UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005649

AS FORMAÇÕES BAUXÍTICAS LATERÍTICAS DO MACIÇO
ALCALINO DE PASSA - QUATRO MG, - Sua evolução
Micromorfológica, Geoquímica e as implicações do relevo.

Joel Barbujani Sígolo

Orientador: Prof. Dr. Bruno Boulangé

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. Bruno J. Boulangé</u>	<u>[Signature]</u>
Examinadores:	<u>Dr. Erasto B. de Almeida</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Dr. Adolpho J. Melfi</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Dr. Evaristo Ribeiro Fº</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Drª Sonia M.B. de Oliveira</u>	<u>[Signature]</u>

São Paulo
1988

Dedico esta tese àqueles
que pouco ou nada tinham
a haver com ela, porem
foram os maiores prejudi
cados

Rosangela
Josiely
Josiel
Juliene

Í N D I C E

	Pg.
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xviii
RESUMÉ	xxi
CAPÍTULO I	
I.1 Introdução	1
I.2 Objetivo	2
I.3 Metodologia	2
I.4. Área de Estudo	6
I.4.1 Localização	7
I.4.2 Relevo	7
I.4.3 Clima	8
I.4.4 Vegetação	14
I.4.5 Solos	15
I.5 Geologia Regional	16
I.6 Geologia Local	18
CAPÍTULO II - DESCRIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS FORMAÇÕES BAUXÍTICAS DO MACIÇO ALCALINO DE PASSA QUATRO	
II.1 Introdução	22
II.2 A Terminologia utilizada na Descrição Micromorfológica	23
II.3 Os Depósitos Bauxíticos do Alto das Posses	27
II.3.1 Descrição dos perfis	28
II.3.2 Rocha sã	28
II.3.3 Facies de alteração	50

	Pg.
II.3.3.1 Facies inicial de alteração .	50
a. Córtex de alteração	50
Zona de saída	51
Zona intermediária	51
Zona reliquiar	51
b. Produtos observados nas fissuras	52
II.3.3.2 Facies bauxita isalterítica .	53
II.3.3.3 Facies couraça alumino-ferru- ginosa fragmentada	54
II.3.3.4 Facies caolinita e fragmentos de bauxita isalterítica ou fa- cies isalterítica em desagre- gação	55
II.3.3.4.1 Microanálises quí- micas na facies caolinita a frag- mentos de bauxita isalterítica. . .	57
II.3.3.4.2 Conclusão sobre a facies bauxita i- salterítica em de- sagregação . . .	58
II.3.4 Conclusões	60

CAPÍTULO III - AS TRANSFORMAÇÕES MINERAIS: ESTRUTURA, MINERALOGIA E GEOQUÍMICA

III.1	Introdução	63
III.2	Alteração da Nefelina	63
III.3	Alteração da Apatita	68
III.4	Alteração dos Feldspatos Potássicos e Calco-Sódicos	68
III.5	Alteração do Piroxênio	73
III.6	Alteração do Anfibólio	79
III.7	Alteração da Biotita	81
III.8	Alteração do Esfeno	85
III.9	Alteração dos Opacos	90
III.10	Considerações Gerais e Conclusões sobre a Alteração dos Minerais Parentais	90

CAPÍTULO IV - ESTUDO GEOQUÍMICO

IV.1	Introdução	98
IV.2	Comportamento Químico dos Elementos Maiores . .	98
IV.3	Comportamento Químico dos Elementos Terras Raras (ETR)	105
IV.4	Balanco da Alteração	111
IV.5	Conclusão sobre o Estudo Geoquímico	115

CAPÍTULO V - AS FORMAÇÕES BAUXÍTICAS E SUAS RELAÇÕES COM O RELEVO

V.1	Introdução	119
-----	----------------------	-----

	Pg.
V.2 Distribuição das Formações Bauxíticas	119
V.3 Os Depósitos de Talude	121
V.3.1 Aspectos geológicos e geomorfológicos da superfície superior (S1)	122
V.3.2 Aspectos geológicos e geomorfológicos da superfície mediana (S2)	126
V.3.3 Aspectos geológicos e geomorfológicos da superfície inferior (S3)	128
V.4 O Processo de Instalação das Superfícies	129
V.5 Conclusões	131
 CAPÍTULO VI - A BAUXITIZAÇÃO E SUAS RELAÇÕES COM AS SUPER- FÍCIES E A TECTÔNICA	 134
 CAPÍTULO VII - AS IDADES PROVÁVEIS DOS DEPÓSITOS E SUAS RELA- ÇÕES COM O RIFT E O PROCESSO DE BAUXITIZAÇÃO	
VII.1 Idades das Formações Sedimentares das Bacias de Resende, Volta Redonda e Taubaté	146
VII.2 Relações entre a Estratigrafia das Formações e os Depósitos de Talude	149
VII.3 Correlação com os Períodos de Bauxitização	150
VII.4 Conclusão	153
 CAPÍTULO VIII - CONSIDERAÇÕES FINAIS	156
 AGRADECIMENTOS	164
 BIBLIOGRAFIA	168

ÍNDICE DAS TABELAS

Pg.

Tabela 1	- Condições climáticas para Passa Quatro	10
Tabela 2	- Condições climáticas para Pindamonhangaba e Campos do Jordão	10
Tabela 3	- Caracteres de facies aloteríticas a isalteríticas	26
Tabela 4	- Análise modal de nefelina sienitos do Alto das Posses	31
Tabela 5	- Composição química de FK do Alto das Posses .	33
Tabela 6	- Composição química de plagioclásio do Alto das Posses	34
Tabela 7	- Composição química de nefelina do Alto das Posses	38
Tabela 8	- Composição química de piroxênios do Alto das Posses	40
Tabela 9	- Composição química de anfibólios do Alto das Posses	41
Tabela 10	- Composição química de biotitas do Alto das Posses	43
Tabela 11	- Composição química de esfenos do Alto das Posses	44
Tabela 12	- Composição química de apatitas do Alto das Posses	46
Tabela 13	- Composição química de opacos do Alto das Posses	48
Tabela 14	- As formações bauxíticas e suas características físicas e químicas	54
Tabela 15	- Microanálises químicas quantitativas de fragmentos de bauxita em desagregação, no curso das facies de alteração	57

Tabela 16 - Microanálises químicas quantitativas de nefelinas ao longo das facies de alteração	65
Tabela 17 - Microanálises químicas quantitativas de FK e plagioclásios ao longo das diferentes facies de alteração	71
Tabela 18 - Microanálises químicas de piroxênios no curso das facies de alteração e de produtos de transferência	75
Tabela 19 - Microanálises de produtos secundários em fissura de piroxênios	78
Tabela 20 - Microanálises químicas de anfibólios no curso das diferentes facies de alteração	80
Tabela 21 - Microanálises químicas de biotita no curso das diferentes facies de alteração	83
Tabela 22 - Microanálises químicas de esfeno no curso das diferentes facies de alteração	89
Tabela 23 - Composição química média dos diferentes horizontes da formação bauxítica do poço PQA e congêneres	101
Tabela 24 - Conteúdo de ETR em amostras do poço PQA . .	105
Tabela 25 - Média das concentrações isovolume para as formações bauxíticas estudadas	111
Tabela 26 - Balanço geoquímico médio dos compostos por facies estudadas	112
Tabela 27 - Tabulação geral de eventos tectono-magmáticos, nas Bacias tafrogênicas de Resende e Taubaté .	147

ÍNDICE DAS FIGURAS	Pg.
Figura 1 - Mapa de localização	6
Figura 2A - Mapa de localização da região do Alto das Posses-MG	7
Figura 2B - Mapa de localização da região de Lavrinhas-SP	7
Figura 3 - Isoetas da área de estudo	9
Figura 4 - Condições climáticas do Itatiaia	10
Figura 5 - Representação gráfica do balanço hídrico para Passa Quatro	11
Figura 6 - Diagrama de distribuição dos postos e estações, mostrando precipitações versus altitude	12
Figura 7 - Situação do Maciço alcalino de Passa Quatro em mapa geológico	16
Figura 8 - Distribuição das rochas alcalinas mesozóicas, da região SE	19
Figura 9 - Perfil geológico do Rift do Paraíba do Sul.	19
Figura 10 - Topossequência do corte AB do Alto das Posses	27
Figura 11 - Horizontes da formação bauxítica do Alto das Posses nos perfis PQA e PQB	28
Figura 12 - Mapa geológico esquemático do Alto das Posses	29
Figura 13 - Distribuição dos principais feldspatos do Alto das Posses em diagrama Ca-Na-K	30
Figura 14 - Distribuição do Si, Al, K e Mn em FK, plagioclásio e fissura	32
Figura 15 - Composição de algumas nefelinas de nefelina sienito do Alto das Posses	38
Figura 16 - Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ para os esfenos do Alto das Posses	45
Figura 17 - Espectro analítico qualitativo de apatita com ETR	47

	Pg.
Figura 18A - Diagrama TiO_2 - MnO_2 - Fe_2O_3 para a distribuição dos opacos de nefelina sienitos do Alto das Posses	49
Figura 18B - Microanálise química qualitativa de pirocloro	49
Figura 19 - Esquema inicial de alteração da rocha sã com preendendo três zonas	51
Figura 20 - Comportamento em % de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e MnO ao longo de fissura de FK	52
Figura 21 - Difratoograma de RX	53
Figura 22 - Distribuição das formações bauxíticas nos poços PQB e PQE	55
Figura 23 - Distribuição dos pontos de análises da facies caolinita em diagrama SiO_2/Al_2O_3 versus Fe_2O_3	58
Figura 24 - Evolução de gibbsita em caolinita nas relações moleculares SiO_2/Al_2O_3 versus K_2O/Al_2O_3 na facies caolinita	58
Figura 25 - Diagrama triangular SiO_2/Al_2O_3 /bases para produtos observados na facies caolinita	59
Figura 26 - Evolução micromorfológica da nefelina ao longo de sua alteração	64
Figura 27 - Variação das relações moleculares de SiO_2 / Al_2O_3 versus Fe_2O_3/Al_2O_3 de produtos formados a partir de nefelina	66
Figura 28 - Variação das relações moleculares de SiO_2 / Al_2O_3 versus bases/ Al_2O_3 de produtos neoformados a partir de nefelina	66
Figura 29 - Microanálises químicas qualitativas em nefelina alterada	66

Figura 30 - Evolução das nefelinas diante de diagrama $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ para as diferentes facies de alteração	67
Figura 31 - Microanálise química qualitativa em fosfato de ETR	68
Figura 32 - Evolução micromorfológica do FK ao longo da alteração	69
Figura 33 - Difrátogramas de RX em FK e sua evolução. . .	70
Figura 34 - Diagrama das relações geoquímicas moleculares de bases versus SiO_2 e Al_2O_3 molares	72
Figura 35 - Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ para produtos de fissura encontrados em FK	72
Figura 36 - Evolução dos FK diante de diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$	73
Figura 37 - Evolução micromorfológica dos piroxênios ao longo de sua alteração	74
Figura 38 - Diagrama de relações moleculares entre $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Fe}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ para egerinaugita . .	76
Figura 39 - Diagrama das relações moleculares $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ contra $\text{Na}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de egerinas	76
Figura 40 - Diagrama das relações moleculares $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ contra $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de egerinas	77
Figura 41 - Diagrama das relações moleculares de $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ contra $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de egerina	77
Figura 42 - Comportamento químico dos produtos de transferência e de alteração de egerinas em fissuras	77
Figura 43 - Diagrama $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ para evolução dos piroxênios ao longo da alteração	78
Figura 44 - Microanálise química qualitativa em piroxênio	

alterado	79
Figura 45 - Diagrama das relações moleculares $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ contra $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ na alteração dos anfibólitos	81
Figura 46 - Diagrama das relações moleculares $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ contra $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ na alteração dos anfibólitos	81
Figura 47 - Evolução micromorfológica da biotita ao longo de sua alteração	82
Figura 48 - Difratoograma de RX em biotita alterada . . .	82
Figura 49 - Diagrama das relações moleculares de $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ contra $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ na alteração da biotita	82
Figura 50 - Diagrama das relações moleculares de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ contra $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ na alteração da biotita	82
Figura 51 - Diagrama das relações moleculares $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ contra $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ na alteração da biotita . .	82
Figura 52 - Evolução micromorfológica do esfeno ao longo de sua alteração	86
Figura 53 - Microanálise química qualitativa em esfeno parcialmente alterado	87
Figura 54 - Microanálise química qualitativa em esfeno bastante alterado	87
Figura 55 - Microanálise química qualitativa em anatásio evoluído de esfeno	87
Figura 56 - Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ para esfeno em vários graus de alteração	88
Figura 57 - Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus CaO , para esfeno em vários graus de alteração	88

Figura 58 - Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus TiO_2 , para esfeno em vários graus de alteração	88
Figura 59 - Análise química de anatásio com Zr_2O_5 e Nb_2O_5	87
Figura 60 - Esquema da transformação mineral ao longo das facies estudadas no poço PQA e congêneres . .	92
Figura 61 - Distribuição esquemática dos produtos de transferência ao longo das facies estudadas no poço PQA e congêneres	93
Figura 62 - Distribuição das evoluções minerais e produtos de transferência ao longo das facies do poço PQB e congêneres	94
Figura 63 - Esquema da alteração mineral conjugada ao longo das facies	95
Figura 64 - Correlação entre Al_2O_3 e K_2O para as formações bauxíticas do poço PQA	100
Figura 65 - Diagrama de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ contra SiO_2 para as formações bauxíticas do poço PQA e congêneres	100
Figura 66 - Variação das composições ponderais entre SiO_2 , Al_2O_3 e $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$, dos principais termos das formações bauxíticas do Alto das Posses .	101
Figura 67 - Diagrama da percentagem de Al_2O_3 contra Fe_2O_3 para as formações bauxíticas do poço PQA . .	103
Figura 68 - Diagrama das percentagens de TiO_2 contra Fe_2O_3 para as formações bauxíticas do poço PQA e congêneres	103
Figura 69 - Diagrama das relações percentuais de TiO_2 contra Al_2O_3 nos horizontes do poço PQA e congêneres	104
Figura 70 - Distribuição das amostras analisadas para ETR no poço PQA	105

Figura 71 - Distribuição dos ETR em bauxita, argila matriz e rocha sã, em relação ao padrão condritico de Wakita et al. (1971)	107
Figura 72 - Comportamento dos ETR, normalizado em relação à rocha mãe para as diferentes amostras do perfil de alteração	107
Figura 73 - Mapa geomorfológico e estrutural dos depósitos de talude na porção sul do maciço (Lavrinhas e Queluz)	122
Figura 74 - Esboço geológico e estrutural da área do maciço alcalino Passa Quatro e dos depósitos de talude (em anexo)	
Figura 75 - Perfil PAS 3 da superfície superior com seus horizontes	123
Figura 76 - Perfil PL 3 da superfície mediana com seus horizontes	127
Figura 77 - Perfil da superfície inferior extraído de afloramento natural	128
Figura 78 - Corte esquemático geral de representação integrada das várias superfícies	129
Figura 79 - Evolução esquemática das superfícies pedimentares	138
Figura 80 - Comparação entre a tectônica, magmatismo e sedimentação das bacias tafrogênicas	147
Figura 81 - Esquema da distribuição das facies da Bacia de Resende	150
Figura 82 - Proposta de evolução cronológica das superfícies superior, mediana e inferior	154

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

Pg.

Fotografia 1 - Depósitos de talude relacionados com a superfície Superior (S2)	123
Fotografia 2 - Vista geral das superfícies estudadas . .	124
Fotografia 3 - Seixos com feição brechóide contendo fragmentos de caolinita, bauxita etc..	124
Fotografia 4 - Vista geral da Superfície Mediana (S2) e Superfície Inferior (S3)	126
Fotografia 5 - Horizontes principais da Superfície Mediana (S2)	127
Fotografia 6 - Nodulações no horizonte inferior da Superfície Mediana (S2)	128
Fotografia 7 - Horizonte de bauxita isalterítica da Superfície Mediana (S2)	128

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Pg.

Fotomicrografia 1	- Lâmina delgada contendo esfeno, nefelina e FK	30
Fotomicrografia 2	- Relação entre plagioclásio e feldspatos alcalinos em micropertita . . .	32
Fotomicrografia 3	- Relação textural de FK pertítico com plagioclásio	33
Fotomicrografia 4	- Carta de repartição de Fe na fotomicrografia 3	34
Fotomicrografia 5	- Carta de repartição de Na na fotomicrografia 3	34
Fotomicrografia 6	- Carta de repartição de K na fotomicrografia 3	34
Fotomicrografia 7	- Carta de repartição de Si na fotomicrografia 3	34
Fotomicrografia 8	- Seção delgada de nefelina sienito com anortoclásio, nefelina e ortoclásio	35
Fotomicrografia 9	- Análise química semi-quantitativa de Si	35
Fotomicrografia 10	- Carta de repartição de Fe na fotomicrografia 8	36
Fotomicrografia 11	- Carta de repartição de Al na fotomicrografia 8	36
Fotomicrografia 12	- Carta de repartição de K na fotomicrografia 8	36
Fotomicrografia 13	- Carta de repartição de Na na fotomicrografia 8	36
Fotomicrografia 14	- Magnetita titanífera em FK	48
Fotomicrografia 15	- Carta de repartição de Fe na fotomicrografia 14	48

Fotomicrografia 16 - Carta de repartição de Si na fotomicrografia 14	48
Fotomicrografia 17 - Carta de repartição de Ti na fotomicrografia 14	48
Fotomicrografia 18 - Microfissura em FK micropertítico com análise química em perfil para SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e MnO	52
Fotomicrografia 19 - Fragmento de bauxita na facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica	57
Fotomicrografia 20 - Fissura em nefelina com gibbsita e Goethita	64
Fotomicrografia 21 - Microanálises químicas em cristal de nefelina em início de alteração	64
Fotomicrografia 22 - Fosfato de ETR em pseudomorfose de egerinaugita	68
Fotomicrografia 23 - Cristal de egerinaugita em início de alteração	74
Fotomicrografia 24 - Pseudomorfose de piroxênio parcialmente destruído por invasão de plasma gibbsítico	75
Fotomicrografia 25 - Pseudomorfose de piroxênio, preenchido por goethita e outros óxidos / hidróxidos de Fe	79
Fotomicrografia 26 - Pseudomorfose de biotita por goethita com invasão de gibbsita	83
Fotomicrografia 27 - Pseudomorfose de biotita por goethita, inclusa em pseudomorfo de nefelina	84
Fotomicrografia 28 - Carta de repartição de Fe para o local da fotomicrografia 27	84

Pg.

