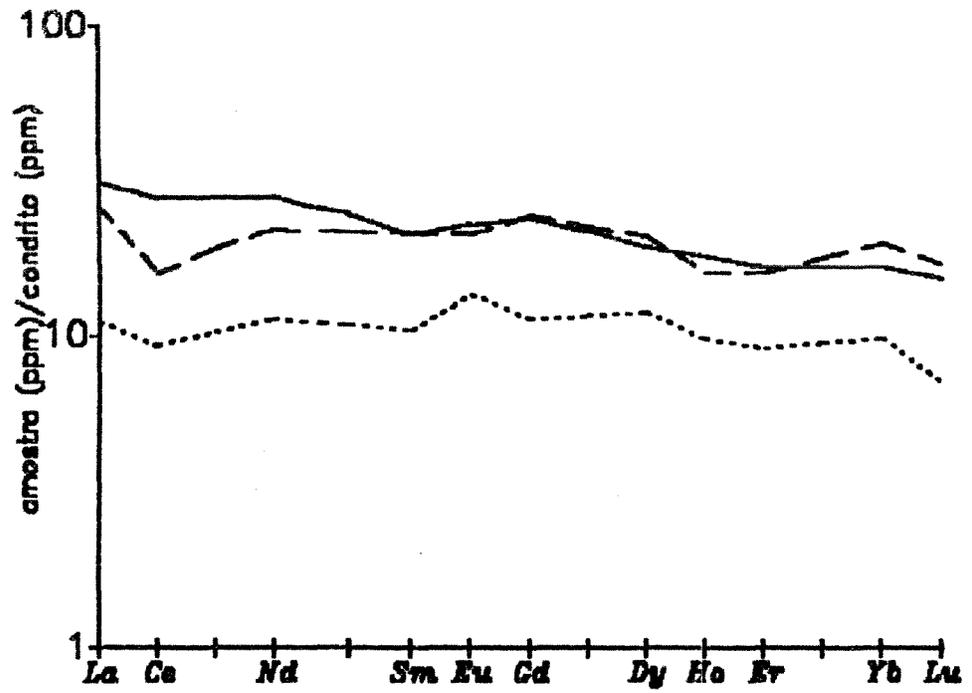


FIGURA 22: Distribuição de TR em amostras de rocha fresca

basaltos toleíticos de fundo oceânico (TAYLOR & McLENNAN,1985), dos quais os anfibolitos da Serra do Itaberaba parecem ter derivado, como já indicavam os dados obtidos por FRASCA et al.(1987).

6.4.4 as terras raras nos perfís de alteração

POÇO A:

A FIGURA 23 mostra as curvas de distribuição das terras raras nas amostras de alteritas. Verifica-se uma perda de todas as terras raras com relação à rocha fresca; a média da somatória de terras raras nas alteritas=21ppm é inferior à média nas rochas frescas =43ppm. O Ce é o único elemento que chega a estar enriquecido (valores normalizados entre 0,4 e 1,4), apresentando em geral anomalias positivas, embora, em duas amostras, as anomalias sejam negativas. Os elementos mais empobrecidos são o Gd, Dy e Ho e, com o aumento do número atômico, há uma tendência ascendente da curva de normalização, significando uma menor mobilidade das TRP.

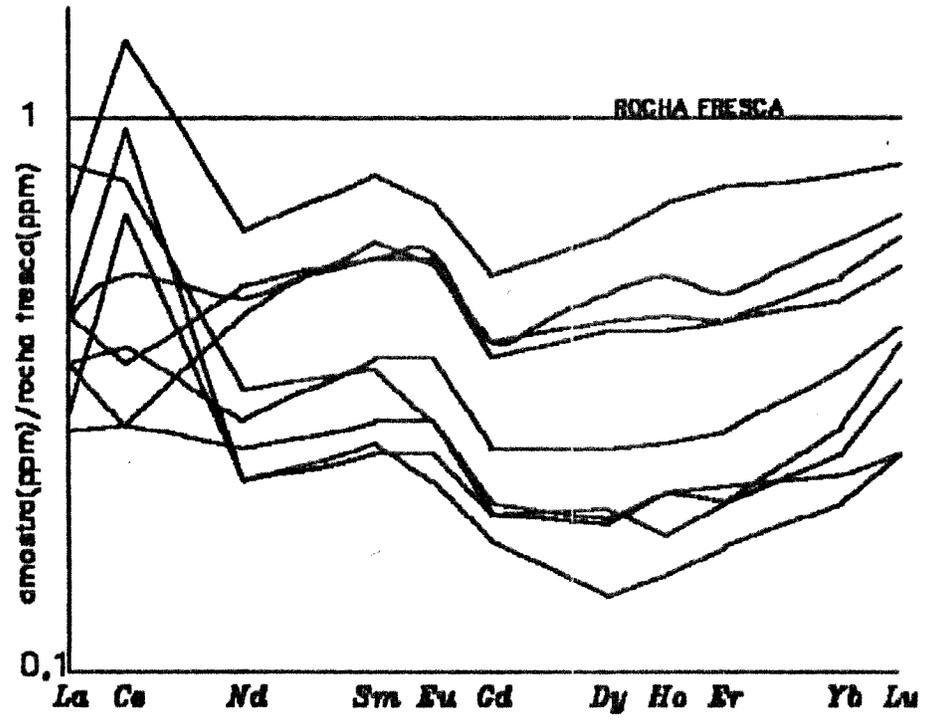


FIGURA 23: Distribuição das TR nas alteritas do poço A (normalização em relação à rocha fresca)

POÇO B:

Neste poço, a comparação entre a média da somatória das terras raras nas alteritas, 115ppm e na rocha-mãe, 43ppm, indica um contexto de enriquecimento de terras raras com a alteração. Contudo, a análise da FIGURA 24 mostra que os elementos em geral enriquecidos são o La e o Ce (valores normalizados entre 1 e 20), este último apresentando acentuadas anomalias positivas que são as responsáveis pelo alto enriquecimento apontado.

Descontando-se os teores de Ce, a média da somatória de TR nas alteritas, 24ppm é inferior a média na rocha fresca, 32ppm, mostrando que também neste caso, a exemplo do poço A, a tendência geral é de perda de TR com a laterização.

POÇO C:

Do conjunto das amostras correspondentes a este poço, duas podem ser consideradas atípicas (números 21 e 26), no sentido de apresentarem valores anormalmente baixos para os teores de TR (cerca de 1/10 das demais amostras). A comparação entre a média das somatórias de TR nas alteritas, 36ppm e na rocha fresca, 43ppm, indica empobrecimento durante a alteração supérgena. Excluídas as amostras anômalas, estes valores praticamente se igualam.

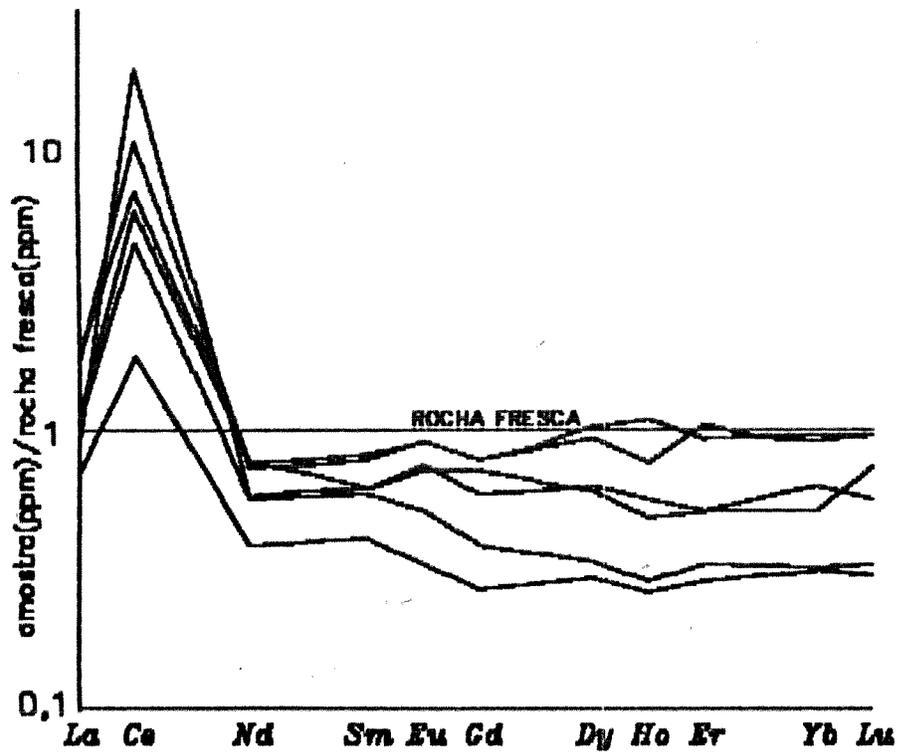


FIGURA 24: Distribuição das TR nas alteritas do poço B (normalização em relação à rocha-mãe)

Algumas das mesmas tendências já apontadas para os outros poços são verificadas (FIGURA 25): enriquecimento em Ce (valores normalizados entre 0,7 e 5), anomalias positivas de Ce e tendência de menor empobrecimento com o aumento do número atômico dos elementos.

Pode-se, assim, concluir que La, Ce e as TRP são menos móveis que as demais, sendo que La (menos intensamente) e Ce chegam a apresentar enriquecimento.

Observa-se, no entanto, que há uma perda generalizada de todas as terras raras com o processo de laterização. Esta perda, no entanto, se dá em intensidades variáveis de acordo com a posição topográfica do poço analisado. No poço A, localizado no topo da topossequência, sujeito a uma drenagem intensa, há o maior empobrecimento em TR. A posição correspondente ao poço B, a meia encosta, é a que apresenta os menores empobrecimentos e as maiores anomalias de Ce, enquanto o poço C, também a meia encosta mas em nível topográfico mais baixo, mostra empobrecimentos e enriquecimentos moderados. Observando-se a localização dos poços (FIGURA 9), verifica-se uma diferença de declividade indicando diferentes condições de drenagem. O poço B, que mostra as maiores anomalias de Ce, apresentou também através do balanço geoquímico um enriquecimento absoluto neste elemento. Como fonte para este enriquecimento podemos sugerir que, pelo menos em parte, seja devido a

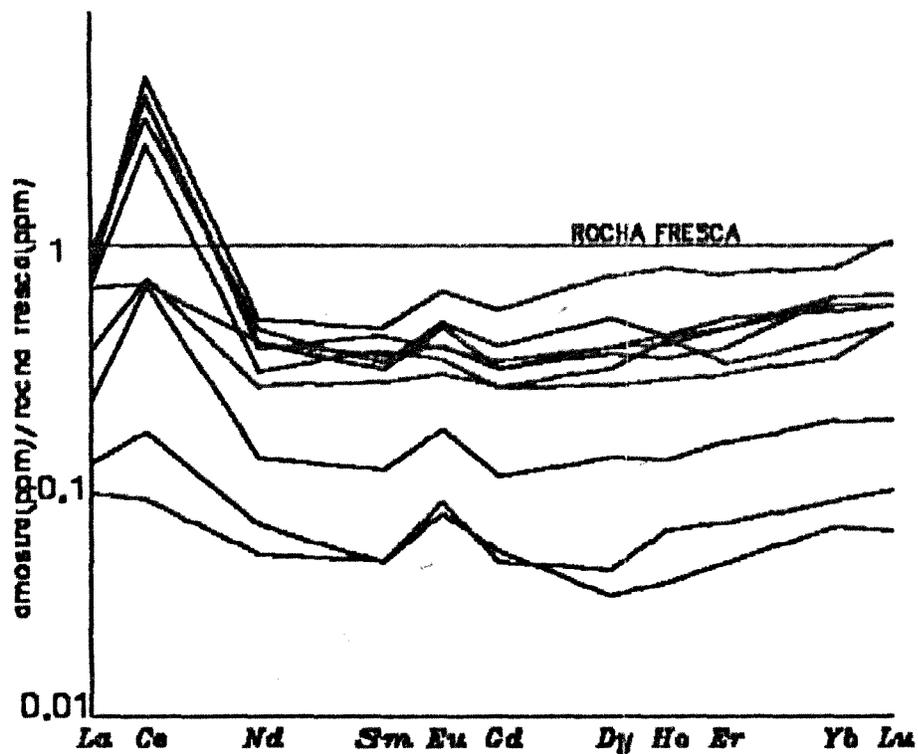


FIGURA 25: Distribuição das Tr nas amostras de alteritas do poço C (normalização em relação à rocha-mãe)

migração do Ce a partir do poço A, sujeito a uma drenagem mais intensa, e que apresentou inclusive anomalias negativas de Ce.