Fotomicrografia 29 - Carta de repartição de Al para o local da fotomicrografia 27	84
Fotomicrografia 30 - Carta de repartição de Si para o local da fotomicrografia 27	84
Fotomicrografia 31 - Anatásio em cavidades de dissolução no esfeno e deposição de goethita .	88
Fotomicrografia 32 - Cristais de gibbsita em associação com alguns cristais de goethita . . .	96

RESUMO

Esta tese discute a evolução geoquímica, mineralógica, micromorfológica e geomorfológica da rocha sã e dos perfis de alteração laterítica associados com o maciço alcalino de Passa Quatro, que ocupa uma área de 148 km² nos limites dos Estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro.

Foram distinguidos dois tipos principais de depósitos bauxíticos: a) os de *topo*, que predominam na porção norte do maciço e b) os de *talude* que ocupam principalmente a porção sul e subsidiariamente a porção noroeste.

O primeiro tipo de depósito apresenta um horizonte de bauxita isalterítica com estrutura e textura conservados e em continuidade com a rocha mãe. Nas porções mais baixas, ocorre um horizonte caolinítico na interface bauxita com a rocha mãe.

O segundo tipo de depósito, encontrado também sobre rochas do embasamento, apresenta três horizontes principais: a) horizonte inferior, b) horizonte caolinítico com bauxita e c) horizonte argiloso amarelo claro.

Nos perfis de alteração bauxítica "in situ" foram reconhecidas da base para o topo as seguintes facies: "córtex de alteração", "caolinita com fragmentos de bauxita isalterítica", "bauxita isalterítica maciça", "bauxita isalterítica fraturada" e "couraça alumino-ferruginosa fragmentada".

O estudo da sequência de alteração dos minerais primários mostrou a seguinte ordem em grau crescente de resistência: nefelina e apatita, ortoclásio micropertítico e albita, sanidina, piroxênio; biotita, esfeno e opacos. A alteração destes minerais normalmente formam pseudomorfos, a partir da neoformação de oxihidróxidos de ferro e de alumínio, liberados durante a hidrólise daqueles minerais, com exceção de apatita e albita, cujos produtos de dissolução são totalmente lixiviados.

As remobilizações ocorrem em diferentes escalas (macro e micro), com formação de feições típicas de deposição após transporte. Na escala dos perfis, foi reconhecida a lixiviação de Ca, Na, K, Mg e Si, e acumulação relativa e absoluta de Fe, Al, Ti, Mn e ETR. Estes últimos (ETR) apresentam comportamento diferenciado ao longo do perfil de alteração.

A bauxita isalterítica apresenta indícios de degradação posterior à sua formação através de três mecanismos principais:

- a) remobilização de alumínio e ferro superficialmente, com deposição logo abaixo, formando um nível de acumulação absoluta (couraça alumino-ferruginosa fragmentada);
- b) ressilicificação da gibbsita gerada diretamente na base de perfis que recebem sílica por migração lateral, proveniente de perfis topograficamente acima; este mecanismo gera a facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica;
- c) degradação mecânica das jazidas de bauxita com formação de depósitos de talude, gerando três grandes unidades geomorfológicas na região: Superfície Superior (S1), Superfície Mediana (S2) e Superfície Inferior (S3).

Foi possível ainda correlacionar os depósitos aqui estudados com outras feições sedimentares e geomorfológicas, resultando na proposição de duas épocas de bauxitização: uma do Eoceno Inferior a Oligoceno Inferior e outra do Mio-Plioceno ao período atual.

A superfície S1 teria sido gerada concomitante ou após a atividade tectono-vulcânica do início da formação do rift do Paraíba do Sul, do Eoceno Superior a Oligoceno Médio, a superfície S2 é relacionada ao Mioceno médio ao Mioceno Superior e a superfície S3, entre o Plioceno e Quaternário.

ABSTRACT

The objective was to study the lateritic bauxite deposits related to the weathering of the nepheline syenite of the Passa Quatro alkaline massif. This massif occupies 148 Km² and is situated in the limits of the São Paulo, Minas Gerais and Rio de Janeiro states.

Two types of bauxite deposits were distinguished :

a) summital deposits- predominating in the northern portion of the massif has a isalteritic bauxite horizon which preserved structure and texture and overlies directly the parent rock. In the lower part a kaolinitic horizon is found between the bauxite and its parent rock.

b) the piedmons deposit, predominanting in the south of the massif, with the same facies as the summital bauxites, but occurring as colluvial deposits upon the metamorphic rocks of the basement surrounding the massif.

In the authohtonous bauxitic alteration profiles, the following facies were recognized from botton to top: fresh rock (nepheline syenite), alteration cortex, kaolinite with isalteritic bauxite fragments; massive isalteritic bauxite; fragmentary isalteritic bauxite and fragmentary aluminium-iron crust, in the lower part with a facies of isalteritic bauxite fragments embedded in kaolinite matrix is found.

The alteration sequence of primary minerals follows the increase order of the stability: nepheline, apatite, microperthitic orthoclase and albite, sanidine, pyroxene, biotite, sphene and opaque minerals. These mineral are normally replaced by the pseudomorphos of iron and alumin-um hydroxides, liberated during the hidrolisis, except for apatite and albite whose dissolution products are totally leached.

Remobilisations and leaching occurs at different scales, showing features characteristical of allocthonous deposits.

At profile scale, the leaching of Ca, Na, K, Mg and Si, as well as relative and absolute accumulations of Fe, Al, Ti, Mn and REE has been recognised. The latter (REE) presents a differentiated behaviour along the alteration profile.

Signs of post-formation degradation by three main mechanisms of the isalteritic bauxite are found:

a) surficial remobilisation of Al and Fe, accumulating immediately below, forming an absolute concentration level (fragmentary aluminium-iron crust);

b) resilication of gibbsite, occurring directly at the base of the profiles, by lateral migration of SiO_2 , from topographically higher profiles. This mechanism originates the kaolinite facies with isalteritic bauxite fragments;

c) mechanical degradation of the bauxite deposits forming piedmonts deposits and three large geomorphological units in the region: Upper surface (S1), Middle surface (S2) and Lower surface (S3).

It was possible to correlate the studied deposits with the other sedimentary and geomorphological features and two bauxitization periods could be proposed: a first one during the Lower Eocene to Lower Oligocene and the other one during the Miocene to the present time.

The S1 surface would be formed during or after the tectono-vulcanic activity at the beginning of the Paraíba do Sul rift's formation between the Upper Eocene and Middle Oligocene. The S2 surface is related to the Middle to Upper Miocene and the S3 surface to the Pliocene to Quaternary period.

RÉSUMÉ

Cette étude a pour objet les gisements de bauxites latéritiques liés à l'altération de syénites néphéliniques du massif alcalin de Passa Quatro. Ce massif occupe une zone de 148 Km² aux limites des États de São Paulo, Minas Gerais et Rio de Janeiro.

Les travaux de terrain ont conduit à distinguer de ux types principaux de gisements de bauxites:

- a) les bauxites sommitales, prédominant dans la partie nord du massif, présentent un faciès à structure et texture conservées (bauxite isaltéritique) en continuité avec la roche mère;
- b) les bauxites de piedmont, prédominants au sud du massif présente le même faciès (isaltéritique) que les bauxites sommitales mais disposés en dépôt colluvionaire sur les roches du socle entourant le massif.

L'étude pétrologique des faciès, a permis d'établir les diverses étapes des évolutions structurales, minéralogiques et géochimiques conduisant de la roche mère à la bauxite et à la cuirasse alumino-ferrugineuse supérieure.

Ainsi dans les profils de bauxite sommitales, la séquence verticale complète reconnue et étudiée de bas en haut est la suivante: roche saine (syénite néphélinique), cortex d'altération, bauxite isaltéritique massive, bauxite isaltéritique fracturée et cuirasse alumino-ferrugineuse fragmentaire. A ce profil typique des parties amont des toposéquences s'ajoutent dans les parties aval, un horizon à kaolinite avec fragment de bauxite isaltéritique, séparant la roche mère de la bauxite isaltéritique massive.

Les résultats de cette étude ont permis d'établir, dans

cette évolution en place, la séquence d'altération des minéraux primaires suivant l'ordre croissant de leur résistance: népheline et apatite, ortoclase microperthitique et albite, sanidine, pyroxène, biotite, sphène et minéraux opaques. A l'exception des apatites et des albites dont les produits de dissolution sont lixiviés ou intégrés aux autres minéraux secondaires, les minéraux secondaires néoformés, oxyhydroxydes de fer (goethite) et hydroxides d'alumine (gibbsite) pseudomorphosent les minéraux primaires. Ainsi la texture pétrographique est conservée.

Du point de vue géochimique, il est mis en évidence la lixiviation complète des éléments alcalino-terreux et alcalins (Ca, Na, K, Mg) et de la silice, entraînant une accumulation relative des éléments résiduels (Fe, Al, Ti, Mn et Terres Rares). Ces éléments sont soumis à des remobilisations, observables dans la formation de traits typiques de dépôts après transport (cutanes), et conduisant à des accumulations absolues que enrichissent le minerai.

Ces bauxites isaltéritiques sommitales sont soumises à des dégradations qu'il est possible de regrouper en trois mécanismes principaux:

a) En surface des profils en place, il y a remobilisation du fer et de l'alumine; une partie de l'alumine est entraînée vers les horizons inférieures, alors que le fer a plutôt tendance à s'accumuler de manière relative. Ainsi le faciès de bauxite isaltéritique évolue vers un faciès de cuirasse alumino-ferrugineuse.

b) les parties aval de toposéquence; à la base des profils venant des parties amont de toposéquence; cette silice entraîne des resilicifications partielles de la gibbsite. Ainsi à partir du faciès de bauxite isaltéritique se forme un horizon à kaolinite dans lequel s'observe encore quelques fragments de bauxite isaltéritique.

c) Enfin, en relation avec l'évolution tectonique régionale, la dégradation mécanique des bauxites sommitales fournit d'importants matériaux colluvionnaires. Ceux-ci sont disposés suivant trois surfaces étagées: supérieure, moyenne et inférieure. Dans ces pédiments blocs et boules de roches sont alors soumis à une altération avec formation de kaolinite, alors que les boules et

fragments de bauxite isaltéritique sont soumis à une resilicification.

Il a été possible au regard de ces études pétrologiques d'établir des corrélations entre les gisements de bauxites et d'autres traits sédimentaires et géomorphologiques, relevés dans les bassins sédimentaires du rift de la " Paraiba do Sul" (Bassin de Taubaté et de Resende) ou sur les bords du rift. Il en résulte une proposition de deux époques de bauxitisation: l'une s'étendant durant l' Eocène et l'autre à partir du Miocène et encore actuelle.

La surface pédimentaire supérieure, serait contemporaine de l'activité tectonique liée à l'ouverture du rift, laquelle a débuté à l'Eocène supérieure; la surface moyenne pourrait être mise en relation avec d'ultimes mouvements tectoniques (Miocène moyen et supérieure). La surface inférieure résulte depuis le Pliocène, des effets mécaniques d'une forte érosion entraînant le lessivage des éléments fins argileux des deux surfaces supérieures.

I.1. INTRODUÇÃO

A associação de depósitos de bauxita com rochas ígneas alcalinas é conhecida na literatura nacional especializada desde a década de 40, estes depósitos encontram-se distribuídos principalmente pela região SE, notadamente próximo a costa. O processo de bauxitização sobre estas rochas é controlado pelas condições climáticas e topográficas e a sua origem pode ser atribuída a evento (ou eventos) de alitização generalizada. Este processo é acompanhado de hidrólise parcial dos minerais primários, resultando desse modo na formação de minerais argilosos, os quais são acompanhados por hidróxidos de alumínio (gibbsita principalmente).

As rochas alcalinas, notadamente os nefelina sienitos, apresentam uma mineralogia que as tornam mais susceptíveis aos efeitos dos processos de alteração cujo produto final é a concentração de minerais de alumínio. Este aspecto se deve ao baixo conteúdo em certos elementos, tais como o Fe, a sílica, ou mesmo a ausência de quartzo na forma livre, os quais concorrem para a geração de depósitos bauxíticos com minérios de excelente qualidade.

Diversos trabalhos da literatura (nacional e estrangeira), sobre processos de alteração de rochas alcalinas, voltam-se principalmente aos aspectos relacionados ao mecanismos de alteração mineral. Neste sentido, estes trabalhos consideram como os primeiros minerais na ordem de alteração aqueles do grupo dos feldspatóides, inicialmente a nefelina e, em seguida, a sodalita. Além disso, alguns nefelina sienitos, sobretudo os portadores de egerinaugita, demonstram simultaneidade na alteração de ambos minerais e, em alguns casos, o piroxênio apresenta alteração que precede a do feldspatóide. Neste quadro de alteração, ocorre a desestabilização de alguns anfibólios (hornblenda entre outros), seguida pelos feldspatos. Entre estes, o plagioclásio (albita) precedem o feldspato potássico (ortoclásio e eventualmente, micropertita, anortoclásio e microclínio). Como o feldspato potássico perfaz mais da metade da composição mineralógica

global das rochas alcalinas, a sua rápida alteração contribui para acelerar a instabilidade do arcabouço original da rocha sã.

I.2. OBJETIVO

As formações bauxíticas lateríticas associadas ao maciço de Passa Quatro encerram problemas de ordem micromorfológico, mineralógico, geoquímicos, genéticos, cronológicos e de morfologia de relevo que apresentam complexidade razoável.

Face a existência destes problemas é que foram definidos os objetivos desta pesquisa que apresenta, o estudo dos aspectos geoquímicos, mineralógicos e de evolução micromorfológico ao longo de perfis de alteração e de sua relação com o relevo. A compreensão destes aspectos teve como base o estudo de topossequências que permitiram definir de modo mais seguro os horizontes de alteração associados aos depósitos bauxíticos conhecidos. Adicionalmente procurou-se estabelecer a correlação lateral e vertical destes depósitos bem como definí-los cronologicamente.

I.3. METODOLOGIA

Esta pesquisa foi desenvolvida em duas fases principais de trabalho conduzidos paralelamente. A primeira fase compreendeu cinco campanhas de campo e a segunda envolve atividades laboratoriais que foram executadas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e no Laboratório de Petrologia de Superfície da ORSTOM, em Bondy-França. Estas etapas foram executadas ao longo do triênio 1985/1987.

Trabalhos de Campo

Foi realizada a cartografia geológica visando os objetivos propostos neste trabalho, procurando de um lado focalizar os aspectos geológicos e de outro os aspectos geomorfológicos.

cos. Durante o mapeamento foram utilizadas fotos aéreas em escala 1:60.000 da USAF e cartas topográficas do IBGE na escala 1:50.000, abrangendo os municípios de Cruzeiro (SP) e Passa Quatro (MG). O mapeamento seguiu a metodologia de campo convencional recomendada nos compêndios de COMPTON (1962); LOW (1957), FORRESTER (1946), KOTTLOWSKI (1965) e BARNES (1981).

Na fase preliminar utilizou-se de fotos aéreas para o mapeamento e a delimitação dos conjuntos geológicos e geomorfológicos associados aos depósitos bauxíticos. A estes últimos, foram adicionados os resultados obtidos por trabalhos de prospecção e cubagem oriundos de diversos depósitos associados ao maciço de Passa Quatro, executados pela Companhia Brasileira de Alumínio (CBA, 1974) e pela Mineração Curimbaba (CURIMBABA, 1981).

A associação destes dados, mais os obtidos diretamente no campo, permitiram eleger locais mais adequados para a locação e execução de poços de pesquisa (total de 19), os quais foram efetuados com ferramentas manuais, com o mais profundo deles atingindo 19 metros (Poço PQL 21), a metragem total perfurada alcançou 176,6 metros.

Foram descritas diferentes facies observadas ao longo dos perfis de alteração, nas quais efetuou-se dois tipos de amostragens, uma com coleta de amostras de forma convencional de diferentes horizontes e outra de amostras indeformadas destes. Os dois tipos de amostragem foram executadas diretamente nos poços de pesquisa. Posteriormente efetuou-se a separação e classificação das mesmas em laboratório com apoio de lupa binocular.

Trabalhos de Laboratório

Várias técnicas de observação e de análise são empregadas para o reconhecimento das mudanças ou da evolução estrutural, mineralógica e geoquímica que a rocha sofreu durante a alteração. Estas técnicas podem ser divididas em *destrutivas* e *não destrutivas*.

Técnicas não destrutivas (preservação da estrutura original da a mostra)

1. Impregnação

Para a confecção de lâminas delgadas, as amostras foram inicialmente impregnadas com resinas polimerizadas (resapol T-208) e posteriormente reimpregnadas, com a finalidade de produzir o endurecimento das amostras. Este procedimento possibilitou o corte e polimento sem prejuízo da estrutura original da rocha, evitando desse modo a perda de materiais das amostras que apresentavam-se alteradas.

O procedimento empregado na impregnação foi baseado na metodologia proposta por VERBEKE (1969), JONGERIUS & HEINTZBERGER (1975) e GUILLORÉ (1981). Algumas amostras foram previamente endurecidas com emprego de verniz segundo método descrito por GAINÉ (1973), ORSTOM-CAYENNE (1984), com adaptações de PARISOT et al. (1986).