6.4.5 as terras raras e elementos correlacionados

Para comparar o comportamento das terras raras com os demais elementos traços, foi calculada a matriz de correlação Pearson (entre as variáveis), para as 25 amostras de alteritas analisadas para TR. As variáveis são aquelas citadas no item 5.3.2, acrescidas dos teores de Ce e da somatória das terras raras menos Ce. Foram identificados os mesmos grupos de elementos definidos anteriormente, estando as terras raras correlacionadas aos seguintes elementos do grupo dos elementos de comportamento intermediário: Co, Cu, Mn e Y.

Na TABELA 6 estão os teores médios destes elementos nas alteritas dos poços A, B e C e na rocha fresca, ilustrando bem a correlação entre estes. O poço A mostra os mais baixos teores naqueles elementos e, inclusive, um empobrecimento com relação à rocha sã, com exceção do Cu. O poço B mostra-se mais enriquecido em relação aos demais, enquanto o poço C apresenta teores intermediários.

TABELA 6: *Comparação entre TR e os elementos à eles correlacionados (teores médios por poço).*

POÇO	número de amostras	Cu PPM	Y PPM	Co PPM	Mn PPM	Ce PPM	TR-Ce PPM
A	9	222	3	16	400	7	14
B	6	342	10	195	1300	92	23
C	8	231	7	64	1200	30	14
r. fresca	3	164	28	60	1700	11	32

Na rocha fresca, comparando-se os dados das três amostras coletadas com os apresentados por FRASCÁ et al. (op. cit.) verificam-se duas associações de elementos: o grupo do Fe com Ti, V, Mn, Cu, Y, P e TR e o grupo do Al com Co, Cr. Os primeiros poderiam estar associados às hornblendas, apatitas, ilmenitas e titanitas e os demais aos plagioclásios e clinzoisita. Durante a alteração, as TR seriam liberadas e, em parte lixiviadas e em parte incorporadas às concreções de Mn. RANKIN & CHILDS (1976), estudando o comportamento das TR em concreções de ferro e manganês de solos da Nova Zelândia, verificaram uma forte relação entre os enriquecimentos em TR e em Mn que se reflete numa maior concentração destes elementos nas concreções do que nos solos vizinhos. Também FORMOSO (1989) refere-se à incorporação das TR nas concreções de Mn (litioforita) presentes nas bauxitas de Lages (SC).

6.5 Conclusões

As alteritas estudadas foram subdivididas em dois grupos: o das bauxitas, com teor de alumina >30% e de sílica <16% e o das argilas, com teor de alumina <30% e de sílica >16%.

Os elementos químicos analisados foram divididos em três grupos: *elementos de comportamento residual* (Al, Fe, Ti, Be, P, Zr, Cr, Pb), *elementos de*

comportamento solúvel (Ca, Mg, Sr), *elementos de comportamento intermediário* (Si, Mn, Co, Cu, Y, Zn, Ba, Li). Os elementos de comportamento residual estão mais concentrados em bauxitas enquanto os de comportamento intermediário, quando se concentram, o fazem preferencialmente em argilas. Com o balanço geoquímico ficou caracterizado um processo de laterização envolvendo intensa lixiviação das bases e sílica e conservação do alumínio. Ainda, ficou caracterizada uma lixiviação do Fe, que sugere a atuação de um processo de separação Fe-Al, que envolve condições de pH entre 4 e 7 e baixo Eh.

A relação entre os teores dos elementos do grupo do Al (Al, Cr, Pb, H₂O⁺) e do grupo do Si (Si, Mn, Ba, Li, Co, Y) que entram com sinais opostos na composição do fator I da análise fatorial, é o que separam bauxitas de argilas. Os teores dos elementos do grupo do Fe (Fe, Be, Ti, P, V, Zr) estão mais homoganeamente distribuídos nas alteritãs. No entanto, o seguinte fato pode ser destacado: as amostras provenientes de profundidades maiores que 4m estão, em geral, mais enriquecidas em ferro do que as provenientes de profundidades menores. Este fato é sugestivo de uma migração "per descensum" do Fe, embora bastante sutil. De fato, no poço A, as amostras que apresentaram em seções delgadas maior quantidade de goethita bem cristalizada (goethita de neoformação após transporte em solução) foram as mais profundas, coletadas nos intervalos de 5 a 8,30m.

Na tentativa de explicar as concentrações de Ce e Cr, foram construídos os diagramas Eh/pH das FIGURAS 26 e 27, respectivamente. Um importante aspecto a destacar com relação ao diagrama do cério é que a oxidação deste elemento da valência +3 para a valência +4 ($Ce(OH)_3$ para CeO_2) não é provavelmente responsável pela sua fixação no solo pois para que a oxidação aconteça, são necessárias condições de Eh/pH fora do campo de estabilidade da água. A fixação preferencial do Ce no solo deve estar relacionada à sua sorção pelos minerais mais comumente formadores das alteritas, principalmente lateritas, onde o fenômeno da anomalia de Ce tem sido detectado (SÍGOLO et al., 1987; RANKIN & CHILDS, 1976). O diagrama Eh/pH do Ce mostra muitas coincidências com o diagrama do Co (FIGURA 26), confirmando o comportamento semelhante destes dois elementos. Assim, o mecanismo que explica a concentração de Co, ou seja, sua incorporação por óxidos de Mn, parece ser o mesmo para o Ce. No caso em questão não foi possível determinar qual o mineral de Mn presente, pois não foi detectado no raio X. No entanto, uma amostra apresentou o pico correspondente à litioforita e acreditamos por analogia com outros depósitos, que seja este o mineral de Mn presente nas amostras estudadas.

O diagrama da FIGURA 27 mostra que o limite de solubilidade do Cr corresponde a um pH = 6, havendo possibilidade de solubilização e migração em pH mais ácido e precipitação em condições de pH neutro a alcalino. A forte

correlação Cr-Al verificada neste trabalho foi reconhecida também por Sharabudhe (1987, apud TOPP et al., 1988), embora PATTAN & APPANGOUDAR (1988) se refiram à lixiviação de Cr em bauxitas. BOSKI (1986), estudando bauxitas formadas a partir de folhelhos e doleritos, destaca um forte enriquecimento de Cr em amostras provenientes dos folhelhos onde, por estar presente em ilmenitas, teria sido retido nos horizontes ferralíticos. É interessante destacar que na análise fatorial VARIMAX, efetuada no mesmo trabalho, o Cr, nas duas populações (folhelhos e doleritos), aparece compondo um fator em companhia de minerais aluminosos como gibbsita, bohemita e caulinita. Isto sugere que o comportamento do Cr (seu maior ou menor enriquecimento) estaria relacionado também ao processo secundário de bauxitização.

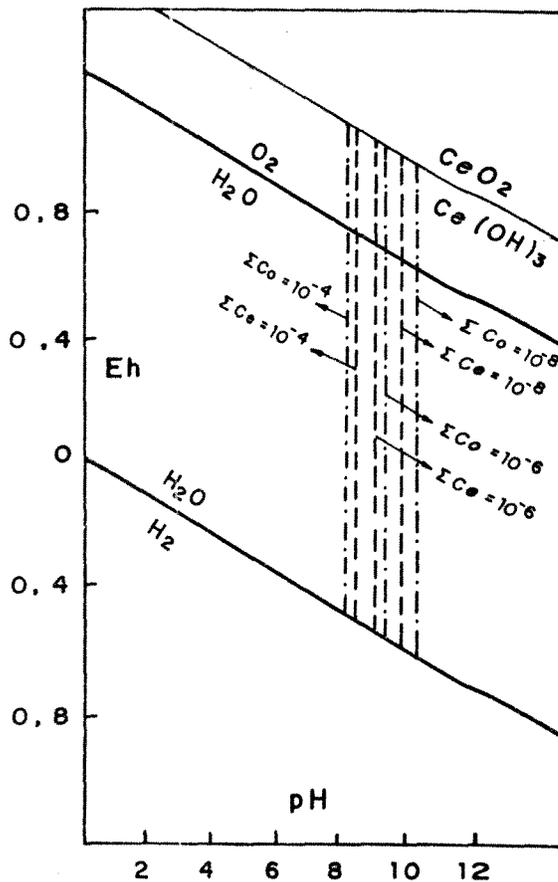


FIGURA 26: Diagrama Eh/pH do Ce com dados extraídos de GARRELS & CHRIST, 1965; com superposição das curvas de atividade do Co^{++} extraídas da fig.10.

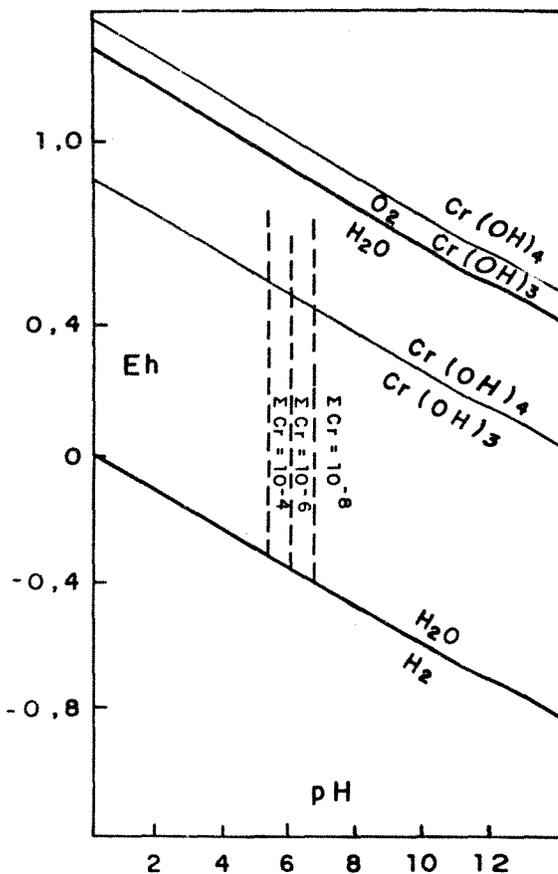


FIGURA 27: Diagrama Eh/pH preliminar para o Cr com dados extraídos de GARRELS & CHRIST



7 SUGESTÕES PARA PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

Diversos trabalhos tem sido feitos abordando diferentes aspectos relacionados à prospecção geoquímica em áreas laterizadas. O espesso manto de intemperismo formado em áreas sujeitas a diversos episódios de laterização gera dificuldades para a prospecção mineral . O processo de laterização envolve empobrecimento em elementos móveis e enriquecimento em elementos menos móveis. Esta mobilidade pode variar localmente de acordo com o tipo de rocha mãe, clima e topografia. Assim revestem-se de importância estudos dos processos de intemperismo para possibilitar a distinção entre os halos de dispersão química formados ao redor de uma mineralização e os formados por enriquecimento devido à processos secundários (BUTT, 1981). Este autor afirma ainda que, além de auxiliar na interpretação o estudos destes processos colaboraria para minimizar os custos através de uma otimização da malha de amostragem.

Tem sido progressivamente enfatizada a aplicação do estudo da alteração intempérica na prospecção geoquímica, notadamente em regiões de clima tropical a subtropical, onde os produtos do intemperismo são diferentes dos produtos em regiões de clima temperado para os quais os métodos tradicionais de prospecção geoquímica foram definidos. PARISOT (1981), estudando os pegmatitos próximos à São João del Rei (MG), acrescenta que estudos deste tipo podem oferecer novas possibilidades de prospecção, como a

utilização do lítio como traçador geoquímico para pesquisa de pegmatitos não aflorantes. PARISOT (1981) e PARISOT et al. (1989) enfatizam que a prospecção deve ser adaptada aos diferentes tipos de alteração e pedogênese, exemplificando que a presença de nódulos de Fe-Mn autóctones podem fazer com que a fração grosseira da amostra a ser analisada seja a mais significativa ao passo que se os nódulos forem alóctones a fração mais fina é que deverá ser analisada.

Apesar dos aspectos locais importantes na formação de perfis de alteração, BUTT & ZEEGERS (1989) propõem o estabelecimento de modelos metodológicos e conceituais de prospecção geoquímica para terrenos alterados em clima tropical os quais seriam classificados de acordo com: 1) clima atual 2) grau de preservação do perfil 3) modificações químicas que ocorreram no perfil levando à formação de produtos secundários diferentes como esmectitas, silcrete e calcrete 4) presença e natureza da cobertura. Esta proposta visa uma sistemática de descrição que facilite a integração de contribuições provenientes de outras disciplinas como geologia econômica, geomorfologia e pedologia, que tem sua importância cada vez mais aumentada.

Como um tratamento também de caráter geral, mas específico para o Brasil, PARISOT (1981) propõe a divisão do Brasil em 5 domínios que representariam as grandes tendências geoquímicas da alteração intempérica e que exigiriam diferentes enfoques para a prospecção geoquímica. Apenas as regiões de solos pouco evoluídos como os do

nordeste e os do sul, de tipo temperado, seriam favoráveis à prospeccção geoquímica clássica. De acordo com esta classificação a região de Nazaré Paulista estaria inserida no domínio 3, considerado não favorável à prospeccção geoquímica clássica, por apresentar solos muito lixiviados com enriquecimento em gibbsita e sem concentração importante do ferro.

Dentro do panorama apresentado surgem alguns pontos que devem ser ressaltados, aproveitando-se o fato de que a área estudada foi objeto de prospeccção geoquímica para metais base, apesar de ter-se tido acesso somente aos mapas obtidos com a prospeccção de caráter regional, com malha de amostragem em solos de 200m x 200m (IPT,1985).

O tratamento estatístico dos dados de análises químicas evidenciou um fracionamento dos elementos-traços, tanto em relação aos tipos de materiais de alteração formados, quanto em relação à posição topográfica. As análises Varimax, correlação e componentes principais (itens 5.3.2 a 5.3.4) revelaram que, associados ao Al_2O_3 e H_2O^+ (que indica uma associação com gibbsita) encontramos Cr, Cu e Pb. Assim, amostras coletadas em níveis bauxíticos, serão mais ricas nestes elementos do que as coletadas em níveis argilosos.

A forte associação Cr-bauxita fica evidenciada quando se compara o mapa de distribuição das anomalias geoquímicas (em amostras de solo coletadas a 30 cm de profundidade) com o mapa de distribuição das ocorrências de

bauxita (IPT,1985). A distribuição das anomalias está associada à presença de bauxita, com um maior espalhamento devido provavelmente à influência dos blocos de bauxita presentes nos colúvios, sugerindo que estas anomalias podem ser fruto de um processo supérgeno ao invés de revelar anomalias primárias. No poço E, aberto no centro da anomalia de Cr mais intensa, foi constatado que o teor de Cr era anormalmente mais alto somente nos blocos de bauxita presentes nos níveis iniciais (0 a 2m de profundidade). Há que se considerar também a grande variação no teor de Cr encontrada nas amostras de rocha fresca (12 a 152 ppm nas amostras 10, 17 e 27 e 570 ppm em amostra com córtex de alteração coletada nas proximidades do poço E). Um processo supérgeno concentrador de cromo como , aparentemente, é o caso na região estudada, atuando sobre anfibolitos mais ricos neste elemento, pode ter causado esta intensa anomalia registrada próximo ao Morro da Pedra Preta. Aqui seria ainda interessante ressaltar que Choudhuri (comunicação verbal), estudando anfibolitos do sul de Minas Gerais, detectou que aos mais antigos (proterozóico inferior a arqueano possivelmente) correspondem teores mais elevados em Ni e Cr, não chegando a atingir níveis suficientes para sua caracterização como metaultrabásicas. Desta forma, a presença desta intensa anomalia de Cr não revelaria, como aventado pelo IPT (1985), a presença de metaultrabásicas, mas poderia ser simplesmente originada por anfibolitos ricos em cromo com um enriquecimento supérgeno neste elemento.

Alguns autores, estudando o comportamento de elementos traços em materiais laterizados, apontam para um enriquecimento em Cr nas lateritas em relação à rocha-mãe (Zeissink, 1971 apud DAVIES & BLOXHAM, 1979 e DAVIES & BLOXHAM, 1979 ; MURTHY et al. (1981) ; BOULANGÉ, 1984), o que apoia a possibilidade de concentração deste elemento durante o processo de laterização. BOSKI (1986), aplicando análise fatorial Varimax em amostras de bauxitas provenientes de duas populações distintas (formadas sobre folhelhos e sobre doleritos), definiu uma associação do Cr, respectivamente , com bohemita e com gibbsita. Esta associação não foi tão marcante quanto a encontrada no presente trabalho, pois Cr e boehmita/gibbsita estão incluídos no quinto fator . Uma investigação sobre a forma como o cromo participa desta associação fica em aberto. Kabata Pendias & Pendias (1984 apud BOSKI, 1986) citam a possibilidade de o cromo ser sorvido por silicatos de Al e hidróxidos de ferro, e BOSKI (op.cit.) conclui pela substituição do Al por Cr na estrutura de filossilicatos. Também RAO & KRISHNAMURTHY (1981) referem-se a uma associação do Cr com a caulinita, devido a um maior enriquecimento nas zonas mais argilosas de bauxitas desenvolvidas sobre basaltos. Neste caso, no entanto, houve uma lixiviação do cromo com o intemperismo. Isto, porém, não explica a associação com gibbsita ou boehmita. Não há, "a priori", uma incompatibilidade química entre Cr e Al (ambos trivalentes, com raios iônicos próximos: 0,53 e 0,63 respectivamente).



Segundo Metzger (1972 apud BOSKI, 1986) o Cr pode substituir Al, Fe⁺⁺, Fe⁺⁺⁺, Mg e Ti em piroxênios, magnetita e ilmenita mas não foram encontradas referências a esta possibilidade em minerais formados em ambiente supérgeno.

Com relação ao cobre, comparando o mapa de distribuição das anomalias com o de distribuição das ocorrências de bauxita, constata-se que as anomalias principais estão distribuídas em locais onde foram definidas ocorrências de bauxitas, salvo um pequeno grupo na porção SE da área prospectada. A exemplo do Cr, também o Cu foi citado como enriquecido nos perfis lateríticos com relação à rocha-mãe (ZEISSINK, 1971 e DAVIS & BLOXHAM, 1979), mas nas bauxitas estudadas por BOSKI (op.cit.) o Cu está associado à goethita e Mn, ou seja a óxidos e hidróxidos de ferro e manganês. Uma notável associação do Cu com óxidos hidratados de ferro foi constatada no minério alterado do Salobo 3a (Carajás - PA) por VEIGA (1983).

Nos casos de associação do Cr e Cu com bauxita, não podemos, portanto, descartar a hipótese destes dois elementos estarem associados à fase ferruginosa presente nas bauxitas, embora a associação com gibbsita indique que o processo de bauxitização favorece um enriquecimento nestes elementos. DAVIES & BLOXHAM (op.cit.) indicam que um pH entre 4-6 (condições como as citadas no item 5.3.1 que favorecem uma lixiviação mais intensa de ferro deixando um resíduo bauxítico) favoreceria um enriquecimento secundário

de cobre. É importante ressaltar que a análise de componentes principais mostra o Cu na CP 1 ao lado tanto do Fe quanto do Al, além de outros elementos.

Embora o Pb também apareça compondo este grupo de elementos, o valor extremamente baixo de comunalidade (TABELA 6) significa que o modelo estatístico usado não explica sua distribuição. Como neste modelo os fatores analisados refletem os processos secundários, pode ser que a distribuição deste elemento seja melhor explicada em função dos processos primários e provavelmente suas anomalias representem estes processos. No mapa de integração geoquímica, as anomalias mais importantes estão situadas a SW da região prospectada, nos xistos e parcialmente nos anfibolitos próximos ao contato com granitos, sem relação com as áreas bauxitizadas. De fato, o balanço geoquímico (item 5.3.1) mostra que o Pb é conservado no perfil de alteração, ou seja não sofreu perdas ou enriquecimentos significativos com o processo secundário de intemperismo atuante na área. Ao contrário, o cromo sofre enriquecimento em todo o perfil embora este seja muito mais intenso na parte inferior bauxítica do mesmo. Já o cobre é lixiviado nos níveis superiores e ligeiramente enriquecido na base. O estudo de correlação efetuado com amostras coletadas a pequena profundidade não darão coeficiente positivo entre o Al e o Cu.



Outra associação importante é a dos elementos provavelmente associados à litioforita, como Co, Y, Ce e demais TR. Amostras muito ricas nestas concreções, isto é, com alto teor de Mn, tenderão a apresentar valores anômalos nestes elementos, podendo assim gerar halos de dispersão devidos aos processos secundários de intemperismo. Além disso, o balanço geoquímico mostra um enriquecimento geral destes elementos no perfil de alteração.

Já os elementos associados ao ferro (Be, P, Ti, V e Zr), a exemplo deste, têm uma distribuição mais homogênea em relação aos diferentes materiais de alteração. O balanço geoquímico mostra ainda que estes elementos são lixiviados durante alaterização.

Quanto à fração granulométrica, embora não tenha sido feito neste trabalho um estudo específico, podemos destacar com base no Relatório de Viabilidade Técnica (PAULO ABIB ENGENHARIA S/A apud BELJAVISKIS, 1984) que a gibbsita está mais concentrada em frações mais grosseiras (>1/4"), enquanto a goethita está mais homogeneamente distribuída, porém mais concentrada na fração mais fina (<65 malhas Tyler). Assim, uma campanha de prospecção geoquímica para os elementos associados ao alumínio deveria privilegiar a fração mais grosseira, ao passo que para os elementos associados ao ferro deveria ser privilegiada a mais fina.