2. Microscopia Óptica

Nas lâminas delgadas impregnadas processou-se a identificação mineralógica e à análise micromorfológica dos constituintes primários da rocha mãe e dos produtos secundários da alteração. O estudo óptico de lâminas provenientes de amostras de diferentes horizontes, onde a rocha mãe representa a base e os produtos secundários observados em superfície representam o topo, permitiu o reconhecimento de relações importantes da alteração mineral e de sua interação com os micromeios, bem como facilitou reconhecimento do tipo de microssistemas de alteração predominante em cada fase da alteração.

Após a análise petrográfica, selecionou-se, ao microscópio, as fases mais significativas do processo de alteração da rocha, com o objetivo de realizar determinações morfológicas, químicas (quantitativas, semiquantitativas e qualitativas), sen-

do estas últimas pontuais (microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica).

Finalmente, as amostras com estruturas conservadas foram separadas em pequenos fragmentos visando a determinação da densidade aparente, de tal forma que permitisse o cálculo isovolume (BONIFAS & MILLOT, 1955).

3. Microanálise por Microsonda Eletrônica

Estas microanálises foram executadas em lâminas delgadas e polidas, metalizadas com carbono ou com ouro, com detecção dos constituintes químicos sendo realizada de modo pontual.

Dois tipos de análises foram executadas: espectrometria de dispersão por ondas longas (WDS) e por dispersão de energia (EDS); sendo a primeira realizada em cartas de repartição de elementos, com execução de análises químicas qualitativas linear e a segunda com execução de análises pontuais.

4. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A microscopia de varredura (MEV) foi empregada em fragmentos de material após a descrição em lupa, em montagens metalizadas com carbono ou com ouro. Esta técnica de análise qualitativa permite a observação espacial dos constituintes minerais do material analisado e do seu arranjo.

O princípio e a metodologia da microscopia eletrônica de varredura e de microanálises são tratados por MAURICE et al. (1978). O tipo de equipamento utilizado foi um MEV Stereoscam 200 (da marca Cambridge) equipado com um WDS inclinado e detector de silício (ou lítio) ligado a um computador LINK.

Fig. 1.- MAPA DE LOCALIZAÇÃO

Técnicas Analíticas Destrutivas

1. Determinação mineralógica por Difração de Raios X, sobre amostras totais ou frações isoladas, pulverizadas. Estas frações foram em parte selecionadas manualmente (estilete e micro broca) e em parte selecionadas por peneiramento do material com separação mecânica dos minerais magnéticos.

2. Análise química quantitativa de amostras totais ou de frações por via úmida (Laboratoire de Geochimie da ORSTOM de Bondy-França). Análise química para determinação de elementos Terras Raras com emprego de ativação neutrônica em amostras previamente selecionadas (Centre d'Energie Atomique de Sacloy- França).

I.4. ÁREA DE ESTUDO

I.4.1 Localização e Acesso

A área objeto deste estudo está contida nas folhas topográficas do IBGE, em escala 1:50.000, referente aos municípios de Cruzeiro (SF-23 A I V 1), no Estado de São Paulo e, Passa Quatro (SF-23 Z A I 3), no Estado de Minas Gerais (Figura 1).

Nesta área, foram selecionados dois locais para de talhamento geológico e geomorfológico e para locação das toposequências. O primeiro local situa-se na porção norte do maciço (Figura 2a, Alto das Posses) e o segundo, na porção sul do maciço (Figura 2b, Lavrinhas-SP).

O acesso a primeira área pode ser efetuado a partir de Itamonte-MG pela BR-354, ou a partir da Rodovia Presidente Dutra, em Engenheiro Passos-RJ, tomando-se a mesma rodovia (BR-354) no sentido Engenheiro Passos-Itamonte. Nesta rodovia, na altura do Hotel Casa Alpina, o acesso é feito através de uma estrada encascalhada que dista cerca de 8 quilômetros da lavra de bauxita.

Figuras 2a e 2b - Mapas de localização das regiões do Alto das Poses (2a) e de Lavrinhas (2b), as áreas hachuradas compreendem setores estudados em detalhe.

A segunda área pode ser atingida a partir da cidade de Cruzeiro, no sentido Cruzeiro-Lavrinhas (Figura 2b) na altura da ponte sobre o Rio Jacu deve-se tomar o acesso à esquerda, dirigindo-se daí para a localidade de Pinheiros e desta em direção à Fazenda Mato Quieto e o Sítio Boa Vista.

1.4.2 Relevo

O maciço de Passa Quatro constitui-se na mais expressiva feição topográfica da área estudada e juntamente com o maciço de Itatiaia, a leste, representam o acidente geográfico mais destacável da Província Estrutural da Mantiqueira (HASUI & FONSECA, 1981). Os pontos culminantes da região situam-se no Pico da Pedra da Mina, no maciço de Passa Quatro, com altitude de 2770 m e o das Agulhas Negras, no maciço do Itatiaia, com altitude de 2787 m (PENALVA, 1967; IBGE, 1974).

Na área de estudo destacam-se três zonas geomorfológicas distintas: a) *Zonas de montanha*, onde o maciço de Passa Quatro é o principal representante, com cotas topográficas entre 1300 a 2770 m, com valores médios de 1800 m; b) *Zonas de vertentes e colinas*, compreendendo os depósitos de talude da porção norte, oeste e sul da área, com cotas entre 800 e 1300 m e c) *Zonas de vales baixos* situados na porção sul do maciço (região de Lavrinhas e Queluz) em cotas de 500 a 800 m.

O primeiro compartimento abrange os municípios de Itamonte, Itanhandú e Passa Quatro e dispõe-se na porção terminal do planalto sul-mineiro. Corresponde à associação de elevadas escarpas (maciço de Passa Quatro) e morros mais ou menos isolados, cujo limite é balisado pela borda norte do Vale do Paraíba (ALMEIDA, 1964).

No interior do maciço, o relevo é montanhoso e escarpado, com declividade superior a 30° e vertentes de perfil retilíneo. Contudo, existem áreas que apresentam relevo pouco mais suave, associadas a vales intramontanos, com declividades

inferiores e vertentes de perfil convexo-retilíneo. Bordejando o maciço, tanto na porção norte como na sul (mais expressivas), são encontradas superfícies relativas aos depósitos de talude.

1.4.3 Clima da Área

O clima atual da área estudada é extremamente particular, sendo em grande parte determinado pelas condições topográficas singulares do maciço e da região serrana da Mantiqueira.

Vários autores têm assinalado que a compartimentação geomorfológica é o principal fator responsável pelas condições climáticas divergentes da região (CONTI, 1972; NÓBREGA, 1974; NIMER, 1979). Informações importantes sobre o clima e o microclima atual, que serão apresentados no decorrer deste capítulo, foram coletados pelo DAEE e pelo Ministério da Agricultura a partir de Estações e Postos meteorológicos de Campos do Jordão (1650 m), Pindamonhangaba (528 m), Cruzeiro (557 m) e Queluz (500 m) pelo lado paulista; Itatiaia (2199 m) e Resende (404 m) pelo lado fluminense e Passa Quatro (920 m) pelo lado mineiro.

Características Climáticas das Zonas Montanhosas (1300-2770 m)

Para NIMER (1979) predomina neste setor o clima tropical médio-super úmido, sem seca ou com sub-seca, com precipitação média anual de 2398 mm. Estas características são comuns ao longo de toda a escarpa da Serra da Mantiqueira, desde a altura de Campos do Jordão até o Itatiaia, neste último em cotas superiores a 1600 metros e com precipitações superiores a 2000 mm, conforme pode ser observado na figura 3. Esta figura destaca a precipitação média anual para a região sudeste e nela encontra-se assinalada a área de estudo deste trabalho. Nesta, verifica-se uma precipitação média anual de 2000 a 2250 mm.

Figura 3 - Isoetas anuais em mm para a região sudeste (modificado de NIMER, 1979). A seta indica a área de estudo.

Um fato interessante assinalado pelo autor é a grande diferença de precipitação observada entre a porção superior do Itatiaia e a região de Resende (404 m), com valores de 1623 mm para esta e de 2398 mm para aquela, embora os postos de observação disponham-se ao longo da mesma escarpa da Serra da Mantiqueira.

Nota-se, portanto, que a configuração topográfica é a principal responsável pelas variações climáticas, pois, influencia a precipitação, uma vez que atua aumentando a turbulência do ar durante sua ascendência, sobretudo quando da passagem de correntes perturbadas, produzindo o denominado efeito de Fohn (NIMER op.cit.).

A repartição das precipitações faz-se segundo duas estações bem marcadas (figura 4): uma chuvosa (verão), entre os meses de outubro e março, com máxima entre os meses de dezembro e janeiro (400 mm); e outra seca (inverno), com mínima em julho de

TABELA 1 (Valores médios, modificado de Souza et al. 1973)

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Meses	Média/Total Anual
21,3	21,2	20,5	18,3	15,7	14,0	13,4	15,0	17,4	19,0	19,8	20,3	Temp/°C	17,99
267	225,6	166,5	57,8	42,7	26,7	14,2	21,5	62,7	110,1	174,5	268,2	Prec/mm	1437,5

TABELA 2 - Comparação de Dados Climatológicos das Estações de Pindamonhangaba e Campos de Jordão (DAEE 1961-1984).

	Umidade r. ar	Insolação	pp. mensal (mm)	Veloc. dos Ventos	Temp. Média
Pindamonhangaba	77,1	0,52	113,1	0,6	21,9
Campos do Jordão	87,1	0,43	161,3	1,8	13,1

de 60 mm. A média anual de temperatura é de 11,5°C, com máxima em janeiro de 25°C e mínima em julho de -6°C.

Figura 4 - Condições climáticas atuais para o alto do maciço do Itatiaia.

Distingue-se assim, uma expressiva variação pluviométrica e termométrica local, o que assegura uma assinatura climática particular para o Alto do Itatiaia. Estas condições são responsáveis pela ausência de calor mesmo durante o verão, fato este comandado pelo constante resfriamento adiabático das massas de ar (NIMER, op. cit.).

Características Climáticas das Zonas de Vertentes e Colinas (800 - 1300 m)

Neste domínio predomina o clima tipo mesotermal úmido em condições sub-secas. O registro das três últimas décadas demonstra verões curtos e suaves com temperatura média do mês mais quente inferior a 23°C (Média) e a do mês mais frio inferior a 18°C. Devido à altitude este modelo climático apresenta pelo menos um mês de seca no inverno, com precipitação pluviométrica inferior a 60 mm.

Os dados termo-pluviométricos relacionados na tabela 1, obtidos na estação meteorológica de Passa Quatro, com altitude de 920 m, indicam temperatura média anual de 18°C e preci

pitação pluviométrica de 1437,5 mm/ano.

A figura 5 ilustra o balanço hídrico para o setor, levando em conta a variação mensal da pluviosidade e da evapotranspiração potencial. O diagrama apresentado foi construído segundo o método de THORNTHWAITE & MATHER (1955), para um período de observação de 1952 a 1982. Alguns aspectos podem ser apontados a partir do comportamento das curvas obtidas:

- de outubro a abril ocorre um "superavit" de água. Neste período parte da precipitação é absorvida pelo solo até completar sua capacidade disponível de armazenamento, enquanto o excedente passa a alimentar o lençol freático e as drenagens de superfície.

Figura 5 - Representação gráfica do balanço hídrico para a região compreendida pelo município de Passa Quatro posto meteorológico a 920 m.

- no período de abril a setembro ocorre "deficit" de precipitação que passa a atender à demanda de evapotranspiração (curva B). Há então retirada de umidade armazenada no solo. Isto faz com que se reduza a umidade do solo, acompanhada de rebaixamento do lençol freático e diminuição na vazão das drenagens superficiais. Este período embora seco, apresenta água disponí-

Figura 6 - Diagrama de distribuição dos postos e estações no Vale do Paraíba, mostrando a precipitação em mm contra a altitude.

vel no lençol freático, com pequenas perdas por evapotranspiração, as quais são relacionadas principalmente a diminuição do tempo de insolação e queda acentuada de temperatura.

Diante deste quadro, o clima para este setor, compreendendo porção do sul de Minas Gerais (Passa Quatro), Itanhandu e Itamonte) e parte sul, já no lado paulista (Lavrinhas e a porção norte de Queluz), pode ser classificado como do *tipo mesotérmico úmido com sub-seca*.

É preciso levar em conta, no entanto, que devido à diferença de altitude entre Passa Quatro (920 m) e o Alto das Posses (2000 a 2200 m), o quadro climático para este último deve apresentar uma pluviosidade maior, insolação menor, temperaturas médias mais baixas (evapotranspiração provavelmente menor) e drenagens de superfície mais acentuada.

Características Climáticas das Zonas de Vales Baixos (500 - 800 m)

Nesta zona a umidade relativa do ar é sensivelmente menor do que em relação às outras zonas, com a média dos últimos 10 anos ficando em 77,1% (estação meteorológica de Pindamonhangaba; DAEE, 1977 e IPT, 1981) e com uma insolação média mensal de 52% horas/dia. A precipitação média mensal é de 113,1 mm; a velocidade média mensal dos ventos é de 0,6 m/s e a temperatura média é de 21,9°C.

Os dados acima, quando comparados com os da estação meteorológica de Campos do Jordão, mostram um contraste expressivo em relação a velocidade de ventos, temperatura média e a precipitação mensal (vide tabela 2).

A tabulação de dados pluviométricos de várias localidades (postos e estações) do Vale do Paraíba e da Serra da Mantiqueira, versus a altitude, mostra claramente que ocorre maior precipitação nas partes elevadas do que nas partes baixas (figura 6).

Considerações Finais sobre o Clima da Área

A comparação dos dados climáticos da área estudada na região da Serra da Mantiqueira (Alto das Posses, Itamonte, Passa Quatro), com aquelas de cotas mais baixas situadas no Vale do Paraíba, permite apontar os seguintes aspectos:

- a temperatura média anual da região Serrana é sempre mais baixa do que a da região do Vale do Paraíba, sendo inferior a 17°C;
- a umidade relativa do ar na região serrana é mais elevada;
- a velocidade dos ventos da região serrana é sempre superior ao da região do Vale;
- o regime de insolação é inferior à região do Vale;
- a precipitação pluviométrica da porção elevada é superior a da região do Vale do Paraíba;

Em decorrência do exposto, para a área estudada (Passa Quatro, Alto das Posses e Lavrinhas/Queluz), pode-se considerar que a região do Alto das Posses (2200 m) apresenta um clima atual diferente do das regiões de Passa Quatro, Lavrinhas e Queluz.

Além disso, em função das condições microclimáticas particulares assinaladas na área estudada, pode-se adicionar o seguinte:

- a) o regime hídrico das áreas estudadas é bastante diferenciado, mostrando que as áreas mais elevadas encontram-se submetidas a condições de pluviosidade mais intensa do que o das áreas mais baixas e a uma temperatura média também inferior (figuras 2,3,4 e 5). Tal efeito é assinalado nas porções média e superior da bacia do Paraíba do Sul e entre Ilha Bela, São Sebastião, Pindamonhangaba e Campos do Jordão (NÓBREGA, 1974; CONTI, 1972).

- b) a mudança da precipitação, juntamente com outros agentes meteorológicos (vento, temperatura, umidade, etc.) são os responsáveis por esta divergência climática local, cujo condicionamento é dado pela atual configuração topográfica (NIMER, 1979; CONTI, 1972);
- c) as observações acima, adicionadas ao exposto neste capítulo, permitem concluir que por ocasião da estruturação do atual relevo na área, ocorreu modificação das condições climáticas então vigentes.

I.4.4 Vegetação

Na parte elevada do maciço alcalino de Passa Quatro, a vegetação dominante é a mata do tipo galeria, desenvolvida ao longo das drenagens principais e dos vales. Nas regiões de cotas mais elevadas, como a do Alto das Posses (1920 - 2200 m) são frequentes exposições de rocha sã, com desenvolvimento local de vegetação rasteira, tipo gramíneas.

Na presença de couraça alumino-ferruginosa capeando a rocha, a vegetação é também do tipo rasteira, predominando a "*Chusquea pinifolia*", representante de uma variedade de bambu de pequeno porte e a "*Cortadeira modesta*", variedade de capim que se desenvolve em moitas fechadas.

Nas partes mais baixas, em cotas acima dos 900 m (Itamonte, Passa Quatro, Lavrinhas) a mata de galeria presente corresponde a floresta do tipo subtropical de altitude, destacando-se floresta de Araucária e alguns tipos de *Podocarpaceas* ("*Podocarpus lamberti* e *Podocarpus sellowii*").

Nas cotas inferiores, parte significativa da mata primitiva foi substituída por pastagens e por reflorestamento ("*Pinus* e *Eucaliptos*").

I.4.5 Solos

De acordo com SOUZA et al. (1973) os solos da área abrangida pelo maciço alcalino de Passa Quatro dividem-se em dois grupos principais, solos mais evoluídos (latossolos) e solos pouco evoluídos (cambissolos). Entretanto, como são solos desenvolvidos sobre grande variedades de rochas alcalinas e metamórficas (xistos, quartzitos, gnaisses, migmatitos e granulitos) há uma estreita relação entre estas rochas e o perfil de alteração correspondente, quando "in situ". Os solos desenvolvidos sobre rocha metamórficas são essencialmente podzólicos. Podem, entretanto, ocorrer alguns cambissolos nessas litologias, bem como Rubrozens (SOUZA et al., 1973).

Na área compreendida pelas rochas alcalinas e pelos depósitos de talude, predominam solos do tipo cambissolos e latossolos. O estudo da gênese dos solos efetuado no maciço do Itatiaia por ANTONELLO (1983) demonstrou também a existência destas duas variedades, porém com distribuição topográfica diferenciada, o primeiro ocupando cotas topográficas mais elevadas e os últimos cotas mais baixas.