Os aspectos evidenciados mostram que uma campanha de prospecção geoquímica de solos, ao não levar em consideração as diferenças entre os tipos de materiais coletados (no caso, bauxitas e argilas) e as diferentes situações topográficas dos pontos de coleta de amostras poderá incorrer em erros de interpretação posto que algumas das anomalias detectadas poderão ser reflexo de processos supérgenos, não indicando anomalias das rochas subjacentes.

Fica assim, em aberto, a sugestão de incluir o estudo de uma topossequência típica de uma região a ser prospectada, como parte da campanha orientativa preliminar, usualmente feita para determinar os parâmetros para amostragem. Este estudo forneceria o mais subsídios para a posterior interpretação dos resultados.

8 A JAZIDA DE NAZARÉ PAULISTA E O CONTEXTO BRASILEIRO

O Brasil é detentor de grandes reservas de minério de alumínio, todas de origem laterítica. As jazidas brasileiras podem ser subdivididas em três grupos que se diferenciam pela rocha-mãe da bauxita e pela sua localização geográfica (TABELA 7, MELFI et al., 1988).

TABELA 7: DEPÓSITOS DE BAUXITA DO BRASIL (MELFI et al.1988)

região geográfica	distrito	litologia	reservas (x10 t)	teores % Al2O3	SiO2
sudeste	Poços de Caldas	r.alcalinas	65	54-50	2,5
	Itatiaia	(K-Terc)	10	45-50	2,6
	Lages		5	48-51	4,6
	Passa Quatro		20	48-50	2,0
centro- leste	Q.Ferrífero	diferentes li-	20	36-42	1-4
	Sã do Mar	tologias (emba	5	42	2
	Sã da Mantiqueira	samento pC)	120	38-45	3,6
norte	Carajás		50	38-40	1-2
	Trombetas	sedimentos	1126	49	3-5
	Jari	detríticos	369	50	3-5
	Almeirim	(Terciário)	639	48-50	4-6
	Paragominas		2460	48-52	4-6

a) O primeiro grupo , com as menores reservas, inclui depósitos bastante puros, i.é., com altos teores de alumina e baixos teores de sílica e óxido de ferro, formados a partir da alteração intempérica das intrusões alcalinas cretáceas da região sudeste.

b) Na região centro-leste, com reservas de porte ainda razoável, agrupam-se os depósitos formados por intemperismo de litologias pré-Cambrianas.

c) No terceiro grupo, com as maiores reservas, estão os depósitos da Amazônia, formados pela alteração de sedimentos pliocênicos

Os depósitos da Amazônia e da região sudeste têm sido objeto de numerosos estudos enquanto os da região sudeste onde se inserem as ocorrências de de Nazaré Paulista, vem sendo estudados apenas nos últimos anos .

Os principais depósitos conhecidos deste grupo estão no Quadrilátero Ferrífero (MG) e na região de Cataguases (MG), enquanto pequenas ocorrências são conhecidas nas Serras do Mar e Mantiqueira (Mogi das Cruzes, Curucutu, Nazaré Paulista, no Estado de São Paulo).

Os depósitos do Quadrilátero Ferrífero estão preferencialmente associados a rochas do Grupo Itabira. VARAJÃO (1988), após estudos comparativos das jazidas da região, opta por uma origem a partir da evolução "in situ" dos filitos dolomíticos do Gr. Itabira. A distribuição destes depósitos teria sofrido apenas um controle lito-estrutural, evidenciando uma mesma idade, no máximo eocênica.

As jazidas da região de Cataguases, estudadas por LOPES (1987), estão associadas às rochas do Complexo Juiz de Fora que corresponde a uma suíte de rochas charnoquíticas com faixas kinzigíticas, granulitos, migmatitos, cataclasitos e metabasitos. LOPES (1987) aponta para um processo de alteração polifásico sob diferentes condições climáticas (secas e úmidas) que teriam prevalecido alternadamente durante a incisão da rede hidrográfica, ou seja, indica condições topográficas e, conseqüentemente, condições de drenagem como o fator preponderante na formação do perfil descrito. No entanto, devido à influência da reativação mesozóica no entalhamento da rede hidrográfica, há um controle estrutural-tectônico nítido na distribuição dos depósitos.

A bauxita de Nazaré Paulista, embora pertencente a este grupo de depósitos apresenta um perfil mais simples, aparentemente monofásico. O controle litológico, ou seja a vinculação das bauxitas aos anfibolitos, e as condições de drenagem, função da topografia da região, foram o fator dominante na formação

dos perfis de alteração estudados, confinando a bauxita a topos e meias-encostas de morros sustentados por ortoanfibolitos.

Quanto ao fator econômico, as ocorrências de Nazaré Paulista possuem reservas extremamente pequenas se comparada aos depósitos da Amazônia (5 contra centenas de milhões de toneladas) e mesmo aos depósitos do mesmo grupo (de 20 a 120 milhões de toneladas). Além disso, o alto teor de ferro é outro fator limitante de sua utilização. Porém, a localização destes depósitos, bastante privilegiada devido à proximidade da cidade de São Paulo, e a existência de boa infraestrutura como água, luz, vias de acesso em boas condições tornam atraente o seu aproveitamento. O IPT, detentor dos alvarás de pesquisa, contratou um estudo de pré-viabilidade econômica efetuada pela PAULO ABIB ENGENHARIA S/A que, no seu laudo, indica possibilidades de utilização das reservas de bauxita para produção inicial de alumina, seguida da fabricação de refratários especiais. BELJAVISKIS et al.(1984) mostram que as reservas efetivamente explotáveis caem para um valor de 3,5 milhões de toneladas (devido às perdas durante a lavra) o que, para um extração mensal de 250.000 t dariam uma vida útil de 14 anos aproximadamente. Trata-se assim de um período relativamente curto para suportar grandes investimentos na área de modo que creio que a sua exploração por pequenos e médios mineradores com o objetivo de colocar o minério no mercado de refratários seria a melhor forma de se viabilizar

o aproveitamento destas ocorrências. Há que se considerar também o problema de meio ambiente pois trata-se de mineração em áreas muito próximas ao perímetro urbano do município de Guarulhos.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Ao término deste trabalho, merecem destaque algumas das conclusões tiradas, bem como devem ser enfatizados os problemas encontrados e vislumbrados durante a sua execução.

A bauxita de Nazaré Paulista é um depósito do tipo laterítico desenvolvido por bauxitização direta nos topos e meias encostas sustentadas por ortoanfibolitos da sequência metabásica da Serra do Itaberaba. Os controles atuantes no processo foram principalmente o litológico e o topográfico, além do clima agressivo. A bauxitização envolveu uma ferralitização dos minerais primários que eliminou totalmente os alcalinos e alcalino-terrosos e parcialmente a sílica, e proporcionou uma concentração principalmente relativa de Al e Fe, levando à formação da seguinte paragênese: gibbsita, goethita, caulinita além do quartzo.

Condições de drenagem menos livres ou períodos mais secos criaram condições para a atuação de um processo de monossilitização, levando à formação de uma argila

caulinítica, às vezes intercalada, outras na base do perfil de alteração mas, principalmente, nas regiões topograficamente mais baixas.

A falta de observação e de amostras da base do perfil de alteração dificulta a definição da gênese do depósito e principalmente da tendência atual da alteração. A atuação de um processo de bauxitização direta foi inferida a partir das observações constantes dos relatórios do IPT que relatam bauxita maciça assentando diretamente sobre rocha fresca nos topos, à presença de numerosos blocos de anfibólito com córtex bauxítico e ao fato de que todas as lâminas de bauxita estudadas mostraram estrutura conservada, ou seja bauxitização direta.

A interpretação dos dados de análise química mostrou que os diferentes elementos comportam-se de diferentes maneiras de acordo com o processo geoquímico atuante na alteração intempérica. Assim, ficou evidenciado um fracionamento dos elementos analisados em relação à argilas e bauxitas. Os elementos de comportamento residual (Al, Fe, Ti, Be, P, Zr, Cr, Pb) mostram-se mais concentrados nas bauxitas do que nas argilas, enquanto os elementos de comportamento intermediário quando se concentram o fazem principalmente nas argilas.

Três associações de elementos foram definidas através do tratamento estatístico dos dados de análises químicas. Os elementos associados à gibbsita (Cr, Cu e Pb), os elementos associados ao ferro (Be, P, Ti, V, Zr) e os

AMP

elementos associados ao manganês (Co, Y, Ce e demais terras raras). Entre os elementos do primeiro grupo, o Cr e o Cu são enriquecidos principalmente na base do perfil de alteração, enquanto os do segundo grupo são lixiviados. As terras raras são lixiviadas com o processo de laterização, embora se verifique um enriquecimento do Ce, acompanhando o enriquecimento em Co. Estas observações implicam em informações úteis para a interpretação de dados da prospecção geoquímica efetuada na região pelo IPT, mostrando que as anomalias de Cr e Cu podem ser decorrentes de um processo secundário de intemperismo, enquanto as de Pb estão principalmente relacionadas a processos primários. Ainda deve-se ressaltar que amostras coletadas com altos teores de Mn provavelmente darão altos teores em Co, Y e Ce (eventualmente TR) em função dos processos secundários.

Fica constatado que o estudo da alteração meteórica reveste-se de nova importância, na medida em que pode ser uma útil ferramenta de auxílio à prospecção geoquímica.

Alguns dos problemas que ainda persistem depois desta fase de trabalhos sugerem algumas linhas de pesquisa a serem seguidas.

A utilização de microscopia eletrônica de varredura e microsonda permitiria precisar melhor a questão das filiações mineralógicas, como a origem da gibbsita preenchendo espaços vazios da rede goethítica formada por alteração das hornblendas, as relações da caulinita com os



demaís minerais presentes, a presença de feições de dissolução na clinozoisita, etc. A determinação das impurezas presentes na goethita poderia explicar a segunda geração mais bem cristalizada observada em diversas seções delgadas, cuja melhor cristalinidade acredita-se ser decorrente de uma purificação da mesma durante o processo de transporte em solução.

Determinações de teores de elementos traços nas diferentes fases - óxidos e hidróxidos de Fe, de Al, de Mn e minerais de argila - através de extração seletiva por exemplo, poderia contribuir para a elucidação das associações detectadas através dos tratamentos estatísticos usados, ou seja a associação das TR, Co, Cu, Ce com minerais de manganês ou de ferro, e a forte correlação Al-Cr. De modo geral, estudos de sorção dos diferentes elementos nos minerais secundários, principalmente em materiais naturais que propiciem um melhor conhecimento do comportamento dos elementos no ciclo supérgeno, além da já alegada utilidade em prospecção geoquímica, podem fornecer importantes subsídios para equacionamento de problemas de poluição de solos.

FOTOGRAFIAS

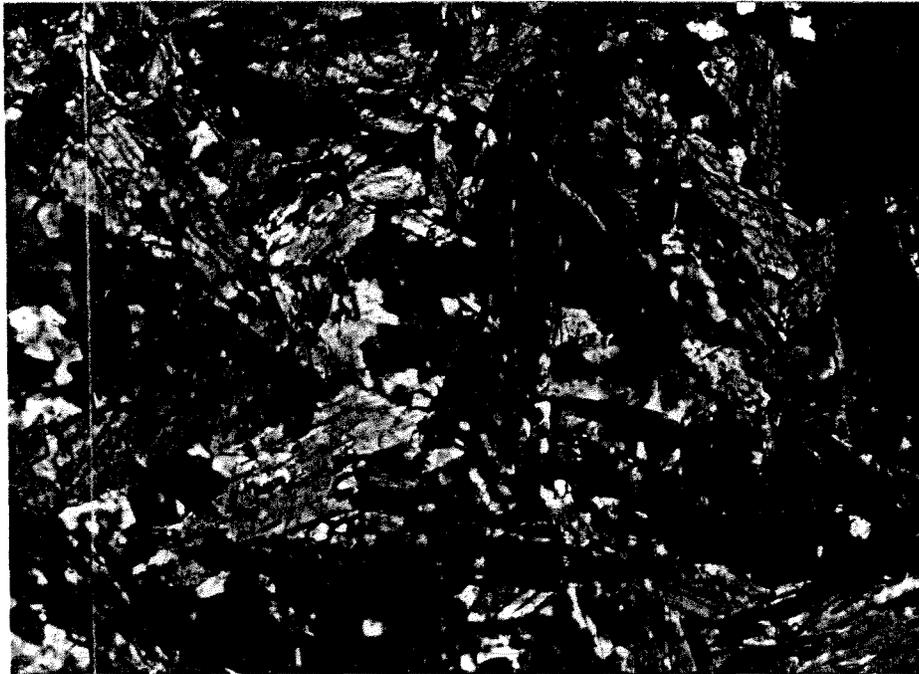


FOTO 1: *fotomicrografia mostrando aspecto geral do amphibolito. Nicóis cruzados, aumento 10x.*

108 μ m

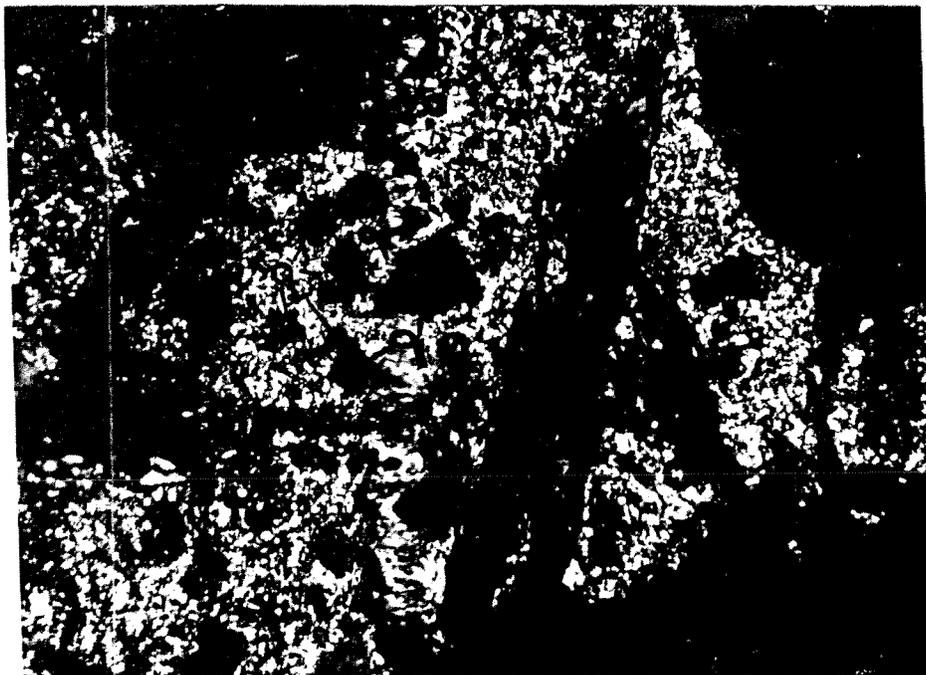
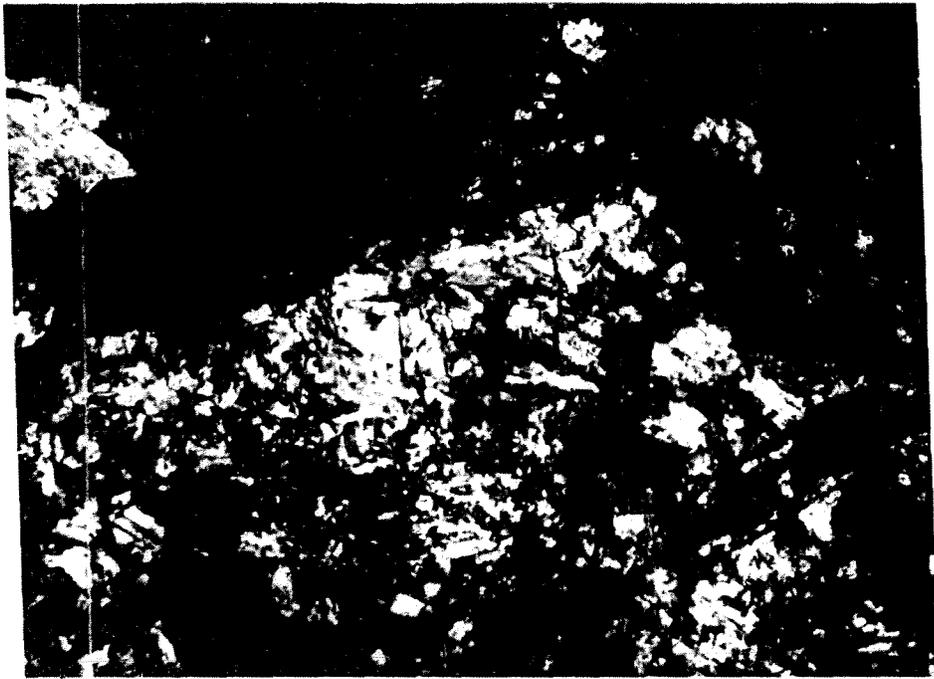


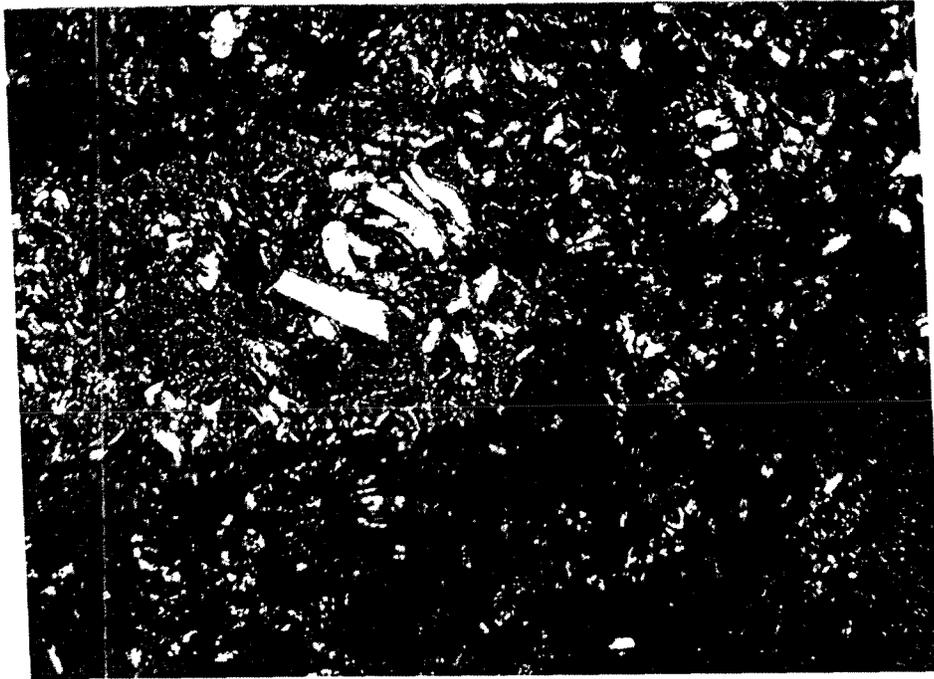
FOTO 2: *fotomicrografia mostrando aspecto geral da bauxita com conservação da textura da rocha-mãe; q= grãos de quartzo com extinção simultânea resultantes de fraturamento e dissolução de um mesmo grão. Nicóis cruzados, aumento 10x.*

108 μ m



108 μ m

FOTO 3: fotomicrografia mostrando aspecto geral da argila. Nicóis cruzados, aumento 10x.



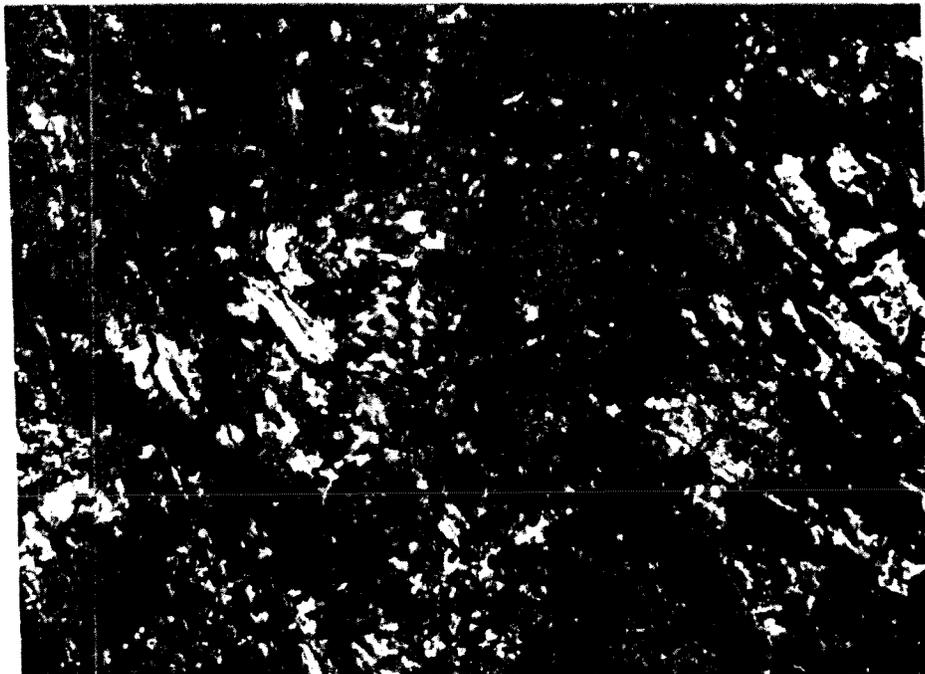
108 μ m

FOTO 4: fotomicrografia mostrando a forma bem cristalizada de caulinita. Nicóis cruzados, aumento 10x.



108 μ m

FOTO 5: fotomicrografia mostrando fraturamento e dissolução do quartzo com deposição de gibbsita nos interstícios. Nicóis cruzados, aumento 10x. (OBS: quartzo em extinção)



54 μ m

FOTO 6: fotomicrografia mostrando uma das feições da goethita bem cristalizada. Nicóis descruzados, aumento 20x.