RODRIGUES e SILVA (1985) também destaca na área do Itatiaia a mesma relação topográfica entre os cambissolos e os latossolos, salientando porém a ocorrência de inversão no posicionamento dos mesmos, contrariando o que tem sido verificado em outras regiões; com os cambissolos ocupando preferencialmente as partes mais altas e íngremes do relevo e os latossolos restritos as partes mais baixas.

RODRIGUES e SILVA (op.cit.), com base num perfil de solo realizado na cota 2120 m, caracteriza para o mesmo uma matriz constituída por gibbsita, oriunda da transformação dos feldspatos. Este mineral, além da biotita, são encontrados até os horizontes mais superiores do solo, apontando desse modo para um processo de alteração incompleta do perfil, o que se deve principalmente ao processo de intensa movimentação física dos

produtos. Para o autor, isto pode representar condições hidrolíticas intensas, onde feldspatos alteram-se para gibbsita e micas (biotita em especial) para caolinita ou mesmo para outros minerais interestratificados (mica-vermiculita).

Para os cambissolos locais, RODRIGUES e SILVA (op. cit.) atribui uma evolução a partir de alteração "in situ" com pequena contribuição de material remanejado na parte superficial dos perfis. Tais solos refletem a base de perfis antigos, rejuvenescidos pela erosão, e que estão em desequilíbrio com as condições atuais. Esta observação já havia sido formulada por ANTONELO (1983), quando descreveu a existência de feldspatos, nefelina e biotita preservados nas frações arenosas do horizonte superior destes solos.

I.5. GEOLOGIA REGIONAL

O maciço alcalino de Passa Quatro situa-se na região denominada Província Mantiqueira Setor Central de HASUI & OLIVEIRA 1984 (in ALMEIDA et al., 1984). O corpo intrusivo encontra-se circundado pelos complexos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Grupo Açungui (FONSECA et al., 1979) (figura 7).

O Complexo Juiz de Fora na região próxima ao maciço é representado por gnaisses e migmatitos fortemente deformados. Ocorrem também, granulitos finamente bandados, blastomilonitos fortemente dobrados com eixos subhorizontais, transpostos com foliação subvertical. Ocorrem também "boudins" de anfibolitos granulitos básicos, cálcio-silicáticas, quartzitos e mármore. Parte deste complexo, entre os maciços de Passa Quatro e do Itatiaia encontra-se parcialmente fenitizado.

O Complexo Paraíba do Sul por sua vez compreende gnaisses e migmatitos diversos, tendo predomínio de tipos bandados e oftalmíticos, com paleossoma gnáissico, kinzigítico, granulítico, anfibolítico ou xistoso. Ocorrem subordinações de mármo-

res, de cálcio-silicáticas, xistos feldspáticos, cálcio- xistos, talco-xistos e metabasitos.

Embora o complexo tenha sido afetado por intensa migmatização, são encontrados, também, corpos graníticos e granitóides foliados ou não, bem como de quartzo-dioritos, dioritos e monzonitos gnaissificados.

As determinações radiométricas realizadas na região de Delfim Moreira e Passa Quatro para as rochas granitóides do Complexo Juiz de Fora, fornecem idades Brasilianas (CORDANI & TEIXEIRA, 1979).

Estes complexos são recortados por expressivos falhamentos transcorrentes pré-cambrianos, os quais foram reativados posteriormente, sendo responsáveis pela estruturação tectônica principal da região. O significado e importância destes falhamentos na configuração das unidades pré-cambrianas foi inicialmente discutido pelos trabalhos de HENNIES et al. (1967a e b), ao descrever o Falhamento de Taxaquara. Seguem-se novos trabalhos que definem o caráter transcorrente desta e de outras falhas da região (HASUI, 1973; HASUI, 1977; RIDEG, 1974; CARNEIRO, 1977).

Estas falhas transcorrentes são caracterizadas pela presença de protomilonitos e ultramilonitos, compreendendo faixas de rochas cataclásticas que atingem até 2 km de largura (ALMEIDA & HASUI, 1984). A elas associam-se falhas normais, com frequência situadas ao longo das Serras do Mar e da Mantiqueira, com direção predominante SW-NE. Estes falhamentos relacionam-se à tectônica tracional *mesozóica-cenozóica*, algumas delas evoluídas a partir de juntas pré-existentes a da reativação de zonas de falhas transcorrentes (HASUI et al. 1978).

I.6. GEOLOGIA LOCAL

O contato geológico do maciço de Passa Quatro com as rochas encaixantes é em grande parte encoberto por depósitos de talude (pedimentos do tipo colúvios, tálus e cones de dejeção). Todavia, localmente observam-se contatos tectônicos (falhas) e intrusivos, salientando-se o desenvolvimento de fenitização na porção NW do maciço.

As rochas fenitizadas, expostas na Garganta do Registro, são constituídas predominantemente por biotita gnaisses. São rochas leucocráticas, com alternância de leitos claros e escuros, sendo aqueles de textura granoblástica compostos de plagioclásios (oligoclásio/andesina) e ortoclásio e, estes por biotita e hornblenda, conferindo uma estrutura tipicamente bandada. Como acessórios aparecem quartzo, opacos, augita, zirconita, esfeno e fluorita. Segundo RIBEIRO FILHO (1967) a ocorrência mais expressiva de tais rochas é na Fazenda Dois Irmãos, na subida do vale formado pela Garganta do Registro.

A área exposta do maciço é de cerca de 110 km² (RIBEIRO FILHO, 1967; PENALVA, 1967), contudo, RODRIGUES (1980) amplia para 212 km² com base na utilização de imagens de satélite e de radar. No presente trabalho, utilizando o mapeamento das litologias e das formações superficiais apoiadas em fotos aéreas, obteve-se uma área de cerca de 148 km².

Petrograficamente este maciço é constituído de sienitos, nefelina sienitos, foiaítos, nefelina-microsienitos e tipos porfiróides de nefelina sienitos e tinguaitos (RIBEIRO FILHO op. cit.). Reconhece-se ainda a existência de granito alcalino (Pico do Itaguaré), intrusivas de caráter alcalino como traquiandesitos, tinguaitos fonolitos etc. (SOUZA et al., 1973). O maciço em pauta é considerado por ULBRICH & GOMES (1981) como uma associação granítica alcali-sienítica.

ALMEIDA (1983) inclui o maciço de Passa Quatro no

Figura 8 - Distribuição das rochas alcalinas mesozóicas na região sul da Plataforma Sul-Americana. 1- Dique de Diabásio, 2- Corpo de rocha alcalina, 3- Identificação e idade do corpo (Ma), 4- Cobertura cenozóica, 5- Cobertura paleozóica, 6- Orientações estruturais do embasamento. (DE ALMEIDA 1986).

Figura 9 - Perfil geológico de ASMUS & FERRARI (1978). Esquema transversal à área submetida ao tectonismo cenozóico, sem escala. Destaca-se o escalonamento dos falhamentos, com caimento maior para norte. Como resultado formam-se áreas elevadas (Serra da Mantiqueira, Serra do Mar, etc) e entre elas, áreas em depressão do tipo semigraben (Vale do Paraíba do Sul, Baixada Fluminense).

que denomina Província da Serra do Mar. Além disso, inclui na mesma província os maciços do Itatiaia, Morro Redondo, Tinguá, Mendanha, Cabo Frio, Rio Bonito e Morro de São João, todos no Estado do Rio de Janeiro. Este autor estabelece também uma íntima relação entre as feições tectônicas maiores (falhas transcorrentes e de gravidade), de idade pré-cambriana com estes maciços. Tais falhas representariam zonas de fraqueza que, quando reativadas, durante o Mesozóico, serviram de conduto para a colocação de grande parte destas intrusões alcalinas da Província da Serra do Mar (figura 8).

Durante os trabalhos de campo, constatou-se a influência destes falhamentos no maciço de Passa Quatro. A falha de Jundiuvira, por exemplo, no seu prolongamento afeta este maciço na direção SW/NE (figura 7). No interior do maciço, em continuidade, com a referida falha, foi encontrado vulcanismo explosivo de brecha alcalina ainda não descrito neste corpo alcalino. A borda sul deste maciço encontra-se afetada por falhas normais, de idade cenozóica. Tais falhas são escalonadas, com basculamento de blocos, e representam o limite norte do rift do Paraíba do Sul.

A instalação de novos falhamentos e a reativação de falhamentos antigos, são aqui considerados de acordo com o modelo de ASMUS & FERRARI (1978), conforme ilustrado na figura 9, o qual fundamenta-se no de ALMEIDA op.cit., pelo menos no que tange a tectônica, magmatismo e idade.

A reativação destes falhamentos, sua descrição e influência na estruturação do rift do Paraíba do Sul e consequente condicionamento na evolução das bacias tafrogênicas, encontra-se amplamente discutido em ALMEIDA (1976), CARNEIRO (1977), HASUI (1978), VESPUCCI (1984), MELO et al. (1985 a e b).

Esta atividade tectônica reflete-se nos depósitos de talude com bauxita, localizados principalmente na borda sul dos maciços de Itatiaia e de Passa Quatro e, subordinadamente, na borda norte e oeste deste último.

Esta tectônica que afetou os depósitos de talude propaga-se em ambos maciços, como prolongamento das estruturas do embasamento (falha de Jundiuvira no maciço de Passa Quatro) e conditiona a formação de vales com direção SW/NE. (Vale dos Lírios no Itatiaia, PENALVA, 1967).

A evolução tectono-magmática apresentada para o maciço alcalino do Itatiaia é discutida por PENALVA op.cit. Quanto ao de Passa Quatro, existem referências apenas comparativas com o do Itatiaia, contidas em RIBEIRO FILHO (1967) e PENALVA (1967), além de observações de ordem estrutural efetuadas por SÍGOLO (1979) e RODRIGUES (1980).

CAPÍTULO II

DESCRIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS FORMAÇÕES BAUXÍTICAS DO MACIÇO AL-
CALINO DE PASSA QUATRO

II.1. INTRODUÇÃO

Os maciços alcalinos, notadamente aqueles situados na região sudeste do Brasil (figura 9), embora não constituam-se nas mais expressivas concentrações bauxíticas brasileiras, representam pela sua localização reservas muito significativas.

Dentre eles, o maciço de Poços de Caldas é o mais conhecido, seja pela sua dimensão (é o maior complexo alcalino da América do Sul) seja pela diversidade de recursos minerais que ele encerra (urânio, bauxita, molibdênio, argilas refratárias, etc). Em função deste fato, existe um maior número de trabalhos dedicados a este maciço, destacando-se os de ELLERT, 1959; GORSKY & GORSKY, 1974; M. ULBRICH, 1984, os quais versam sobre aspectos petrográficos, petrológicos, petroquímicos, origem e evolução deste maciço. No tocante aos depósitos associados ao maciço, notadamente aqueles ligados a alteração e a bauxitização, destacam-se os de WEBER (1959), MONIZ (1969) e ALMEIDA (1977).

Em relação aos trabalhos de alteração dedicados a outros maciços alcalinos na região sudeste, destacam-se os de LINDSTAEDT (1972), SZUBERT & VERGARA (1975) e OLIVEIRA (1985), sobre a região de Lages-SC; os de SÍGOLO & TOLEDO-GROKE (1984), SÍGOLO & KLEIN (1987), para o maciço do Mendanha-RJ; os de PINTO (1937), PINTO (1938) e RIBEIRO FILHO (1967), para o do Itatiaia; os de SÍGOLO (1969), TOLEDO-GROKE (1981), TOLEDO-GROKE et al. (1983), SÍGOLO & RIBEIRO FILHO (1987) e SÍGOLO & BOULANGÉ (1987) para o maciço de Passa Quatro.

Tais contribuições embora significativas, não estão voltadas, de maneira efetiva, ao problema global da bauxitização. Nesta linha, MELFI & CARVALHO (1983), apresentam um inventário preliminar do processo de bauxitização das rochas alcalinas do SE brasileiro, reconhecendo perfis de alteração que se vinculam a dois compartimentos topográficos distintos: perfil de encosta e perfil de planalto. O primeiro apresenta bauxita em contato direto com a rocha mãe e o segundo, com incorporação de

camada argilosa intermediária, entre a rocha mãe e a camada bauxítica.

Apesar do conhecimento somado ao longo destes anos sobre o processo de bauxitização de rochas alcalinas no Brasil, algumas questões importantes não foram ainda equacionados sobretudo aquelas relacionadas ao mecanismo de evolução das concentrações bauxíticas e a cronologia dos processos de bauxitização que atuaram na formação destes depósitos.

II.2. TERMINOLOGIA UTILIZADA NA DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

II.2.a Definições Gerais

É frequente na literatura de alteração o emprego de termos estrangeiros mediante tradução simples ou manutenção dos mesmos na sua forma original. Não obstante esta terminologia já seja de uso corrente neste campo, ela será discutida e conceituada aqui, em síntese que provém de informações de autores como BREWER (1964), CURI et al. (1985); DELVIGNE (1982) e BULLOCK et al. (1985).

Os constituintes básicos de estudo nos processos de alteração compreendem grãos (minerais), plasmas e poros. Os grãos são entendidos como fragmentos de origem primária ou não (detríticos, neoformados). Frequentemente compreendem partículas de tamanho maior que coloidal ($> 1 \mu\text{m}$). O plasma é entendido como todo material aglutinado ou não, proveniente da alteração de minerais primários, de características amorfas ou cristalinas (cristaliplasma), com elementos de dimensões acima ou equivalente ao coloidal, representando produto de uma migração, recristalização ou mesmo concentração de produtos secundários da alteração. Além disso, os poros representam domínios ocupados por ar ou por água, (FITZ PATRICK 1980). A vinculação destes termos a descrição pedológica é grande, no entanto, tal terminologia difere em essência por tratar exclusivamente do processo de alteração da rocha.

No âmbito dessas considerações, um aspecto importante é o da identificação dos fenômenos de alteração. PROUST (1976) e MEUNIER (1977) descrevem os denominados *microsistemas de contato* os quais estão localizados na rocha em fissuras do tipo transminerais, interminerais e intraminerais. Tais fissuras correspondem a meios de propagação de soluções na fase inicial de alteração, ocasião em que a circulação é reduzida e as soluções concentradas que propiciam mudanças nas condições geoquímicas, diferem das condições gerais do perfil.

A formação de produtos secundários ao longo de descontinuidades de minerais primários vai gerar o plasma primário (alteroplasma) cujos produtos resultam da ação de precipitação após solubilização prévia (neoformação) e de modificação química parcial com a preservação do retículo cristalino original dos minerais primários.

A continuidade do processo de alteração e o aumento na circulação de soluções leva à remobilização e transformação ou mesmo à destruição das estruturas formadas no microsistema plásmico primário (alteroplasma). O resultado deste processo é a formação do microsistema plásmico secundário (pedoplasmação).

A composição química e mesmo mineralógica em ambos microsistemas é em sua maioria quase a mesma. A formação dos microsistemas plásmico é resultado da pequena quantidade de água no meio de circulação; a sua base geoquímica de evolução é a difusão de íons na microporosidade.

A formação dos sistemas fissurais pode seguir dois caminhos distintos, o da alteração propriamente dita, com a formação do *microsistema fissural autógeno* e o da pedoturbação com a formação do *microsistema fissural alógeno*. O primeiro resulta quase exclusivamente dos vazios interminerais, ou ainda dos vazios celulares fechados ("box works") e o segundo resulta da existência de vazios transminerais irregulares e tubules.

A remobilização de produtos nesses vários micros

sistemas ou mesmo a superposição destes, acaba por produzir uma nova morfologia e um novo padrão geométrico nos grãos minerais da rocha, guardando uma relação direta com as descontinuidades originais. Os diferentes padrões formados no processo de alteração mineral encontram-se descritos em STOOPS et al. (1979).

II.2.b Definição de uma Formação Bauxítica

O termo bauxita é empregado usualmente para designar uma rocha residual ou sedimentar considerada como um minério de alumínio. A classificação de um material nesta definição é função das condições de explotabilidade do produto e varia de um autor para outro, LACROIX (1913), classificou estas rochas em *bauxitas lateríticas* (bauxitas residuais, formadas por enriquecimento relativo e absoluto de alumínio por intemperismo sobre diversos tipos de rocha sob clima tropical), *bauxitas sedimentares* (nas quais existem evidências de deposição após transporte químico ou mecânico) e *bauxitas cársticas* (aquelas relacionadas diretamente a regiões cársticas, de origem residual ou sedimentar).

Por outro lado, a utilização do termo bauxita também pode estar vinculada à sua explotabilidade e à sua composição química. Existem várias classificações neste sentido, por exemplo a que considera bauxita, os materiais naturais com mais de 45% em alumina e menos de 5% em sílica (BARDOSSY, 1982).

O perfil de alteração das bauxitas compreendem, além da bauxita propriamente dita, horizontes de alterita (rocha mais ou menos alterada). Quando a bauxita sofre endurecimento na porção superior dos perfis, há a formação de couraça e carapaça bauxíticas.

Neste trabalho, será utilizado o termo "formação bauxítica" (LAJOINE & LAVIELLE, 1980; BOULANGÉ, 1984) para designar o conjunto de horizontes de um perfil no qual o alumínio é concentrado.