BIBLIOGRAFIA REFERIDA E CONSULTADA

- BANERJI, P.K.- 1984 - On current knowledge of ore formation by laterisation processes. Proc. of the XXVII Intern. Geol. Cong.- Metallogenesis and Mineral Ore Deposits v.12: 213-232.
- BARDOSSY, G.- 1979 - The role of tectonism in the formation of bauxite deposits. Travaux I.C.S.O.B.A., Zagreb v.: 15-34.
- BARDOSSY, G.- 1979 - Grouping significance of bauxites. Episodes v.2: 22-25.
- BARDOSSY, G.- 1981 - Paleoenvironments of laterites and bauxites. Effect of tectonism on bauxite formation. Proc. of I Int. Sem. on Laterisation Processes, India, p. 287-301.
- BARDOSSY, G.- 1983 - A comparison of the main lateritic regions of our globe. Proc. of II Int. Sem. of laterisation Processes, São Paulo, p. 15-51.
- BELJAVISKIS, P.; JULIANI, C.; UCHOA, M.L.A.; PEROSA, P.d.e.T.Y.; TANNO, L.C.; MARTINS, F.A.G.- 1984 - Prospecção de bauxita nas Serras do Itaberaba e Pedra Branca - SP. Ciências da Terra, 10: 20-24.
- BISANI, M.L.; FARAONE, D.; CLEMENTI, S.; ESBENSEN, K.; WOLD, S.- 1983 - Principal components and partial least square analysis of the geochemistry of volcanic rocks from aeolian archipelag. Analytica Chimica Acta, 150: 129-143.
- BOCQUIER, G.; MULLER, J.P.; BOULANGE, B.- - Les latérites:

- connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. In: A.F.E.S. Livre Jubilaire du Cinquenaire, pp. 123-137.
- BOSKI, T.- 1986 - Lateritic Bauxite from SE Guinea Bissau. A mineralogical & geochemical study. Vrije Univ. Brussel, Faculteit Wetenschappen, 201 p.
- BOULANGE, B.- 1984 - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte D'Ivoire - Travaux et Documents de L'Orstom. Paris, ORSTOM, 363 p.
- BOULANGE, B.- 1973 - Influence de la geomorphologie sur la gense des bauxites latéritiques. Proc. of ICSOBA 3 Cong. Intern., Nice, p. 215-221.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T.- 1985 - Handbook for soil thin section description., Wayne Research Publications, 152 p.
- BUTT, C.R.M.- 1981 - Some aspects of geochemical exploration in lateritic terrains in Australia. Proc. of Int. Sem. on Laterisation Processes, India, p. 369 - 380.
- BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H.- 1989 - Classification of geochemical exploration models for tropically weathered terrains. Journal of Geochemical Exploration, 32(1-3): 65-74.
- BUTTY, D.L. & CHAPALLAZ, C.A.- 1984 - Bauxite genesis. In : Bauxites, Leonard Jacob Jr (ed). Soc. of Min. Eng. of Am. New York. p. 11-151.
- CHATELIN, Y.- 1974 - Les sols ferralitiques. In: ORSTOM L'ateration. (Tome III). Paris, ORSTOM. 145p.

- CHEN, C.H.; LIU, K.K.; SHIEH, Y.N.- 1988 - Geochemical and isotopic studies of bauxitization in the Tatun volcanic area, northern Taiwan. *Chemical Geology*, 68: 41-56.
- CHRISTIE, O.H.J. & ROALDSET, E.- 1979 - Geochemical behaviour of lanthanoid elements in some clays and bauxite. *Geochemical Journal* 13: 11-14.
- COUTINHO, J.M.V.; JULIANI, C.; FRASCA, M.H.B.d.e.O.; BELJAVISKIS, P.- 1984 - Geologia e petrografia dos anfibolitos vulcanoclásticos no Gr. São Roque em Tomé Gonçalves - região da Serra do Itaberaba. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro*. p. 4291-4298.
- COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E.d.e.P.; SUEMITSU, A.; JULIANI, C.; BELJAVISKIS, P.; PEROSA, P.d.e.T.Y.- 1982 - Geologia e petrologia da sequência vulcano-sedimentar do Gr. São Roque na Serra do Itaberaba - SP. *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador*. v.2, p. 624-640.
- DAVIES, T.C. & BLOXAM, T.W.- 1979 - Heavy metal distribution in laterites, southwest of Regent, Freetown Igneous Complex, Sierra Leone. *Economic Geology*, 74: 638-644.
- DAVIS, J.C.- c1973 - *Statistics and data analysis in geology*. New York, Jhon Wiley & Sons, 646 p.
- DECARREAU, A.; COURTOIS, C.; STEINBERG, M.- inédito - Comportement des elements de la prémire série de transition et des

- lanthanides dans les altérations naturelles et expérimentales.
- DELVIGNE, J.- 1965 - Pédogenèse en zone tropicale: la formation des minéraux en milieu ferrallitique. Paris, ORSTOM - Dunod, 177 p.
- DELVIGNE, J.- 1986 - Micromorfologia de alteração de rochas. Apostila do curso de pós-graduação do Instituto de Geociências - USP, 220p
- DUCHAUFOR, P.H.- 1968 - L'évolution des sols sur la dynamique des profils., Masson & Cie., 93 p.
- DUDDY, I.R.- 1980 - Redistribution and fractionation of rare earth and other elements in a weathering profile. Chemical Geology, 30: 363-381.
- ESBENSEN, K. & WOLD, S.- inedito - GDAM - An integrated strategy for multivariate geochemical data analytical modelling.
- ESWARAN, H.; STOOPS, G.; SYS, C.- 1977 - The micromorphology of gibbsite in soils. Journal of Soil Science, 28: 136-143.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K.- 1978 - Rare-earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica Cosmochimica Acta, 42: 1199-1212.
- FLEET, A.J.- 1984 - Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In :P. Henderson (ed) Developments in geochemistry 2: Rare Earth Elements Geochemistry. Amsterdam, Elsevier. p. 343-374.
- FORMOSO, M.L.L.; RETZMANN, K.; VALETON, I.- 1989 - Fractionation of rare earth elements in weathering profiles on phonolites in the

- area of Lages, Santa Catarina, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, III(1): 51-61.
- FORTIN, P.; TRESCASES, J.J.; MELFI, A.J.; SCHMITT, J.M.; THIRY, M.-
1989 - Rare earth elements (REE) accumulation in the Curitiba Basin (BRAZIL). XIII Int. Geoch. Exploration Symposium, Rio de Janeiro v.:.
- FRASCA, M.H.B de O.; COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, H.de P.;
FIGUEIREDO, M.C.H.; YAMAMOTO, J.K.; ZAINE, J.E.; BRAGA, T.de O.-
1987 - Estudo petrografico-litoquimico da sequencia vulcano-sedimentar de Itaberaba - SP. Atas 6 Simposio Regional de Geologia - Rio Claro v.:.
- FRITZ, B. e TARDY, Y.- 1973 -Etude thermodynamique du systme gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application à la gense des podzols et des bauxites. *Sci. Géol. Bull.*, 28(4): 339-367.
- GARDNER, R.L.- 1970 - A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite. *The American Mineralogist*, Jul-aug: 1380-1389.
- GARRELS, R.M. & CHRIST, C.L.- 1965 - Solutions, minerals and equilibria. New York, Harper & Row, 450 p.
- GROKE, M.C.T.- 1981 - Evolução geoquímica, mineralógica e micromorfológica no processo de bauxitização. Estudo Comparativo dos depósitos de Mogi das Cruzes, Curucutu e Lavrinhas, SP associados a diferentes tipos litológicos. Dissert. de mestrado. Instituto de Geociências-USP, Sao Paulo, 105p.

- GROKE, M.C.T. & MELFI, A.J.- 1982 - Aspectos micromorfológicos da evolução bauxítica de rochas básicas e alcalinas no estado de São Paulo. Estudo dos depósitos de Curucutu e Lavrinhas. Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, v.2. p. 702-713.
- HUMPHRIS, S.E.- 1984 - The mobility of rare earth elements in the crust. In : Developments in Geochemistry 2: Rare Earth Elements Geochemistry, P.Henderson (ed). Amsterã, Elsevier. p. 317-342.
- IBGE- 1977 - Geografia do Brasil. Rio de Janeiro, IBGE,v.3. p.
- IPT- 1981 - Avaliação preliminar das potencialidades das ocorrências minerais do Estado de Sao Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de Sao Paulo S/A - DMGA, relatório interno nº 15.849.
- IPT- 1982 - Avaliação das ocorrências de bauxita da região de Nazaré Paulista. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A - DMGA, relatório interno nº 17.257.
- IPT- 1985 - Prospecção para metais-base na sequência vulcano-sedimentar de Itaberaba - SP. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A - DMGA, relatório interno nº 22.434.
- JULIANI, C. & BELJAVISKIS, P.- 1983 - Geologia e evolução geológico-estrutural do Gr. São Roque na Serra do Itaberaba (SP). Atas do 4º Simpósio Regional de Geologia - SP.p. 113-126.
- JULIANI, C.; BELJAVISKIS, P.; SCHORSCHER, H.D.- 1986 - Petrogênese do

- vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiania. v.2, p. 730-747.
- KOONS, R.D.; HELMKE, P.A.; JACKSON, M.L.- 1980 - Association of trace elements with iron oxides during rock weathering. Soil Science Society of America Journal, 44: 155-159.
- KRONBERG, B.I.; TAZAKI, K.; MELFI, A.J.- 1987 - Detailed geochemical studies of initial stages of weathering of alkaline rocks: Ilha de São Sebastião, Brazil. Chemical Geology, 60: 79-88.
- LELONG, F.; GRANDIN, G.; TRESCASES, J.J.; BOULANGE, B.- 1976 - Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits. In : Handbook of Stratabound and Stratiform ore deposits. Wolf (ed). Amsterdã, Elsevier. p. 93-166.
- LEROY, J. & TURPIN, L.- 1988 - REE, Th and U behaviour during hydrothermal and supergene processes in a granitic environment. Chemical Geology, 68: 239-251.
- LOGANATHAN, P. & BURAU, R.G.- 1973 - Sorption of heavy metal ions by a hydrous manganese oxide. Geochimica e Cosmochimica Acta, 37: 1277-1293.
- LOPES, L.M.- 1987 - A evolução mineralógica, micromorfológica e química da bauxita e materiais correlatos da região a NE de Mirai, Minas Gerais. Dissert. de mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 120 p.
- McFARLANNE, M.J.- 1983 - The temporal distribution of bauxitisation

- and its genetic implications. Proc. of Int. Sem. on Laterisation Processes, Sao Paulo . p. 197-207.
- MEANS, J.L.; CRERAR, D.A.; BORCSIK, M.P.; DUGUID, J.D.- 1978 - Adsorption of Co and selected actinides by Mn and Fe oxides in soils and sediments. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 42: 1763-1773.
- MELFI, A.J.; TRESCASES, J.J.; CARVALHO, A.; OLIVEIRA, S.M.B.de; RIBEIRO FILHO, E.; FORMOSO, M.L.L.- 1988 - The lateritic ore deposits of Brasil. *Sci.Geol.Bull.,Strasbourg*, 41.
- MIDDLEBURG, J.J.; WEIJDEN, C.H.V.a.n.D.e.r.; WOITTIEZ, J.R.W.- 1988 - Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology*, 68: 253-273.
- MILLOT, G. & BONIFAS, M.- 1955 - Transformations isovolumetriques dans les phénomènes de laterisation et bauxitization. *Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lorr.*, 8(1): 3-20.
- MONIZ, A.C.; WILLIAN, D.D.; SOUZA SANTOS, P.; SOUZA SANTOS, H.- 1972 - Clay minerals in veins associated with bauxites of Poços de Caldas, MG. *Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. v.1, p. 221-230.*
- MURTHY, M.K.; KALSOTRA, M.R.; PRASAD, S.- 1981 - Bauxite over the Vindhyan Formation of India - a study. *Proc.of Int.Sem.on Laterization Processes, India. p. 193-201.*
- NESBITT, H.W.- 1979 - Mobility and fractionation of rare earth

elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279: 206-210.

NICHOL, I.; GARRET, G.; WEBB, J.S.- 1969 - The role of some statistical and mathematical methods in the interpretation of regional geochemical data. *Economic Geology*, 64: 204-220.

NORTON, S.A.- 1973 - Laterite and bauxite formation. *Economic Geology*, 68: 353-361.

OLIVEIRA, S.M.B.d.e.; BRUNS, R.E.; LOPES, L.M.- 1988 - Análise fatorial Varimax de dados geoquímicos de materiais lateríticos. Aplicações à prospecção geoquímica. *Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. v.4, p.1765-1780.*

OLIVEIRA, S.M.B.de- 1985 - Gênese da bauxita de Lages-SC. *Boletim IG-USP, Série Científica, 16: 46-81.*

PARISOT, J.C.- 1982 - Aplicação do estudo da alteração meteórica das rochas na prospecção geoquímica no Brasil. *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. v.5, p. 1952 - 1962.*

PARISOT, J.C.; SOUBIES, S.F.; ESPOURTEILLE, F.- 1989 - Some implications of lateritic weathering on geochemical prospection - two Brazilian examples. *Journal of Geochemical Exploration*, 32(1-3): 133-147.

PATTAN, J.N. & APPANGOUDAR, S.M.- 1988 - Geochemical behaviour of trace elements during bauxite formation at Belgaum (Karnataka) and Yercaud (Tamil Nadu), India. *Chemical Geology*, 69: 291-297.

- PATTERSON, S.H.; KURTZ, H.F.; OLSON, J.C.; NEELEY, C.L.- 1986 -
World bauxite resources., USGS Prof.Paper, 151 p.
- PEDRO, G.- 1968 - Distribution des principaux types d'altération
chimique à la surface de globe. Présentation d'une esquisse
gographique. Revue de Géographie Phisique et de Géologie Dynamique
(2), X(5): 457-470.
- PETERSEN, U.- 1971 - Laterite and bauxite formations. Scientific
Comunication. Economic Geology, 66: 1070-1071.
- PIPER, D.Z.- 1974 - Rare earth elements in sedimentary cycle: a
summary. Chemical Geology, 14: 285-304.
- RANKIN, P.C. & CHILDS, C.W.- 1976 - Rare earth elements in iron-
manganese concretions from some New Zeland soils. Chemical Geology,
18: 55-64.
- RAO, J.J. & KRISHNAMURTHY, C.V.- 1981 - Some observations on the
mineralogy and geochemistry of Hazaridadar and Raktidadar plateaus,
Amarkantak area, Madhya Pradesh, India. Proc.of Int.Sem.on
Laterisation Processes, India. p. 89-108.
- SCHELLMANN, W.- 1981 - Considerations of the definition and
classification of laterites. Proc. I Int. Sem. of Laterisation
Processes, India. p. 1-10.
- SCHENCK, C.V.; DILLARD, J.G.; MURRAY, J.W.- 1983 - Surface Analysis
and the adsorption of Co (II) on goethite. Journal of Colloid and
Interface Science, 95 (2): 398-409.

- SCHORIN, H. & PUCHELT, H.- 1987 - Geochemistry of a ferruginous bauxite profile from southeast Venezuela. *Chemical Geology*, 64: 127-142.
- SIGOLO, J.B.; BOULANGE, B.; MULLER, J.P.; SCHIMITT, J.M.- 1987 - Distribuição dos elementos terras raras em um perfil de bauxita laterítica sobre rocha alcalina - Maciço de Passa Quatro (MG). 19 Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Alegre. v.I, p. 71-81.
- STEINBERG, M. & COURTOIS, C.- 1976 - Le comportement des terres rares au cours de l'altération et ses conséquences. *Bull. Soc. Geol. France*, n.1 v.7, XVIII: 13-20.
- STOOPS, G.; ALTEMULLER; BISDOM, E.A.B.; DELVIGNE, J.; DOBROVOLSKY, V. V.; FITZPATRICK, E.A.; PANEQUE, G.; SLEEMAN, J.- 1979 - Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology. *Pédologie*, XXIX,1: 121-135.
- TAUFEN, P.M. & MARCHETTO, C.M.L.- 1989 - Tropical weathering control of Ni, Cu, Co and platinum group element distributions at the O'Toole Ni-Cu sulphide deposit - MG, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 32(1-3): 185-197.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M.- 1985 - The continental crust: its composition and evolution. Boston, Melbourne, Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- TOPP, S.E.; SALBU, B.; ROALDSET, E.; JORGENSEN, P.- 1984/1985 - Vertical distribution of trace elements in laterite soil (SURINAME). *Chemical Geology*, 44: 159-174.

- TRESCASES, J.J.; FORTIN, P.; MELFI, A.J.; NAHON, D.- inédito - Rare earth concentration in the lateritic weathering profiles of Pliocene Sediments of Curitiba Basin (Brazil).
- VALETON, I.- 1972 - Bauxites. Amsterdã, Elsevier, 226 p.
- VEIGA, M.M.- 1983 - Propriedades geoquímicas da ligação cobre óxidos hidratados de ferro: Um estudo do minério alterado do Salobo 3A, Carajás (PA). Dissert. de Mestrado, Instituto de Química, UFF, Niterói, 110 p.
- VIEILLARD, P. & TARDY, Y.- 1979 - Stability fields of clays and aluminium phosphates: paragenesis in lateritic weathering of argillaceous phosphatic sediments. American Mineralogist, 64: 626-634.
- ZEEGERS, H.; GONI, J.; WILHELM, C.R.M.- 1981 - Geochemistry of lateritic profiles over a disseminated Cu-Mo mineralization in Upper Volta (West Africa). Preliminary Results. Proc. of Int. Sem on Laterization Processes, India. p. 359-368.

A P E N D I C E

Elementos Maiores

AMOSTRA n ^o	Al2O3 %	CaO %	Fe2O3 %	K2O %	MgO %	MnO %	P2O5 %	SiO2 %	TiO2 %	H2O+ %
1	41.44	0.04	24.95	0.06	0.08	0.06	0.21	7.44	1.85	23.73
2	36.32	0.03	18.19	0.06	0.07	0.03	0.21	24.05	1.22	19.75
3	35.45	0.03	25.45	0.06	0.03	0.03	0.23	16.04	1.72	20.80
4	37.15	0.03	29.77	0.06	0.12	0.06	0.25	7.87	2.17	22.36
5	33.41	0.01	31.71	0.06	0.08	0.04	0.23	12.88	1.53	19.87
6	35.94	0.01	30.37	0.06	0.03	0.04	0.23	11.04	1.75	20.35
7	32.69	0.03	30.94	0.06	0.07	0.06	0.23	15.47	2.20	18.10
8	29.85	0.01	27.91	0.06	0.07	0.09	0.18	22.59	1.67	17.41
9	34.14	0.03	30.78	0.06	0.08	0.06	0.23	13.01	1.90	19.53
<i>rocha fresca</i>										
10	13.57	8.34	17.93	0.06	9.68	0.24	0.14	50.68	1.77	(2.53)

Elementos Menores

AMOSTRA n ^o	B PPM	Ba PPM	Be PPM	Ce PPM	Co PPM	Cr PPM	Cu PPM	La PPM	Li PPM	Mo PPM	Pb PPM	Sn PPM	Sr PPM	V PPM	Y PPM	Zn PPM	Zr PPM
1	5	38	2	25	20	233	172	5	3	5	128	58	2.50	465	2.50	46	162
2	11	31	2	25	12	183	112	5	11	5	70	25	2.50	397	2.50	32	70
3	19	5	3	25	10	315	193	5	3	5	103	63	2.50	571	2.50	125	153
4	5	30	3	25	16	359	250	5	12	5	116	62	2.50	638	2.50	41	171
5	5	31	2	25	21	340	260	5	12	5	111	63	2.50	576	2.50	54	142
6	5	12	3	25	15	328	287	5	3	5	88	86	2.50	633	2.50	72	156
7	5	24	3	25	19	285	248	5	7	5	89	85	2.50	629	2.50	84	158
8	5	91	3	25	20	273	223	5	10	5	95	69	2.50	564	2.50	98	117
9	5	52	3	25	15	347	245	5	12	5	124	71	2.50	646	2.50	79	140
<i>rocha fresca</i>																	
10	31	2	2	25	60	12	181	11	30	5	50	57	65.00	474	30.00	132	98

Terras Raras

AMOSTRA n ^o	La PPM	Ce PPM	Nd PPM	Sm PPM	Eu PPM	Gd PPM	Dy PPM	Ho PPM	Er PPM	Yb PPM	Lu PPM	TOTAL
1	1.60	7.60	2.10	0.65	0.27	0.76	0.79	0.17	0.45	0.69	0.13	15.21
2	2.50	10.70	2.10	0.68	0.24	0.68	0.59	0.12	0.38	0.50	0.08	18.57
3	4.60	8.70	3.10	0.94	0.31	0.79	0.80	0.17	0.48	0.56	0.08	20.53
4	1.50	3.10	2.40	0.75	0.31	0.77	0.84	0.14	0.45	0.62	0.11	10.99
5	2.00	4.30	2.70	1.00	0.41	1.00	1.10	0.21	0.61	0.89	0.14	14.36
6	2.00	3.10	4.30	1.60	0.60	1.60	1.90	0.36	1.00	1.30	0.20	17.96
7	2.50	4.00	4.80	1.50	0.61	1.50	1.80	0.34	1.00	1.20	0.18	19.43
8	3.70	15.50	6.10	2.10	0.78	2.10	2.70	0.57	1.70	2.00	0.27	37.52
9	2.40	5.90	4.60	1.50	0.63	1.60	2.10	0.43	1.10	1.50	0.22	21.98
<i>rocha fresca</i>												
10	7.60	17.50	13.10	3.20	1.30	4.80	4.80	1.00	2.70	2.70	0.38	59.08

POÇO B

Elementos Maiores

AMOSTRA nº	Al2O3 %	CaO %	Fe2O3 %	K2O %	MgO %	MnO %	P2O5 %	SiO2 %	TiO2 %	H2O+ %
11	25.39	0.15	25.05	0.06	0.22	0.11	0.23	19.45	1.88	27.32
12	32.54	0.04	27.22	0.06	0.13	0.20	0.14	18.18	1.87	19.44
13	39.02	0.01	27.89	0.06	0.13	0.11	0.21	7.81	1.47	23.13
14	37.92	0.03	28.24	0.06	0.15	0.19	0.21	7.70	1.95	23.34
15	39.43	0.04	29.30	0.06	0.18	0.14	0.18	5.11	1.53	23.77
16	39.06	0.10	27.82	0.06	0.20	0.37	0.18	7.06	1.57	23.32
<i>rocha fresca</i>										
17	14.32	8.77	17.31	0.06	11.21	0.26	0.16	47.49	1.48	(1.20)

Elementos Menores

AMOSTRA nº	B ppm	Ba ppm	Be ppm	Ce ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	La ppm	Li ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sn ppm	Sr ppm	V ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm
11	5	22	3	25	33	126	144	5	9	5	84	103	2.5	550	8	54	119
12	10	29	3	136	162	198	244	10	19	5	111	49	2.5	560	17	96	106
13	5	17	2	82	71	181	285	5	14	5	120	70	2.5	529	14	74	108
14	5	13	4	92	212	346	372	5	20	5	107	72	2.5	686	10	76	131
15	5	22	3	60	214	422	477	5	8	5	156	82	2.5	758	5	46	114
16	5	25	3	258	479	332	531	5	16	5	119	35	2.5	666	7	46	88
<i>rocha fresca</i>																	
17	5	50	2	25	60	58	174	10	20	5	55	52	58	423	31	137	59