TABELA 3

FACIES DAS ALTERITAS	CARACTERES PETROLÓGICOS		
	Estruturas Litológicas	Texturas Petrográficas	Volumes Originais
ISALTERITA	Conservadas	Conservadas e não conservadas	Conservados- isovolume
ALOTERITA	Não conservada	não conservada	não conservados- não isovolume

Assim uma formação bauxítica pode conter inúmeros horizontes e facies, cuja denominação pode ser efetuada da seguinte maneira:

- 1º Facies que compreende a rocha mãe, ou rocha parental, a qual por sua natureza e composição, muitas vezes diferentes, pode ser caracterizada pela sua estrutura litológica (filões, diáclases, etc). Esta por sua vez pode ser definida e caracterizada em diferentes escalas e por sua textura e estrutura a nível petrográfico. Neste caso sediam-se as transformações isovolumétricas da rocha mãe (MILLOT & BONIFAS, 1955; BONIFAS, 1959) a qual consiste na preservação da estrutura litológica e da textura primária. Face a este tipo de alteração (isovolumétrico) utiliza-se aqui o termo *isalterita*.
- 2º Facies compreendida pelos produtos friáveis de alteração (*alteritas*). Estas representam produtos em que houve modificação das texturas e estruturas originais. Com isso a evolução isovolume torna-se difícil de ser reconhecida. Alguns autores propõem para esta facies a denominação de argila laterítica (TARDY, 1969), saprolito fino (TRESCASES, 1973; OLIVEIRA, 1984). Todavia, no presente trabalho, será empregado o termo *aloterita* (CHATELIN, 1974; BOULANGÉ, 1984). A tabela 3 resume a distinção das facies isalteríticas das facies aloteríticas.
- 3º Facies compreendida pelos produtos endurecidos ou couraça, cuja distinção das alteritas é dado pelo maior endurecimento dos primeiros (MILLOT, 1964; MAIGNIEN, 1966). Pode ser aplicado à facies couraça uma melhor designação, utilizando-se os termos *isalterita* e *aloterita*. Assim, couraças que apresentam alguma conservação textural da rocha mãe podem ser designadas de *courças isalteríticas* e, aquelas que não apresentam tais características podem ser denominadas *courças aloteríticas*. As modificações posteriores destas courças já formadas, sejam de ordem mineralógica, textural ou estrutural, permitem a adoção de termos tais como *courças nodulares*, *courças fragmentadas* e *courças concrecionárias*.

Figura 10 - Topossequência do corte AB do Alto das Posses.

II.3. OS DEPÓSITOS BAUXÍTICOS DO ALTO DAS POSSES

Um número razoável de jazidas de bauxita foi prospectado no maciço de Passa Quatro (CBA, 1974; CORIMBABA, 1981). O conjunto de jazidas do Alto das Posses foi escolhido para locação de uma topossequência por apresentar melhores condições de acesso. Em função de sua similaridade com as demais formações bauxíticas "in situ", estas foram tomadas como modelo para todo o maciço.

A figura 10 mostra a seção AB da topossequência, onde se destaca, na parte superior, um horizonte constituído de bauxita isalterítica e de couraça, as quais assentam-se sobre a rocha alcalina. A partir da cota 2.100 para baixo um horizonte argiloso interpõe-se à rocha mãe e aos horizontes de couraça e de bauxita.

O conjunto destes horizontes de bauxita, couraça e argila encontra-se em colinas cuja declividade é de cerca de 40° e onde é frequente a existência de couraça na superfície do terreno. A vegetação existente é de médio a alto porte nos vales (mata de galeria) e de baixo porte fora dos mesmos.

Ao longo da seção AB foram executados 14 poços visando atingir a rocha mãe e identificar as formações bauxíticas em seus diferentes aspectos tanto lateral quanto verticalmente. Alguns poços na base da topossequência foram interrompidos antes de atingir a rocha mãe, por problemas relacionados ao lençol freático e a questões de segurança.

Apesar destas dificuldades, dois poços refletem de forma satisfatória o quadro de alteração local: PQA e PQB (figura 11). O primeiro constitui um nível de alteração bauxítico assentado diretamente na rocha mãe enquanto o segundo apresenta um nível de bauxita separada da mesma por uma camada argilosa.

Figura 11 - Horizontes da formação bauxítica do Alto das Posses representadas em dois perfis principais, PQA (assentado na rocha mãe) e, PQB (com camada intermediária de argila entre a rocha mãe e a bauxita).

II.3.1. Descrição dos Perfis

O perfil PQA apresenta 9,2 metros de profundidade e do topo para a base podem ser distinguidas as seguintes facies (figura 11):

Couraça alumino-ferruginosa fragmentada	(0 - 1,90 m)
Bauxita friável isalterítica fraturada	(1,90 - 5,80 m)
Bauxita friável isalterítica maciça	(5,80 - 8,20 m)
Córtex de alteração e rocha alcalina	(8,20 - 9,20 m)

O perfil PQB com profundidade de 15 metros não chegou a atingir a rocha mãe (figura 11). Os seus 5,5 metros iniciais no sentido topo-base, é muito similar ao poço PQA, diferenciando apenas na espessura das diferentes facies e na facies basal. Cada facies neste poço está assim distribuída:

Couraça alumino-ferruginosa fragmentada	(0,00 - 1,70 m)
Bauxita friável isalterítica fraturada	(1,70 - 3,40 m)
Bauxita friável isalterítica maciça	(3,40 - 5,50 m)
Argila caolinítica com fragmentos de bauxita isalterítica friável	(5,50 - 15,00 m)

II.3.2. Rocha Sã

Apesar das dificuldades encontradas na execução dos poços para obtenção de amostras da rocha sã, houve a preocupação de realizar um mapeamento local (figura 12) visando o reconhecimento do tipo de rocha alcalina e de sua relação com o perfil e a topossequência estudados.

Este procedimento permitiu separar duas variedades principais de nefelina sienito: um tipo claro que distribui-se no setor compreendido pelo poço PQA e outro cinza que ocorre nas proximidades do poço PQB. Amostras de rocha sã foram encontradas em a-

LEGENDA

- NEFELINA SÊNITO
- CORPOS BAUXÍTICOS
- FRATURA E FALHA
- AFLORAMENTO ESTUDADO
- POÇO DE PESQUISA

ESCALA

0 20 100m

- CURVA DE NÍVEL
- DRENAGEM
- TOPOSSEQUÊNCIA ESTUDADA
- ELUVIÃO
- CONTATO GEOLÓGICO, INFERIDO QUANDO INTERROMPIDO

Figura 12 - Mapa geológico esquemático do setor compreendido pelo Alto das Posses.

floramentos naturais por todo o Alto das Posses. Dessa forma as amostras analisadas são em parte oriundas de poços e em parte de afloramentos nas imediações destes.

A descrição macroscópica utilizada para os nefelina sienitos baseia-se em ULBRICH (1984) a qual está fundamentada na classificação de SØRENSEN (1974). Tal classificação leva em consideração, no campo químico e petrográfico, a quantidade de álcalis, sílica e alumina na formação de feldspatos alcalinos. O conteúdo em álcalis nos feldspatos pode refletir-se nas seguintes condições químicas:

- 1º - um excesso de álcalis em relação a sílica. Quando supersaturada em alumina, a rocha reflete, por meio de cristalização de feldspatóides (nefelina, leucita, sodalita, etc.), uma condição de insaturação de sílica. Trata-se dos nefelina sienitos do tipo miasquíticos ($Na + K < Al$). Os minerais máficos presentes são aluminosos (biotita, hornblenda, etc);
- 2º - um excesso de álcalis em relação a alumina, com uma saturação ou supersaturação em sílica. Este excesso reflete-se no aparecimento de minerais tipicamente aluminosos, tais como egerina, egerinaugita, além de anfibólios alcalinos, eudialita, astrofilita etc. Tratam-se dos nefelina sienitos do tipo equerítico (BARTH, 1962);
- 3º - um excesso de álcalis em relação a alumina e sílica. Neste caso ocorre o aparecimento de feldspatóides e máficos alcalinos do tipo egerina, egerinaugita, etc, resultando os nefelina sienitos do tipo agpaíticos, onde $Na + K > Al$.

A abordagem do tema com propósito classificativo é discutível, e até certo ponto complexa; deste modo, toma-se como premissa de trabalho a proposta de ULBRICH (1984), que considera nefelina sienito agpaítico a rocha que possui pelo menos

Figura 13 - Distribuição dos principais feldspatos de nefelina sienitos do Alto das Posses em diagrama triangular Ca-Na-K. (dados da tabela 5)

Fotomicrografia 1 - Lâmina delgada contendo esfeno (ESF), nefelina (NEF) e feldspatos (sódio-potássicos FK-Na e potássicos FK). Seção delgada, aumentos de 144X, em microscópio eletrônico, com emprego de elétrons retrodifusos.

alguns dos minerais máficos típicos de magmas agpaíticos. É com este significado que serão tratados os nefelina sienitos do Alto das Posses.

O resultado dos trabalhos de campo (figura 12) no Alto das Posses permitiu distinguir duas variedades de nefelina sienito, uma cinza e outra clara. A primeira variedade, dominante, ocupa a porção oeste e sul, enquanto a segunda é restrita a porção NE.

A variedade cinza apresenta granulação variável de grossa (maior que 5 mm) a muito grossa, destacando-se nefelina com brilho graxo, de ordem milimétrica a centimétrica (menos comum) e de cor cinza clara, em associação com feldspato de potássio, o qual possui brilho vítreo, esbranquiçado, de forma tabular e contorno tendendo a irregular. Alguns piroxênios com forma acicular são observados, isolados ou em associação com outros máficos (anfíbólio e biotita), a textura é do tipo hipidiomórfica inequigranular.

Ao microscópio predomina feldspato de potássio (ortoclásio micropertítico, anortoclásio e sanidina, figura 13) e secundariamente plagioclásio (albita). O FK, perfaz em média 57,9% da composição modal das amostras analisadas (tabela 4). Nestes, ocorrem inclusões de nefelina e de alguns acessórios como apatita, esfeno e biotita. (fotomicrografia 1)

A nefelina apresenta-se subidiomórfica e sempre intersticial aos FK, em dimensões milimétricas e centimétricas, distribuindo-se em proporções variadas, revelando composição modal acima de 20% (tabela 4) e composição média de 30,6%. Em nefelina sienitos do Itatiaia, RIBEIRO FILHO (1967) descreve composição modal de até 40% para este mineral.

TABELA 4 - Análise Modal de Nefelina Sienitos do Alto das Posses

	I	II	III	IV	V
FK	66,9	58,5	53,8	57,1	53,4
Nef.	21,8	34,3	26,1	36,9	34,0
Alb.	1,3	-	-	-	1,8
Px	1,9	2,6	12,5	1,3	7,4
Anf.	1,6	-	-	1,4	1,4
Biot.	2,8	1,4	2,9	1,5	1,1
Esf.	1,6	0,6	0,8	0,6	-
Apat.	1,3	-	1,2	0,1	-
Opaco	0,8	0,8	1,8	1,1	0,9

OBS.: I, IV e V variedades claras

II e III variedades cinza

Os *piroxênios* existentes, junto com os *anfibólitos* e *biotitas*, respondem pela totalidade de máficos da rocha. Em alguns casos pode chegar a 12% da composição modal, com valor médio para o Alto das Posses de 5,1% (tabela 4). Ao microscópio são de cor verde amarelada, apresentando pleocroísmo forte, e associando-se frequentemente com opacos (*magnetita* e *ilmenita*) e eventualmente com *anfibólitos* e *biotita*.

O *anfibólito* analisado é quase sempre de ordem milimétrica, associando-se com *piroxênio*, sendo total ou parcialmente envolvido por este. O seu conteúdo modal é baixo (inferior a 1,6%, tabela 4).

A *biotita* é um acessório frequente, sendo associado com *anfibólito* ou com *piroxênio*. Ocorre de modo intersticial entre o FK e a *nefelina*, e apresentando forte pleocroísmo de marrom vermelho a amarelado. A análise modal demonstra valor percentual máximo de 2,9% (tabela 4).

O *esfeno* nos *nefelina sienitos* do Alto das Posses apresentam valores modais de 0,6 a 1,6%, sendo também ausente em algumas amostras (tabela 4). Macroscopicamente destaca-se na variedade clara de *nefelina sienito* por sua cor caramelada, ocorrendo intersticialmente ao FK e na *nefelina*. (fotomicrografia 1)

A *apatita* ocorre nas amostras de rocha estudadas em composição modal máxima de 1,3% (tabela 4) e encontra-se com frequência associada com *nefelina* e secundariamente com *feldspato*. Sua dimensão é sempre inferior a 1 mm e ocorre intersticialmente nos minerais primários principais (FK e *nefelina*).

Os *opacos* analisados podem chegar a 2% da composição modal da rocha (tabela 4) e encontram-se frequentemente associados com *piroxênios* e/ou *anfibólitos*. Ao microscópio de reflexão notou-se textura de exsolução de *magnetita* com *ilmenita*, com a última na forma de lamelas alongadas que se dispõe segundo a direção 111 da *magnetita* de acordo com EDWARDS (1965). Estas mag

Fotomicrografia 2 - Relação entre plagioclásio (PL) e FK (ortoclásio micropertítico). A reta alinhada pelo ponto branco ("spot") compreende análise química qualitativa de Si, Al, K e Mn em perfil. 606 aumentos, lâmina delgada.

Figura 14 - Distribuição de Si, Al, K e Mn em FK, plagioclásio e fissura, referente a fotomicrografia 2.

netitas encontram-se fraturadas e preenchidas por minerais primários da rocha alcalina (FK, nefelina, piroxênios, biotita, etc).

Comportamento Químico dos Minerais Primários

Feldspatos potássicos (FK)

Segundo DEER et al. (1978), FK formam estruturas na base de unidades tetraédricas do tipo $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$, ligados pelos vértices, constituindo assim um arcabouço tridimensional de tectossilicato, com vazios que são ocupados por cátions de K, Na e Ca, principalmente. Em alguns casos, outros elementos podem ocupar estes espaços como Ba (possui carga igual a do Ca e raio iônico similar ao do K) e a relação Ca/Ba pode tender para um ou outro lado (HERZ & DUTRA 1966 e SMITH 1974), mesmo porque não há razão de ordem cristalográfica para o Ca ser mais abundante que o Ba (HIER 1962). Também o Sr pode ocupar esta estrutura, pois é um cation bivalente e possui raio iônico entre o Ca e o K (SMITH op cit.). Ainda em unidades tetraédrica, certas posições podem ser ocupadas por Fe^{3+} . Teores de até 1% de Fe_2O_3 em anortoclásio foram registrados em lavas fonolíticas (NASH et al. 1969). O Al pode ocupar várias posições na estrutura dos feldspatos, desde que a relação Si:Al seja de 3:1.

Nos nefelinas sienitos do Alto da Posse é frequente micropertita na forma de inclusão, ou ao longo do contato com o ortoclásio (fotomicrografia 2). A distribuição de elementos como silício, alumínio, potássio e manganês é apresentada na figura 14, segundo análise química qualitativa em perfil, com emprego de microsonda. Nesta figura, a maior variação de *silício* limita-se ao local da fissura, havendo pequena diminuição também nos campos ocupados pelos plagioclásios (PL, fotomicrografia 2) em relação aos campos dos FK. Para o *alumínio*, a maior variação também encontra-se localizada na fissura, com queda acentuada e logo a seguir, concentração deste. Nesta amostra, a distribuição qualitativa do *potássio* define os campos ocupados pelo plagioclásio e pelo FK, pois para o primeiro a curva apresenta uma di-

TABELA 5 - Composição química de feldspatos alcalinos do Alto das Posses (% em peso, análises de microsonda).

Amostra	17C1	17C20	17C15	17C16	17C17	17C18
SiO ₂	70.39	64.95	63.46	62.58	67.14	63.49
Al ₂ O ₃	19.26	18.63	18.21	17.97	19.22	18.19
Fe ₂ O _{3(a)}	1.84	0.28	0.26	0.18	0.28	0.29
Na ₂ O	7.63	0.66	0.94	2.93	9.27	0.11
K ₂ O	3.04	15.88	15.26	12.70	3.47	16.54
Total	102.52	100.40	98.13	96.36	99.30	98.62

(a) ferro total calculado para Fe₂O₃.

Fórmula Estrutural (base 8 oxigênios)

Si	2.98	2.99	2.98	2.99	2.98	3.00
Al	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.06	0.09	0.27	0.80	0.01	0.95
K	0.93	0.92	0.77	0.20	0.99	0.02

Relações Moleculares

SiO ₂ /Al ₂ O ₃	6.21	5.93	5.92	5.92	5.94	5.93
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0.061	0.009	0.009	0.006	0.009	0.010
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0.65	0.06	0.08	0.27	0.80	0.01
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.17	0.93	0.91	0.77	0.20	0.99

minuição relativa no conteúdo de potássio e enquanto para o segundo, um aumento (ver tabelas 5 e 6). No local da fissura, o potássio apresenta uma forte variação negativa, o mesmo ocorrendo com plagioclásio em início de alteração à direita. O manganês observado nesta análise apresenta concentração limitada a fissura existente.

As variações de concentração observadas para potássio, silício, alumínio e manganês ao longo da fissura, comentadas anteriormente, representam mais o efeito das soluções percolantes que depositam e removem compostos no início de alteração da rocha do que a própria composição dos minerais primários.

As cartas de repartição de elementos, em análises semi-qualitativas de ferro, sódio (e cálcio), potássio e silício (fotomicrografias 3,4,5,6 e 7), executadas em ortoclásio microperitítico (2180 aumentos), demonstra que tanto o ortoclásio como

Fotomicrografia 3 - Relação textural dos feldspatos alcalinos peritíticos (FK) com plagioclásios (albita-PL). Neste local seguem-se cartas de repartição de elementos em análises semi-quantitativas de Fe, Na K e Si (fotomicrografias 4,5,6 e 7). 2180 aumentos. Lâmina delgada. Uso de elétrons retrodifusos.

TABELA 6 - Composição química de plagioclásios do Alto das Posses (% em peso, análises de microsonda).

Amostra	17C21	17C22	17C23	17C24	PQAC3	17C8	17C72
SiO ₂	68.72	68.27	67.48	68.99	68.09	67.93	69.21
Al ₂ O ₃	19.75	19.49	19.18	19.72	19.39	18.90	19.14
Fe ₂ O ₃ (a)	0.21	0.30	0.20	0.23	0.36	0.19	0.20
Na ₂ O	11.58	11.60	11.14	11.29	11.24	11.96	11.16
K ₂ O	0.28	0.35	0.40	0.26	0.25	0.25	0.16
Total	100.54	100.00	98.40	100.49	99.43	99.23	99.87
(a) Ferro total calculado para Fe ₂ O ₃							
Fórmula estrutural (base 8 oxigênios)							
Si	2.98	2.98	2.99	3.00	2.99	3.73	3.77
Al	1.01	1.01	1.00	1.01	1.01	1.23	1.23
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.97	0.98	0.96	0.95	0.95	1.28	1.18
K	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Razões Moleculares							
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5.92	5.95	5.98	5.95	5.97	6.11	6.15
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0.007	0.010	0.006	0.007	0.012	0.006	0.007
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0.97	0.98	0.96	0.94	0.96	1.04	0.96
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.015	0.020	0.023	0.014	0.014	0.014	0.009

2,18KX 20KV WD:13MM S:00003 P:00090
20UM
REPARTICAO NA FK FUNDO MATRIC. P3A

2,18KX 20KV WD:13MM S:00003 P:00092
20UM
REPARTICAO SI FK FUNDO MATRIC. P3A

2,18KX 20KV WD:13MM S:00003 P:00089
20UM
REPARTICAO FE FK. FUND. MATRIC. P3A

2,18KX 20KV WD:13MM S:00003 P:00091
20UM
REPARTICAO K FK FUNDO MATRIC. P3A

Fotomicrografias 4,5,6 e 7 - Análise química semi-quantitativa de Fe (4), Na(5), K(6) e Si(7) em carta de repartição de elementos, para o local representado pela fotomicrografia 3.

Fotomicrografia 8 - Seção delgada de nefelina sienito, com anorto clásio (ANC), nefelina (NEF) e ortoclásio (ORT).

Fotomicrografia 9 - Análise química semi-quantitativa de Si, em carta de repartição de elementos para o local representado pela fotomicrografia 8.

o plagioclásio apresentam, também, um conteúdo em ferro (provavelmente na estrutura).

Por outro lado, as cartas de repartição para sódio e potássio (fotomicrografia 5 e 6) delimitam e distinguem de modo claro o FK do PL. Na carta de repartição do silício (fotomicrografia 7) verifica-se uma diminuição relativa de pontos nos campos compreendidos pelos plagioclásios, quando comparado com os dos FK.

O emprego de cartas de repartição de elementos (sílica, ferro, alumínio, potássio e sódio) sobre seção delgada de nefelina sienito (fotomicrografia 8) com nefelina, ortoclásio e anortoclásio, demonstra que o segundo possui maior conteúdo de sílica do que o primeiro e o último (fotomicrografia 9).

Na carta de repartição para ferro (fotomicrografia 10), os pontos de detecção de ferro da carta delineiam o contorno do anortoclásio com certa clareza, enquanto que apenas alguns pontos são observados sobre o campo da nefelina e literamente nenhum é detectado sobre o campo do ortoclásio. Isto sugere maior conteúdo de ferro para o primeiro do que para os demais enquanto a nefelina não o contém.

A distribuição de pontos de detecção de alumínio na carta de repartição correspondente (fotomicrografia 11), demonstra que este elemento concentra-se preferencialmente sobre as nefelinas (talvez porque esta já encontre-se em início de alteração), em detrimento do anortoclásio e do ortoclásio comparativamente.

Já a detecção de pontos para o potássio demonstra clara preferência para os cristais de ortoclásio, quando compara-

34,8X 20KV WD:15MM S:00003 P:00050
1MM
REPARTICAO FE EM FK NF E FISS P3C

34,8X 20KV WD:15MM S:00003 P:00051
1MM
REPARTICAO AL EM FK NF E FISS P3C

35,2X 20KV WD:15MM S:00003 P:00053
1MM
REPARTICAO K EM FK NF E FISS P3C

34,8X 20KV WD:15MM S:00003 P:00052
1MM
REPARTICAO NA EM FK NF E FISS P3C

Fotomicrografias 10,11,12 e 13 - Análises químicas semi-quantitativas de Fe, Al, K e Na, em carta de repartição de elementos para o local da fotomicrografia 8.

do com a nefelina e o anortoclásio na carta de repartição correspondente (fotomicrografia 12).

Na carta de repartição do *sódio* (fotomicrografia 13), delinea-se com clareza o contorno do anortoclásio, em detrimento dos outros dois minerais identificados, onde apenas pontos isolados de detecção de sódio são visíveis.

Na tabela 5 são apresentadas algumas análises químicas de microsonda sobre FK com adição das fórmulas estruturais e relações moleculares correspondentes. Destaca-se, nesta, um conteúdo médio de 65,33% de SiO_2 , 18,58% de Al_2O_3 , 0,52% de Fe_2O_3 , 3,59% de Na_2O e 11,15% de K_2O . Em duas amostras o conteúdo de Na_2O mostrou-se elevado em relação a média (amostras 17C1 e 17C17 com 7,63% e 9,27%, respectivamente).

A comparação das análises de FK obtidas em nefelina sienito cinza de Poços de Caldas (ULBRICH 1983) com as aqui apresentadas, demonstra ocorrer pequenas variações entre as amostras,

amostra	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	(% em peso)
Passa Quatro	65.33	18.58	0.52	-	3.59	11.15	(média de 5 a mostras, Ta- bela 5)
Poços de Caldas	64.17	18.09	0.43	0.02	0.47	16.20	(média de 8 a mostras)

no conteúdo de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e CaO . A distinção marcante observada recai sobre o conteúdo de Na_2O (o de Passa Quatro é pouco mais sódico do que o de Poços de Caldas) e K_2O (o de Passa Quatro é pouco menos potássico do que o de Poços de Caldas, 11,15% contra 16,20% respectivamente).

A tabela 6 mostra a composição química dos plagioclásios analisadas por microsonda, com sua fórmula estrutural e relações moleculares correspondentes. Nota-se que a média de síli

ca para plagioclásios é de 68,38% (máxima de 69,21% e mínima de 67,93%); para Al_2O_3 é de 19,36% (máxima de 19,75% e mínima de 18,90%); para Fe_2O_3 é 0,24% (máxima de 0,36% e mínima de 0,20%); para Na_2O é de 11,42% (máxima de 11,96 e mínima de 11,14%) e para K_2O é de 0,28% (mínima de 0,16 e máxima de 0,40%).

Comparando os valores aqui obtidos para plagioclásios de nefelina sienito de Passa Quatro com os obtidos em Poços de Caldas por ULBRICH (1983), verifica-se uma grande similaridade entre eles:

amostra	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	(% em peso)
Passa Quatro	68,38	19,36	0,24	-	11,42	0,28	(média de 7 a mostras, tabe- la 6)
Poços de Caldas	68,80	19,30	0,23	-	11,40	0,19	(média de 5 a mostras)

NEFELINA

A estrutura da nefelina configura-se segundo tetraedros em que os planos formados dispõem-se segundo a face (001), compartilhando assim três dos seus oxigênios para formar anéis hexagonais. Nesta estrutura, metade do local reservado ao silício no mineral encontra-se substituído por alumínio e o balanço de cargas é estabelecido com a introdução de elementos alcalinos e alcalinos terrosos.

Teoricamente, a nefelina ideal possui oito espaços ocupados por Na (ou Ca, Mg e outros elementos em menores proporções) e dois espaços preenchidos por K. A fórmula baseada em 32 oxigênios é $Na_6 K_2 Al_8 Si_8 O_{32}$ (BUERGER 1947, TILLEY 1954). Esta composição é conhecida como composição Buerger e corresponde a 73% (percentagem em peso) da molécula de nefelina (Ne) e 27% da molécula de Kalsilita (Ks), a qual encontra-se representada no diagrama da figura 15.

TABELA 7 - Composição química de nefelinas do Alto das Posses (% em peso, análises de microsonda).

Amostra	PQA17C27	PQA17C28	17C19
SiO ₂	42.29	43.63	40.56
Al ₂ O ₃	33.28	33.03	33.89
Fe ₂ O ₃ (a)	0.47	0.74	0.40
Na ₂ O	16.19	15.47	16.01
K ₂ O	6.61	5.91	7.23
Total	99.04	98.78	98.09

(a) Ferro total calculado para Fe₂O₃

Fórmula estrutural (b)

Si	8.288	8.459	8.109
Al	7.646	7.544	7.701
Fe ³⁺	0.067	0.058	0.068
Na	6.122	5.815	6.130
Z(c)	16.001	16.061	15.878
X(c)	7.766	7.277	7.894
Ne	75.8	70.7	74.6
Ks	22.1	19.3	24.0
Qz	3.1	10.0	1.4

(b) base 32 oxigênios

(c) Z = Si+Al+Fe e X = Ca+K+Na

(d) % em peso

Relações moleculares

	PQA17C27	17C28	17C29
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2.14	2.24	2.03
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0.009	0.015	0.008
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0.80	0.77	0.78
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.22	0.20	0.23

Figura 15 - Composição de algumas nefelinas de nefelina sienito do Alto das Posses, composição apresentada em proporção molecular de Ne (nefelina), Ks (kalsilita) e Qz (quartzo), conforme proposto por HAMILTON & MACKENZIE (1960). Δ = composição da nefelina ideal de (BUERGER, 1947), $\circ$ = composição de algumas nefelinas estudadas. (base tabela 7)

Trabalhos sobre o quimismo e a estrutura da nefelina (BARTH 1963, HIER 1966) demonstram que na prática a composição ideal é variável (de $\text{Ne}_{55}\text{Ks}_{45}$ a $\text{Ne}_{92}\text{Ks}_8$). Além disso, verifica-se que em nefelinas naturais não há equivalência na quantidade de Si e Al para porções estequiométricas calculadas, principalmente, devido a abundância do primeiro elemento.

Algumas substituições podem ocorrer na estrutura da nefelina, o Fe^{3+} no lugar do Al^{3+} , além de Ca e Mg em posições de cátions não tetraédricos.

Nas amostras de nefelina sienitos estudadas consta tou-se que a composição química da nefelina revela um equilíbrio na composição da maioria dos elementos analisados. O exame dos dados analíticos apresentados na tabela 7 traduzem uma composição

média para sílica de 42,16%, para Al_2O_3 de 40%, para Fe_2O_3 0,53%, para Na_2O de 15,89% e para K_2O de 6,58%.

Em comparação com a composição ideal de nefelina de BUEGER (1947), constata-se que as nefelinas do Alto das Poses distribuem-se nas vizinhanças do campo da nefelina ideal (figura 15).

A comparação dos dados analíticos obtidos para nefelina de Passa Quatro com os dados de ULBRICH (1983), para o maciço de Poços de Caldas, revelam que estas são extremamente similares, com uma pequena variação apenas no conteúdo de K_2O (6,58 % para Passa Quatro e 7,39% para Poços de Caldas). Para os demais elementos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e Na_2O) as variações ocorrem em valores inferiores a 0,20% como pode ser verificado a seguir:

amostra	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	(% em peso)
Passa Quatro	42,16	33,40	0,53	-	15,89	6,58	(média de 3 amostras, Tabela 7)
Poços de Caldas	42,33	33,20	0,72	-	15,80	7,39	(média de 8 amostras)

PIROXÊNIO

A estrutura cristalina dos piroxênios é materializada por camadas alternadas de tetraedros e octaedros paralelos ao plano (100) (CAMERON & PAPIKE 1981). Estes compartilham dois vértices com os tetraedros adjacentes e formam cadeias paralelas ao eixo c . A fórmula geral para os piroxênios é:

$\text{W}_{1-p}(\text{X},\text{Y})_{1-p} \text{Z}_2\text{O}_6$ onde $\text{W} = \text{Ca}, \text{Na}$; $\text{X} = \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}$; $\text{Y} = \text{Al}, \text{Fe}^{3+}$ e $\text{Z} = \text{Si}, \text{Al}$ (DEER et al. 1978).

Nos piroxênios da série soda-augita/egirinaugita / egirina, as substituições comuns são de $\text{Ca} + \text{Mg}$ e $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$ por Na e Fe^{3+} , respectivamente. O titânio (Ti^{4+}) aparece em quantida-

TABELA 8 - Composição química de alguns piroxênios do Alto das Posses (% em peso, análises de microsonda).

Amostra	PQA17C26	PQA171
SiO ₂	53.22	52.42
Al ₂ O ₃	3.33	1.48
TiO ₂	0.99	0.27
Fe ₂ O ₃ (a)	28.38	12.17
MnO	0.55	2.22
MgO	-	9.84
CaO	0.18	19.81
Na ₂ O	13.83	2.70
K ₂ O	0.08	-
Total	100.56	100.91

(a) ferro total calculado para Fe₂O₃

Fórmula estrutural (base em 6 oxigênios)

Amostra	PQA17C	PQA171
Si	2.14	1.99
Al	0.16	0.07
Ti	0.03	0.01
Fe ²⁺	0.86	0.35
Mn	0.02	0.07
Mg	0.00	0.56
Ca	0.01	0.81
Na	1.07	0.20
K	0.01	0.00

des expressivas, ocupando posições octaédricas. Verificou-se em análises de piroxênios titaníferos, com teores de Na^+ semelhantes, que quando o teor de TiO_2 cresce, o de Fe_2O_3 diminui (DEER, et al 1978).

O Mn pode substituir o Mg, principalmente em egerinas e egerinas, o que é atestado pelo elevado teor em manganês encontrado em alguns destes minerais (DEER op.cit.). Pequenas quantidades de Zr ocorrem em piroxênios sódicos de rochas alcalinas (GOMES et al. 1970; LARSEN 1976). Teores de até 7% de ZrO_2 , em egerina, são descritos por JONES & PECKETT (1980).

A composição química obtida para os piroxênios de nefelina sienito do Alto das Posses revelam que estes são enriquecidos em ferro total (de 12,17 a 28,38% de Fe_2O_3). Apesar do número reduzido de determinações analíticas para piroxênios (tabela 8), estes demonstram conter percentagem variada de CaO, MgO (tabela 8), bem como proporções variadas de cations de substituição (Na, Ti e Mn).

Comparando-se as análises de piroxênios (egerinas) com as obtidas em amostras similares por ULBRICH (1983), nota-se que os teores de TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO, MgO e K_2O são similares (variação sempre inferior a 1% entre uma e outra variedade). Quanto aos valores obtidos para SiO_2 , Al_2O_3 , CaO e Na_2O , a variação também é pequena (cerca de 2%), mostrando que os piroxênios de Passa Quatro são ligeiramente mais sódicos, mais aluminosos e mais ricos em sílica que os de Poços de Caldas, conforme pode ser observado abaixo:

amostra (*)	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Passa Quatro (**)	53,22	3,33	0,99	28,38	0,55	-	0,18	13,83	0,08
Poços de Caldas (***)	51,30	0,50	0,62	29,50	0,92	0,37	1,72	11,80	-

(*) % em peso

(**) (tabela 8)

(***) (média em 8 amostras)

TABELA 9 - Composição química de alguns anfibólios do Alto das Posses (% em peso, análises de microsonda).

Amostra	PQA17C8	PQA17C9
SiO ₂	52.30	52.88
Al ₂ O ₃	1.43	0.97
TiO ₂	0.51	0.33
Fe ₂ O ₃ (a)	21.11	22.92
MnO	3.01	2.75
MgO	3.88	3.47
CaO	12.97	9.57
Na ₂ O	6.53	8.40
Total	101.74	101.29

(a) ferro total calculado para Fe₂O₃.

Fórmula estrutural (base 23 oxigênios)

Si	7.89	8.05
Al	0.25	0.17
Ti	0.06	0.04
Fe ²⁺	2.40	2.63
Mn	0.38	2.63
Mg	0.87	0.79
Ca	2.10	1.56
Na	1.91	2.47

ANFIBÓLIO

Os anfibólitos apresentam em sua estrutura cristalina duas cadeias duplas de tetraedros de $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ que dispõem-se ao longo do eixo c , formando anéis sucessivos de seis tetraedros, com quatro compartilhado pelos seus vértices e dois com metade dos vértices livres (DEER et al. 1976). No centro do anel e ao longo do plano compreendido pelos oxigênios, fixam-se ânions monovalentes (OH, F e Cl). Nas cadeias próximas ao eixo a da cela, dispõem-se oxigênios ligados a cátions di e trivalentes como Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Al e Ti, e aos elos externos da cadeia fixam-se cátions como Na, Ca e K, principalmente. A fórmula estrutural proposta para os anfibólitos é: $\text{A}_{0-1} \text{B}_2 \text{C}_5 \text{T}_8 \text{O}_{22} (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$, onde A compreende Na, K; B = Na, Ca e Mn; Fe^{2+} e Mg (em pequenas proporções); C = Mg, Fe^{2+} , Mn, Al, Fe^{3+} e Ti, principalmente, e T = Si e Al.

O cálculo da fórmula estrutural é executado com base em 24 ânions para análises completas e 23 ânions quando a análise é incompleta (BORG 1967). Dada a sua complexidade estrutural e química, a identificação simples dos anfibólitos através de métodos ópticos e químicos é bastante difícil.

O exame dos dados químicos da tabela 9, revelam dois grupos distintos de anfibólitos: o primeiro do tipo alcalino (baseado na classificação de LEAKE 1978, amostras PQA 17C8 e PQA 17C9), com valores médios para SiO_2 de 52,59%, Al_2O_3 com 1,20%, TiO_2 com 0,42%; Fe_2O_3 com 22,01%, MnO com 2,88%, MgO com 3,68%, CaO com 11,27% e Na_2O 7,47%, o segundo grupo do tipo cálcico, com teor médio de SiO_2 de 36,68%; o Fe_2O_3 , o MnO e o Na_2O com valores médios bem inferiores ao primeiro grupo (12,40%, 0,91% e 2,08%, respectivamente) e Al_2O_3 , TiO_2 , MgO e CaO com valores médios superiores (8,68%, 13,39%, 7,40% e 17,21%, respectivamente).