Elementos de Terras Raras

AMOSTRA nº	La ppm	Ce ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Yb ppm	Lu ppm	TOTAL ppm
11	3.90	20.30	3.80	1.10	0.37	1.10	1.30	0.22	0.67	0.81	0.10	33.67
12	9.90	117.60	7.10	2.10	1.00	3.20	4.00	0.63	2.40	2.30	0.31	150.54
13	6.40	65.00	7.40	2.20	1.00	3.20	4.40	0.90	2.10	2.40	0.31	95.31
14	10.10	77.40	7.40	1.70	0.82	2.40	2.80	0.47	1.20	1.30	0.24	105.83
15	6.00	50.60	5.50	1.60	0.57	1.60	1.50	0.24	0.76	0.83	0.11	69.31
16	5.00	217.00	5.60	1.70	0.80	2.90	2.70	0.41	1.20	1.60	0.19	239.10
<i>rocha fresca</i>												
17	6.30	10.00	10.30	3.20	1.20	4.90	5.20	0.89	2.60	3.20	0.42	48.21

POÇO C
Elementos Maiores

AMOSTRA nº	Al2O3 %	CaO %	Fe2O3 %	K2O %	MgO %	MnO %	P2O5 %	SiO2 %	TiO2 %	H2O+ %
18	30.04	0.03	24.18	0.06	0.10	0.11	0.14	18.14	1.77	25.29
19	27.98	0.01	24.28	0.06	0.08	0.17	0.09	28.77	1.58	16.84
20	28.23	0.01	20.66	0.06	0.10	0.27	0.11	29.07	1.50	19.82
21	37.66	0.01	31.58	0.06	0.10	0.06	0.21	4.02	2.45	23.66
22	30.33	0.03	15.71	0.06	0.07	0.20	0.07	35.08	1.07	17.28
23	26.66	0.01	24.72	0.06	0.08	0.23	0.11	29.67	1.57	16.71
24	24.19	0.03	27.67	0.06	0.08	0.10	0.11	26.21	2.09	19.29
25	28.13	0.01	19.39	0.06	0.03	0.16	0.11	31.06	1.40	19.48
26	37.62	0.04	31.24	0.06	0.08	0.01	0.18	4.49	2.22	23.85
28	25.11	0.07	29.82	0.06	0.17	0.13	0.16	24.60	1.72	17.95
<i>rocha fresca</i>										
27	14.02	11.25	14.28	0.06	14.56	0.23	0.09	48.39	1.05	(4.06)

Elementos Menores

AMOSTRA nº	B PPM	Ba PPM	Be PPM	Ce PPM	Co PPM	Cr PPM	Cu PPM	La PPM	Li PPM	Mo PPM	Pb PPM	Sn PPM	Sr PPM	V PPM	Y PPM	Zn PPM	Zr PPM
18	5	49	3	25	39	242	158	5	13	5	96	76	2.5	515	7.0	64	108
19	5	35	2	67	66	183	181	5	17	5	90	61	2.5	358	12.0	76	83
20	5	62	2	62	84	199	248	5	12	5	104	81	2.5	476	11.0	111	66
21	5	5	3	25	25	359	288	5	10	5	102	71	2.5	822	2.5	32	125
22	5	42	1	70	74	113	153	5	14	5	113	80	2.5	248	9.0	69	59
23	5	75	3	25	70	237	240	5	20	5	101	61	2.5	579	11.0	95	101
24	5	29	3	25	45	353	234	5	11	5	91	66	2.5	679	9.0	111	100
25	5	123	2	25	81	267	246	5	17	5	93	50	2.5	483	2.5	62	50
26	5	14	3	25	26	382	296	5	14	5	193	51	2.5	810	2.5	32	120
28	5	55	3	25	54	560	268	5	19	5	97	69	2.5	660	7.0	91	129
<i>rocha fresca</i>																	
27	5	10	1	25	60	152	138	14	15	5	63	61	162.0	362	22.0	94	52

Terras Raras

AMOSTRA nº	La PPM	Ce PPM	Nd PPM	Sm PPM	Eu PPM	Gd PPM	Dy PPM	Ho PPM	Er PPM	Yb PPM	Lu PPM	TOTAL
18	3.80	29.60	2.80	0.95	0.36	1.00	1.30	0.32	0.72	1.00	0.15	42.00
19	4.20	47.60	3.50	1.10	0.40	1.30	1.60	0.34	1.10	1.30	0.18	62.62
20	4.10	57.30	4.60	1.20	0.69	2.10	3.20	0.65	1.70	2.00	0.34	77.88
21	0.66	1.80	0.62	0.12	0.08	0.20	0.14	0.03	0.10	0.16	0.02	3.93
22	4.40	47.40	3.70	0.91	0.41	1.20	1.60	0.31	1.00	1.40	0.18	62.51
23	5.20	38.30	4.20	0.85	0.51	1.50	2.10	0.33	1.00	1.50	0.20	55.69
24	3.60	7.60	3.70	0.80	0.49	1.20	1.50	0.27	0.83	1.50	0.20	21.69
25	1.20	7.50	1.20	0.30	0.18	0.42	0.55	0.10	0.33	0.45	0.06	12.29
26	0.49	0.93	0.46	0.12	0.09	0.18	0.18	0.05	0.15	0.21	0.03	2.89
28	2.00	8.00	2.40	0.70	0.31	1.00	1.10	0.22	0.64	0.84	0.15	17.36
<i>rocha fresca</i>												
27	2.70	5.90	5.30	1.60	0.78	2.30	3.00	0.55	1.50	1.60	0.18	25.41

POÇO D

Elementos Maiores

AMOSTRA nº	Al2O3 %	CaO %	Fe2O3 %	K2O %	MgO %	MnO %	P2O5 %	SiO2 %	TiO2 %	H2O+ %
29	28.13	0.01	28.02	0.06	0.08	0.10	0.16	22.87	2.09	18.31
30	25.09	0.01	30.77	0.06	0.08	0.07	0.16	23.19	1.80	18.60
31	23.96	0.01	34.10	0.06	0.08	0.19	0.14	24.71	1.77	14.78
32	27.13	0.01	27.79	0.06	0.08	0.30	0.09	29.09	2.24	13.05
33	26.64	0.01	27.55	0.06	0.12	0.26	0.07	28.37	2.09	14.68
34	25.07	0.01	27.28	0.06	0.08	0.29	0.14	30.46	2.42	14.03
35	23.77	0.03	34.30	0.06	0.12	0.29	0.18	26.80	1.68	12.62
36	24.20	0.03	28.61	0.06	0.05	0.24	0.16	28.90	2.30	15.29
37	21.94	0.01	30.32	0.06	0.05	0.36	0.11	26.65	2.20	18.12
38	22.45	0.01	29.98	0.06	0.05	0.27	0.11	27.57	2.34	16.98
39	25.32	0.01	27.44	0.06	0.07	0.24	0.14	28.06	1.43	17.05
40	25.47	0.03	25.48	0.06	0.05	0.20	0.16	28.15	1.52	18.72

Elementos Menores

AMOSTRA nº	B ppm	Ba ppm	Be ppm	Ce ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	La ppm	Li ppm	Mo ppm	Pb ppm	Sn ppm	Sr ppm	V ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm
29	5	48	3	25	31	182	177	5	17.0	5	94	81	2.5	712	8	70	136
30	5	30	3	25	20	158	168	5	17.0	5	87	78	2.5	737	11	91	117
31	5	43	4	25	78	220	245	5	14.0	5	93	77	2.5	982	10	104	117
32	5	51	3	25	97	158	80	5	19.0	5	116	69	2.5	552	8	111	121
33	5	73	3	25	73	220	96	5	15.0	5	77	59	2.5	662	6	138	130
34	5	70	3	25	77	164	82	5	17.0	5	108	88	2.5	603	10	98	129
35	5	39	3	74	80	117	152	5	13.0	5	66	80	2.5	571	17	124	101
36	5	38	3	25	73	176	139	5	8.0	5	75	61	2.5	632	12	94	118
37	73	38	3	54	93	144	192	5	16.0	5	52	72	2.5	641	18	134	97
38	10	34	3	25	87	193	206	5	10.0	5	64	25	2.5	754	16	171	97
39	5	69	3	25	114	146	244	5	6.0	5	80	25	2.5	680	19	166	111
40	34	69	3	25	95	123	241	5	2.5	5	58	52	2.5	625	20	99	106

POÇO E

Elementos Maiores

AMOSTRA nº	Al2O3 %	CaO %	Fe2O3 %	K2O %	MgO %	MnO %	P2O5 %	SiO2 %	TiO2 %	H2O+ %
41	29.91	0.04	21.19	0.06	0.08	0.16	0.07	26.82	1.12	20.38
42	43.38	0.03	25.51	0.06	0.08	0.01	0.09	2.10	1.30	27.07
43	30.65	0.03	20.45	0.06	0.08	0.29	0.05	26.74	1.12	20.39
44	46.54	0.03	22.23	0.06	0.07	0.01	0.09	2.67	1.33	26.61
45	29.04	0.01	19.27	0.23	0.08	0.26	0.02	33.63	0.85	16.47
46	28.19	0.01	19.24	0.06	0.07	0.52	0.02	32.96	1.02	17.74
47	28.29	0.01	19.99	0.06	0.08	0.30	0.02	33.18	0.85	17.08

Elementos Menores

AMOSTRA nº	B PPM	Ba PPM	Be PPM	Ce PPM	Co PPM	Cr PPM	Cu PPM	La PPM	Li PPM	Mo PPM	Pb PPM	Sn PPM	Sr PPM	V PPM	Y PPM	Zn PPM	Zr PPM
41	23	39	1.0	25	81	748	150	5	11.0	5	103	25	2.5	250	2.5	84	68
42	28	10	3.0	25	16	2 390	282	5	2.5	5	95	58	2.5	599	2.5	37	60
43	20	47	1.0	25	122	635	159	11	9.0	5	102	57	2.5	190	5.0	117	57
44	5	14	3.0	25	12	2 299	273	5	2.5	5	122	52	2.5	549	2.5	87	68
45	5	69	0.5	25	149	403	122	5	20.0	5	84	78	2.5	151	2.5	81	37
46	5	88	1.0	25	332	471	195	5	25.0	5	68	62	2.5	185	6.0	115	45
47	141	76	0.5	52	156	362	154	5	14.0	5	75	60	2.5	154	7.0	74	38

AMOSTRAS EM AFLORAMENTOS

Elementos Maiores

AMOSTRA nº	Al2O3 %	CaO %	Fe2O3 %	K2O %	MgO %	MnO %	P2O5 %	SiO2 %	TiO2 %	H2O+ %
48	22.35	0.03	32.15	0.06	0.02	0.47	0.25	24.36	2.59	17.51
49	33.92	0.03	30.41	0.06	0.03	0.10	0.16	8.02	2.09	25.01
50	30.29	0.01	39.57	0.06	0.05	0.02	0.21	4.71	2.49	22.40

Elementos Menores

AMOSTRA nº	B PPM	Ba PPM	Be PPM	Ce PPM	Co PPM	Cr PPM	Cu PPM	La PPM	Li PPM	Mo PPM	Pb PPM	Sn PPM	Sr PPM	V PPM	Y PPM	Zn PPM	Zr PPM
48	77	66	4	55	153	96	211	5	18.0	5	90	62	2.5	812	33.0	192	159
49	5	5	3	60	40	311	183	5	2.5	5	112	65	2.5	806	2.5	15	105
50	5	11	4	25	14	253	375	5	2.5	5	99	87	2.5	1 068	2.5	48	136