Ao primeiro grupo, com base principalmente na fórmula estrutural calculada, pode ser classificado como do tipo alcalino (*arfvedsonita*) e o segundo, com base na composição química

ca, como do tipo cálcico (Hornblenda ?).

A comparação com as análises de anfibólios de ULBRICH (1983) para Poços de Caldas revelam similaridade quanto aos valores de SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO e Na_2O (a variação entre os elementos não ultrapassa a 1%), enquanto que para os conteúdos de MgO e CaO , ocorre considerável variação, conforme pode ser observado abaixo:

amostra	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	(*)
Passa Quatro	52,54	1,20	0,42	22,01	2,88	3,68	11,27	7,47	(**)
Poços de Caldas	52,95	1,31	1,20	20,82	3,53	9,22	1,69	8,12	(***)

(*) % em peso

(**) tabela 9

(***) média de 2 amostras

A comparação do quadro acima mostra que os anfibólios de Passa Quatro são menos magnesianos e mais cálcicos do que os de Poços de Caldas.

BIOTITA

As biotitas são estruturadas em folhas onde intercalam-se duas camadas tetraédricas (Si , Al) O ficando entre elas uma camada de cátions octaédricos (Mg , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al etc., DEER et al. 1976). A fórmula geral para micas é representada por $\text{X}_2 \text{Y}_{4-6} \text{Z}_8 \text{O}_{22} (\text{OH}, \text{F})_4$, onde X corresponde à cátions interfoliares (k), Y cátions octaédricos como Al , Mg , Fe^{2+} , Fe^{3+} como principais e Mn , Ti , Cr , Li etc., como secundários, Z como cátions tetraédricos (Si e Al , eventualmente Fe^{3+} e Ti).

FOSTER (1960) apresenta para as biotitas encontradas em nefelina sienitos as seguintes considerações:

TABELA 10 - Composição química de algumas biotitas do Alto das Posses (% em peso, análises de microsonda).

Amostra	PQA17C5	PQA17C6	PQA17C10	PQA17C11
SiO ₂	37.18	37.10	36.24	36.53
Al ₂ O ₃	10.81	11.35	11.95	11.91
TiO ₂	2.23	2.13	1.84	1.70
Fe ₂ O ₃ (a)	25.74	25.73	26.73	26.36
MnO	4.32	4.27	4.74	4.70
MgO	8.77	8.64	7.99	8.12
CaO	-	-	-	-
Na ₂ O	-	0.35	0.51	0.26
K ₂ O	9.72	9.71	9.49	9.49
Cr ₂ O ₃	0.01	0.10	-	-
Total	98.78	99.28	99.49	99.07

(a) Ferro total calculado para Fe₂O₃.

Fórmula estrutural (base 11 oxigênios)

Si	2.94	2.92	2.87	2.89
Al	1.01	1.05	1.11	1.11
Ti	0.13	0.13	0.11	0.10
Fe ²⁺	1.53	1.52	1.59	1.57
Mn	0.29	0.28	0.32	0.31
Mg	1.03	1.01	0.94	0.96
Ca	-	-	-	-
Na	-	0.05	0.08	0.04
K	0.98	0.97	0.96	0.95

	PQA17C5	PQA17C6	PQA17C10	PQA17C11
Carga tetraédrica	- 1.06	- 1.08	- 1.13	- 1.11
nº cátions octaed.	2.93	2.92	2.94	2.95
Carga octaédrica	0.07	0.05	0.09	0.11
	- 0.98	- 1.02	- 1.04	- 0.99
Carga intrafoliar	0.98	1.03	1.04	0.99

- as biotitas apresentam baixos teores de Al, tanto octaédrico como total. Estes teores podem ser tão baixos que não ocorre preenchimento integral das posições tetraédricas, permitindo a entrada de Fe^{3+} nesta posição,
- os teores de Fe^{3+} são elevados; os de Mn são maiores do que os encontrados em biotitas de outras rochas ígneas e mesmo de algumas rochas metamórficas;
- os valores de Ti dispõem-se de forma aleatórios nesta estrutura;
- muitas biotitas podem apresentar vazios nas posições octaédricas.

O exame dos resultados químicos apresentados para biotitas de nefelina sienito do Alto das Posses revelam um equilíbrio na composição da maioria dos elementos constituintes analisados (tabela 10). SiO_2 e Fe_2O_3 são os constituintes dominantes (média de 36,76% e 26,14%, respectivamente), o conteúdo médio de Al_2O_3 é de 11,50%, de MgO é de 8,38% de K_2O é de 9,60% e os demais TiO_2 1,8% , MnO 4,51% e Na_2O 0,28% .

Com base na fórmula estrutural e na composição química obtida para as biotitas de nefelina sienito do Alto das Posses, pode-se concluir que estas são *biotitas ferruginosas*.

A comparação entre a composição média de biotitas de nefelina sienito do Alto das Posses com análises de biotitas de Poços de Caldas (ULBRICH 1983):

amostra (*)	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Passa Quatro (**)	36,76	11,50	1,80	26,14	4,51	8,38	-	0,28	9,60
Poços de Caldas(***)	39,90	9,45	3,18	22,19	3,90	9,38	0,05	0,07	9,57

(*) % em peso

(**) média de 4 amostras, tabela 10

(***) média de 7 amostras

TABELA 11 - Análises químicas de alguns esfenos do Alto das Posses
(% em peso, análises em microsonda).

Amostra	ACP17C4	PQA17C12	PQA17C13	Média de 15 Análises
SiO ₂	28.79	28.87	29.61	29.30
Al ₂ O ₃	1.25	0.88	1.25	0.40 (3 isentas)
TiO ₂	34.33	35.67	35.24	34.53
Fe ₂ O ₃ (a)	2.36	2.93	2.43	2.15
MnO ₂	0.00	0.16	0.07	0.09 (8 isentas)
CaO	25.03	25.93	25.80	24.65
Na ₂ O	0.09	0.62	0.11	0.68
Total	91.85	96.06	94.51	91.80

(a) Ferro total calculado para Fe₂O₃

Fórmula estrutural (base 20 oxigênios)

Si	4.11	4.10	4.11
Al	0.21	0.14	0.21
Ti	3.69	3.68	3.68
Fe	0.25	0.30	0.25
Mn	-	0.02	0.01
Ca	3.83	3.81	3.84
Na	0.02	0.17	0.03

permitem destacar os seguintes pontos:

- a variação de MnO , CaO e K_2O entre as biotitas das duas regiões é inferior a 0,5%;
- a variação de SiO_2 e Al_2O_3 em torno de 2,5% com as biotitas de Passa Quatro sendo mais ricas em alumínio e mais pobres em silício do que as de Poços de Caldas;
- TiO_2 é mais rico nas biotitas de Poços de Caldas (3,18%) do que nas biotitas de Passa Quatro (1,80%);
- Fe_2O_3 e Na_2O das biotitas de Passa Quatro são mais abundantes que nas de Poços de Caldas.

ESFENO

No arranjo estrutural do esfeno, tetraedros de SiO_2 estão ligados a grupos de CaO_7 e TiO_6 . Do ponto de vista químico, sabe-se que o Ca pode ser parcialmente substituído por Sr e Ba ou ainda por Elementos Terras Raras (ETR) e Th. Quanto a este aspecto, DEER et al. (1982) descreve uma variedade de esfeno (grotita) com elevado conteúdo de Fe e Al que são acompanhados por elevado conteúdo de ETR. Valências maiores podem ser balanceadas pela entrada de Fe^{3+} e Al no local do Ti. A posição deste último pode ser ocupada por Sn, Nb e Ta, sendo a compensação de carga feita por Ca e Na. Deste modo as principais substituições de posições na estrutura do esfeno são:

Ca = Na, ETR, Mn, Sr(Ba) e Th, Ti = Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Nb, Ta, Cr
V e Sn e O = OH, F e Cl.

No exame da tabela 11 pode-se efetuar as seguintes observações:

- o conteúdo médio de SiO_2 é de 29,30% (média de 15 análises);
- a maioria dos esfenos apresentam valor médio de 0,40% de Al_2O_3
- (em apenas três amostras não foi detectado), 2,15% de Fe_2O_3 ;

- o Mn que substitui o Ca, no esfeno, foi encontrado em apenas 7 das quinze amostras analisadas, com média de 0,09%;
- os elementos principais da estrutura do esfeno, Ca e Ti, revelam valores constantes para a maioria das amostras analisadas, com média de 24,65% para o primeiro e de 34,53% para o segundo.

A comparação de análises de esfeno contido em DEER et al. (1982) com as análises aqui apresentadas (base no conteúdo de Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3), mostra que devido a extrema pobreza em alumínio, estes últimos caem fora do campo de rochas ígneas (figura 16).

Figura 16 - Campo de distribuição de esfeno do Alto das Posses (A) comparados com o campo para esfeno de rochas ígneas apresentados por DEER et al. (1982) (B), em diagrama Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 .

APATITA

A estrutura da apatita é dada pelo arranjo espacial de grupos PO_4 ligados a colunas de Ca-O e de Ca, distribuídos em torno de anions (trivalentes) numa configuração hexagonal. Esta es

TABELA 12 - Composição química de algumas apatitas do Alto das Posses (% em peso, análises em microsonda).

Amostra	P3ASM4	P3ASM5	17C12	17C15	17C16	17C3	17C4	17C8	17C12
SiO ₂	0.87	1.67	3.29	3.59	4.46	3.77	3.74	2.42	2.65
Al ₂ O ₃	0.58	0.94	-	0.11	-	-	-	-	-
TiO ₂	-	0.06	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ (a)	0.28	0.65	0.41	-	0.37	0.08	-	0.02	-
MgO	0.22	0.18	0.15	0.01	0.04	0.13	0.23	0.14	0.14
CaO	54.12	53.65	50.06	51.23	47.19	47.51	47.43	48.65	47.57
Na ₂ O	0.57	0.23	0.25	0.58	0.62	0.32	0.46	0.34	0.25
K ₂ O	0.04	0.05	-	-	-	0.44	0.43	0.51	0.48
P ₂ O ₅	44.93	43.43	47.34	42.41	44.23	42.51	43.43	42.26	48.35
Cr ₂ O ₃	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-
CoO	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	101.73	100.87	106.56	103.42	101.87	98.09	99.03	97.82	102.56

(a) Ferro total calculado para Fe₂O₃

Fórmula estrutural (base 10 oxigênios)

Si	0.06	0.11
Al	0.04	0.07
Ti	-	-
Fe	0.01	0.03
Mg	0.02	0.02
Ca	3.69	3.69
Na	0.07	0.03
K	-	0.01
P	2.42	2.36

estrutura química permite a substituição aniônica de modo a constituir uma série isomórfica com os seguintes representantes:

Fluor apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$
Cloro apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$
Hidroxiapatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$
Carbonato apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3, \text{OH})_3(\text{F}, \text{OH})$ (?)

A existência de OH, F e Cl na fórmula da apatita permite substituições contínuas e mútuas até membros mais puros da série isomórfica (DEER et al. 1966). As substituições mais frequentes correm pela entrada de cátions (Mn, Sr, ETR e principalmente Ce no lugar do Ca), sobretudo nas fluor-apatitas. Para o caso dos ETR, há tendência de maior concentração de ETR leves em relação aos pesados (HASKIN et al. 1966). Esta preferência de ETR leves em apatitas se deve a ocupação do Ca em dois lugares distintos da estrutura deste mineral, um maior, rodeado por nove oxigênios e outro menor circundado por um F^- , ou Cl^- ou OH^- e seis oxigênios (KAY et al. 1964). Neste dois locais da estrutura, o limite de raio iônico permite a entrada no máximo do Sm, impedindo o de ETR de raio iônico maior (Eu por exemplo).

EBY (1975) ao estudar a distribuição de ETR de carbonatitos do Complexo de Oka (Canadá) notou que a maior concentração destes elementos mais a do Y, ocorre em apatita, perovskita e pirocloro. Assinala também que as apatitas apresentam anomalia negativa em Eu, tanto no padrão condritico quanto na normalização para rocha.

Os dados analíticos apresentados na tabela 12 revelam com base no conteúdo de CaO dois grupos, um com mais de 51% e outro com menos de 48%. Isto também se verifica para o K_2O , porém com valores ou extremamente baixos (cerca de 0,5%) ou inexistente. Em ambos, os teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO e Na_2O apresentam-se bastante variáveis de uma análise para outra. Quanto a P_2O_5 as variações notadas são aparentemente pouco significativas (máxima de 48,35% e mínima de 42,26%).

Figura 17 - Análises químicas semi-quantitativas em apatitas do Alto das Posses com detecção de ETR leves. Análise obtida em microscópio eletrônico de varredura acoplado a microsonda eletrônica.

Os dados de microsonda são compatíveis com substituições catiônicas (Al, Fe, Mg e Na) em relação ao Ca, bem como a entrada de ETR (figura 17) e de Cr, Co e Ni (amostra P3ASM4, ta bela 12).

Os dados aqui apresentados são compatíveis com apatitas do tipo fluorapatita e apatita carbonática.

OPACOS

Dentre os opacos que ocorrem com frequência em rochas alcalinas, os minerais do grupo dos espinélios (magnetita, magnésio cromita, magnésio ferrita e jacobsita) são os mais importantes. É comum a exsolução destes minerais com hematita, ilmenita e rutilo. Além disso, alguns sulfetos, principalmente pirita, esfalerita e calcopirita, podem ocorrer em rochas alcalinas como acessórios relativamente frequentes. Nestes minerais, as substituições catiônicas podem ser variadas, como por exemplo no caso de ilmenitas com elevado teor de Mg, Mn e Nb (GASPAR & WYLLIE, 1983a); e de magnetitas da série magnésio ferrita- magnetita que apresentam substituições do Fe por Ti, Mg, Al e Mn (GASPAR & WYLLIE, 1983b).

Segundo DEER et al. (1966) as magnetitas apresentam substituição de Fe^{3+} por Al e de pequenas proporções de Ca, Mn e Mg por Fe^{2+} ; substituições parciais de Fe^{3+} por Cr e de Fe^{2+} por Ni, ou Co e Zn, ou ainda na posição do Fe^{2+} pode haver substituição por Mg, Mn e Ca.

As determinações químicas dos opacos (tabela 13) mostram que estes minerais são do tipo magnésio ferrita (amostras 17B16, 17B17, 17B18, P3ASM1, P3ASM2, P3AT). Nestas amostras, um grupo apresenta conteúdo em FeO sempre superior a 78% (tabela 13, fotomicrografias 14 e 15), com SiO_2 entre 0,3 a 1% (tabela 13 fotomicrografia 16) e TiO_2 entre 4 e 7% (tabela 13, fotomicrografia 17) de modo similar também o MnO com 4 a 7%, além de conteúdo variá-

TABELA 13 - Composição química de alguns opacos no Alto das Posses (% em peso, análises em microsonda) (ver figura 18 A)

Amostra	17B16	17B17	17B18	P3ASMI	P3ASM2	P3AT	17CB	17C9	17C11	17C13	17C3
SiO ₂	0.38	0.35	0.37	0.37	0.51	1.06	0.53	1.13	0.52	0.53	0.62
Al ₂ O ₃	0.13	0.15	0.11	0.93	0.84	1.03	0.03	0.23	0.07	-	0.06
TiO ₂	7.24	5.25	6.15	4.63	4.62	4.50	50.52	50.73	50.40	51.02	50.14
Fe ₂ O ₃ (a)	87.75	87.79	86.99	89.75	91.81	91.27	21.13	21.11	22.45	21.63	17.78
MnO	6.01	7.52	7.62	3.95	4.14	3.99	26.54	26.49	25.30	25.17	29.37
MgO	0.11	0.01	0.10	0.08	0.04	0.11	0.22	0.13	0.17	0.05	0.12
CaO	0.05	0.04	-	0.01	0.01	0.15	0.10	0.09	0.12	0.53	0.26
Na ₂ O	0.82	0.92	0.92	0.62	0.25	0.62	0.24	0.43	0.30	0.29	0.12
K ₂ O	0.01	-	0.01	-	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04	0.01	-
Cr ₂ O ₃	0.03	0.10	0.02	0.09	0.04	-	0.03	-	0.04	0.00	-
Total	102.53	102.13	102.29	100.43	103.29	102.79	- 99.34	100.38	99.41	99.23	98.52
	-----			magnésio-ferrita			-----			magnetita ilmenítica	

(a) Ferro total calculado para Fe₂O₃.

Fotomicrografias 14, 15, 16 e 17 - Magnetita titanífera em feldspato de potássio (14, esquerda inferior). Análise química semi-quantitativa de Fe (superior esquerda, 15), de Si (inferior direita, 16) e de Ti (superior direita, 17). Carta de repartição de elementos para o local apresentado pela fotomicrografia 14.

ID:25-PYROCHLORE
 ELEMENTS FOUND: NA SI NB CA TI CE
 PRESET:RT= 200S DEAD TIME:36% COUNTS/SECOND: 5730
 FULL SCALE: 8K LINEAR 0-10 KEV 10 EU/CH

EG&G ORTEC

Figura 18B - Microanálise química qualitativa em pirocloro de ne felina sienito do poço PQA do Alto das Posses.

vel de Mg, Ca, Na, K e Cr (tabela 13). O segundo grupo de opacos apresenta um teor em Fe_2O_3 entre 18-22%, TiO_2 em torno de 50% e MnO entre 25-29% (amostras 17C8, 17C9, 17C11, 17C13 e 17C3 da tabela 13). Estes valores elevados de TiO_2 são devidos a presença de ilmenita e ou rutilo em associação com magnetita. (figura 18A)

Estes dois grupos apresentam também clara distinção entre as quantidades de Na, Ca e Mg, com o primeiro tendo alto conteúdo em Na, baixo em Ca e Mg, e o segundo baixo conteúdo em Na e alto em Ca e Mg.

Figura 18A - Diagrama e distribuição dos campos ocupados pelos opacos de nefelina sienitos do Alto das Posses. A= amostras com Fe_2O_3 maior que 78%; B= amostras com Fe_2O_3 entre 18 e 22%.

OUTROS MINERAIS

Na amostra 17C de nefelina sienito foi detectado por microanálise química qualitativa a presença de pirocloro (figura 18B).

CONCLUSÃO

Com base nas análises químicas minerais, na petrografia e na associação mineral (esfeno, anfibólio, biotita, apatita, magnetita-ilmenítica etc) acredita-se que a variedade alcalina do Alto das Posses é do tipo miasquítica, pois $Na + K < Al$ (segundo proposta de classificação de ULBRICH 1984).

As variações químicas observadas nos minerais estudados no maciço de Passa Quatro (Alto das Posses e Poços de Caldas) (variedade cinza do anel norte), quando comparadas permitem concluir que o primeiro maciço apresenta-se mais evoluído do que o segundo (piroxênios pouco cálcio-magnesianos, anfibólios pouco magnesianos, conteúdo de TiO_2 nos anfibólios de Passa Quatro menor e de piroxênio maior).

II.3.3 Facies de Alteração

II.3.3.1 Facies inicial de alteração

a. Córtex de alteração

Os primeiros sinais de alteração da rocha são do Poço PQA (figura 11), aparecem numa faixa de alguns centímetros (2 a 15), com parte dos produtos primários já bastante modificados em termos de coloração, textura, brilho e friabilidade (figura 19). Esta faixa é aqui denominada de "córtex de alteração", termo este definido por LACROIX (1913) como zona de saída.

O Córtex de alteração consiste no material alterado ou parcialmente alterado em continuidade com a rocha, porém apresentando certa friabilidade e peso específico inferior à rocha sã. O estudo de campo e micromorfológico permitiu separar dentro desta facies (figura 19) três conjuntos distintos, os quais são aqui denominados de *zona de saída*, *zona intermediária* e *zona reli*

Figura 19 - Esquema inicial de alteração de rocha sã, compreendendo do três zonas, que consistem no denominado "côrtex de alteração". A: nefelina sienito são com zona de saída; B: zona intermediária e C: zona reliquiar.

A: anfibólio; B: biotita; E: esfeno; M: FK microperítico; N: nefelina e P: piroxênio.

quiar, cujas características mesoscópicas e microscópicas são descritas a seguir:

- A - Zona de Saída - é a zona mais próxima à rocha sã e apresenta passagem gradual a partir desta. Os minerais primários apresentam-se intensamente fraturados (descontinuidades inter e intra-minerais, clivagens e outras zonas de fraqueza). Ocorre nítida perda da coloração primária destes minerais à medida que se avança em direção à zona subsequente (intermediária ou B). Alguns produtos de transferência oriundos da lixiviação das zonas superiores são depositados em micro-fraturas. Parte dos produtos secundários são provenientes de minerais primários que iniciam sua alteração neste nível. Estes produtos são em sua maioria lixiviados e uma parte reduzida deposita-se ao longo das microfissuras inter e intraminerais (figura 20, fotomicrografia 18). A porosidade e permeabilidade neste local para a ação de soluções aquosas restringem-se exclusivamente a esta trama de microfissuras (figura 19A).
- B - Zona Intermediária - possui contatos graduais com os níveis imediatamente acima e abaixo. Apresenta coloração branca com pontuações amareladas, com espessura entre 0,5 a 5 cm. Poucos minerais primários ainda preservam as características físicas originais (cor, brilho e dureza). A porosidade fissural inicial é preenchida por produtos secundários oriundos de transferência, resultando assim estrutura tipo "box work". Nesta zona forma-se o arcabouço da textura isalterítica com a cimentação das fissuras (inter e intramineral) por produtos secundários, resultando assim pseudomorfos de minerais primários (figura 19B).
- C - Zona Reliquiar - nesta zona os minerais primários encontram-se quase totalmente alterados (figura 19C). Apresenta espessura variável (1 a 12 cm), com predomínio de cor amarela a amarelo-avermelhada, com contato gradual com a zona inferior (B). Alguns minerais suscetíveis a alteração aí permanecem (principalmente óxidos-magnetita e ilmenita - e alguns sílica

Figura 20 - Comportamento de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e MnO em percentagem ao longo de microfissuras de FK micropertítico da fotomicrografia 18.

Fotomicrografia 18 - Microfissura em FK micropertítico com análise química em perfil para SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e MnO , apresentados na figura 20. 1560 aumentos.

tos mais resistentes). O preenchimento das microfissuras por produtos secundários mais estáveis restringe a evolução da alteração apenas aos grãos minerais aprisionados nos "box works" da zona B. Neste ponto, a porosidade e a permeabilidade não mais restringem-se às zonas de fissura e descontinuidades, mas estendem-se por todo o material, sendo agora a dinâmica da água controlada pela maior ou menos possibilidade de percolação, a qual passa a ser função do maior ou menor acúmulo de material secundários nos poros. Este nível é o substrato de todo o perfil isalterítico em direção a superfície.

b. Produtos observados nas fissuras

Na fase inicial os produtos secundários nas microfissuras são preferencialmente minerais de Al (gibbsita, halloisita) (figura 21) Fe (goethita, e amorfos de ferro) e de Mn.

Estes produtos representam mais um aporte de material neoformado pouco acima do perfil do que resultado da alteração dos minerais primários aí existentes, aqui entendido como "produtos de transferência" (fotomicrografia 2, figura 14).

As modificações significativas observadas na primeira etapa da alteração, são restritas ao sistema de contato e fissural. Neste estágio, além das modificações mineralógicas se dá o transporte e deposição dos produtos neoformados (internos e externos) por soluções percolantes.

Este processo é evidente ao longo das fissuras, com o Si sendo total ou parcialmente removido; o Al sendo concentrado de modo relativo, o K sendo removido; o Fe e outros (Mn) sendo depositados ou concentrados secundariamente (fotomicrografia 2, figura 14). Este aspecto foi observado em diversas microanálises químicas em perfil de fissuras minerais, conforme ilustram as fotomicrografias 18 e a figura 20.

Figura 21 - Difratoograma de Raio-X, H- halloisita, K- caolinita, Gi- gibbsita.

II.3.3.2. Facies rocha alterada com conservação da estrutura primária ou bauxita friável isalterítica (maciça e fraturada)

Esta facies apresenta dois horizontes que da base para o topo podem ser assim descritos:

- horizonte maciço com fissuras estreitas associado a pequena quantidade de produtos argilosos (bauxita friável isalterítica maciça);
- horizonte bastante fraturado com expressiva quantidade de material argiloso nas fissuras. Tais fissuras apresentam-se aqui mais espessas que no horizonte anterior e em maior quantidade (bauxita friável isalterítica fraturada). Entre um e outro nível, algumas diferenças podem ser apontadas como densidade aparente, textura, conteúdo em sílica, ferro, água e K_2O (tabela 14).

A bauxita *isalterítica maciça* compreende um nível com espessura entre 2 a 3,6 m e foi identificada ao longo de toda a topossequência ilustrada pela figura 10 (Poços, PQA, P-102, P-109, P-110, P-111, P-112, P-114, P-131, PQE e PQB). Consiste numa bauxita de cor amarela clara com preservação de estrutura da rocha mãe, friável, de baixa densidade ($1,56 \text{ g/cm}^3$). Sua porosidade é dada principalmente pela estruturação de pseudomorfoses de feldspatos (alteração com formação direta de gibbsita e preservação da estrutura original dos minerais primários e da rocha) em gibbsita, com poros finos a muito finos (menores que 2 mm), podendo apresentar revestimento em seu interior de material argiloso ou ferruginoso. São comuns pontuações avermelhadas que redobrem a feição reliquiar (acumulações de goethita e amorfos de ferro) e de pontos escuros de óxidos de manganês os quais ocupam espaços intervazios de estruturas reliquiaras de nefelina e de feldspatos. Ocorrem pontuações de cor rósea, constituídas de argilas. A composição mineralógica deste tipo de bauxita é formada por gibbsita (mais de 80%); hematita, caolinita e goe-

TABELA 14 - Formações bauxíticas sobre nefelina sienito do Alto das Posses, maciço alcalino de Passa Quatro- MG.
Características das diferentes facies.

Facies	Espessura(m)	Número/Amostras	Densidade Aparente	Composição Química Média em %								
				SiO ₂ total	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	H ₂ O ⁺	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO
Couroca Alumina Ferruginosa Fragmentada	1 a 2.8	6	1.82	1.73	56.90	5.80	1.30	31.50	0.21	-	-	-
Bauxita Friável Isotérmica Fraturada	2 a 4.8	5	1.42	0.50	59.00	6.38	1.31	31.61	0.12	-	-	-
Bauxita Friável Isotérmica Maciça	2 - 3.6	6	1.56	0.64	58.00	5.85	1.37	30.88	0.05	-	-	-
Cortez de Alteração e Rocha Alcalina	0.02 a 0.15	5	2.17 a 2.35	42.60	25.00	2.11	0.88	6.14	7.94	2.75	0.51	0.29
				47.85	25.64	3.04	0.76	8.81	8.46	3.60	1.73	
	-	3	2.57	57.96	20.84	1.65	0.88	-	6.33	6.58	1.75	1.07

thita perfazem o restante.

A *bauxita isalterítica fraturada* possui espessura entre 2 e 4,8 m ao longo da topossequência (figura 10) e ocorre em todos os poços na área. Da mesma forma que o tipo anterior possui cor amarela clara, com densidade em torno de $1,42 \text{ g/cm}^3$ e sendo friável. Todavia é mais dura do que a isalterita subjacente, com porosidade parcialmente preenchida, apresentando também pseudomorfos de minerais primários (principalmente feldspato e nefelina). Os poros são pequenos (inferiores a 2 mm), sendo frequentemente preenchidos por argila ou gibbsita, os quais obliteram parcialmente a textura original da rocha mãe. Manchas rosadas de goethita são observadas em associação com máficos primários. A distinção desta facies é feita com base na existência de matriz argilosa, que envolve blocos e fragmentos de bauxita isalterítica. A relação gibbsita/argila é de 1:2 no material como um todo. A composição mineralógica tanto para a fração argilosa quanto para a bauxita é de gibbsita (dispersa de forma cristalina na argila e microcristalina na bauxita). Os produtos restantes consistem em goethita e caolinita (tabela 14).

II.3.3.3 Facies couraça alumino - ferruginosa fragmentada

Compreende um horizonte com espessura variável de 1 a 3,8 metros, observado em praticamente todos os poços estudados (figura 10). Possui alto conteúdo de Al_2O_3 (acima de 50%), alta consistência e alta densidade, sendo a mais densa delas com $1,82 \text{ g/cm}^3$ (tabela 14). O contato com o horizonte inferior (bauxita isalterítica friável fraturada) é em geral gradual, aparecendo um subnível intermediário argiloso entre eles, o qual, em alguns poços (PQB, PQE e PQC, figuras 10 e 11), pode representar planos de fraturas preenchidos por argila e por fragmentos de bauxita.

Os fragmentos de couraça são algumas vezes recobertos por matriz argilosa, tendo dimensões centimétricas a deci

Figura 22 - Distribuição das formações bauxíticas nos poços PQB e PQE onde se destaca a facies kaolinita e fragmentos de bauxita isalterítica ou facies bauxita isalterítica em desagregação.

métricas, de cor amarelada, maciços, de forma irregular, porosos (poros de 3 a 10 mm) preenchidos eventualmente por material argiloso e ferruginoso (óxidos e hidróxidos de ferro), de cor vermelha a rosada.

Para o topo, a matriz argilosa (esbranquiçada e amarelada) grada para outra matriz de cor cinza escura. Na primeira, pequenos fragmentos de bauxita (2 a 30 mm) encontram-se dispersos e ocultos nesta matriz; na segunda estes mesmos fragmentos são salientados em função da mudança da cor da matriz.

A distinção entre a base e o topo desta facies, além da diferença de coloração da matriz, reside na mudança da relação de fragmentos e matriz, que em direção ao topo aumenta de tal forma que a partir do último 1,5 metros da superfície os fragmentos predominem totalmente. Tais fragmentos não apresentam qualquer feição reliquiar. Comparativamente, estes fragmentos são similares aos fragmentos observados na *facies isalterita em desagregação* quanto a textura, difere apenas pela ausência de litorelíquias. Na composição mineralógica predominam gibbsita e hematita, sendo a goethita secundária.

II.3.3.4. Facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica ou facies bauxita isalterítica em desagregação

Na topossequência AB (figura 10) apenas seis dos quatorze poços que este tipo de bauxita não se encontra assentada diretamente na rocha mãe. Os poços PQB e PQE (figura 22) serviram de base para descrição dos horizontes desta facies. As formações bauxíticas destes são bastante similares às descritas do poço PQA (figura 11, item II.3.1). No seus primeiros seis metros (do topo para a base) observam-se as facies couraça alumino-ferruginosa fragmentada e bauxita friável isalterítica maciça e fraturada. A única distinção entre eles está na espessura entre as diferentes facies. Em função desta similaridade, mantém-se a mesma descrição (morfoscópica e micromorfológica) já apresentada nos itens

II.3.3.2 e II.3.3.3 para o poço PQA.

A *facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica* foi observada nos poços PQB, PQC, PQD, PQE, P131 e P144 (figura 10). Possui espessura entre 2 e 9 metros, sendo esta última a máxima registrada (poço PQB). Esta facies contém fragmentos e blocos de bauxita em meio a matriz argilosa onde predomina caolinita. Estes fragmentos distribuem-se na matriz de forma irregular com diâmetro entre 2 e 90 cm e numa percentagem que raramente ultrapassa os 30%. Este horizonte é cortado por planos de antigas fraturas na rocha, hoje preenchidas por material argiloso, óxidos e hidróxidos de ferro e de manganês e por pequenos fragmentos de bauxita (2 a 5 cm).

A superfície externa dos fragmentos desta facies encontra-se fortemente endurecida, sendo de cor amarela- avermelhada, e com ausência em geral de estruturas reliquias. Em direção ao interior do fragmento, surgem estruturas reliquias preenchidas por produtos de transferência (análogo ao da bauxita isalterítica maciça menos porosa), que próximo ao centro cedem lugar a pseudomorfos minerais não preenchidos (estrutura mais porosa análoga a da bauxita isalterítica friável fraturada, fotomicrografia 19).

Alguns fragmentos neste nível não apresentam a superfície externa endurecida (côrtex, mostrando forte interação com a argila da matriz, a qual passa a preencher a porosidade externa. Aqui as feições reliquias não são observadas e ao contrário dos fragmentos anteriores, constituem-se de caolinita, sendo friáveis e com contato gradual com a matriz.

A composição mineralógica dominante é de caolinita (mais de 70%), seguida por gibbsita, óxidos e hidróxidos de manganês, goethita, magnetita e ilmenita, sendo estas duas últimas menos comuns.

TABELA 15 - Microanálises químicas de gibbsita em desagregação no curso das facies de alteração

% Óxidos.	F. Bauxita Isalterítica						F. Caolinita		
Amostra	PQA17a	PQA17a	PQA17a PT2	PQE 53 SP7	PQE 53 SP3	PQE 53 SP1	PQA14 SM1	PQE53 FT128-1	PQE53 FT130
SiO ₂	1,15	1,34	2,90	3,79	27,74	26,47	36,43	45,50	46,50
Al ₂ O ₃	72,52	33,70	67,60	71,02	64,26	56,37	52,27	39,89	38,85
TiO ₂	3,46	4,75	4,08	1,03	0,16	0,42	0,23	0,15	0,13
Fe ₂ O ₃	21,06	58,76	23,03	20,66	1,61	9,27	1,52	1,56	1,35
MnO	-	0,21	0,07	1,53	-	-	-	-	0,69
MgO	0,26	0,21	0,27	0,31	-	0,42	0,43	0,22	-
CaO	0,26	0,29	0,22	-	0,13	0,19	-	0,07	0,09
Na ₂ O	-	0,26	0,21	-	0,15	0,34	0,40	0,86	0,89
K ₂ O	0,22	0,15	0,43	0,66	5,38	5,49	8,56	11,34	11,08
Relações Moleculares									
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,026	0,067	0,073	0,091	0,73	0,80	1,18	1,49	2,04
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0,191	1,12	0,218	0,186	0,016	0,105	0,018	0,020	0,022
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,003	0,005	0,007	0,010	0,092	0,106	0,179	0,31	0,31

Fotomicrografia 19 - Fragmento de bauxita na facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica. Pseudomorfos de feldspato alcalino substituído por caolinita, levando a destruição da estrutura reliquiar.

II.3.3.4.1. Microanálises químicas na facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica

As microanálises realizadas em amostras provenientes desta facies, relativas aos poços PQB como ao PQE (figura 22), em associação com o estudo micromorfológico mostram a distribuição de ETR ao longo de fissuras, associados com goethita e gibbsita de transferência, ocorre também *interação entre a gibbsita* de níveis superiores (bauxita isalterítica friável maciça e fraturada) com caolinita.

A tabela 15 apresenta algumas microanálises de fragmentos de bauxita das facies de alteração com sua consequente interação com a caolinita.

Figura 23 - Distribuição dos pontos de análises da facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica friável, em diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ (relações moleculares, dados da tabela 15).

Figura 24 - Evolução de gibbsita em caolinita com base nas relações moleculares $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de produtos amostrados na facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica friável (dados da tabela 15).

Estes dados químicos expressos em razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ permitem destacar dois aspectos: o primeiro que mostra a distribuição das análises obtidas entre os campos da caolinita, gibbsita e goethita (figura 23). A goethita provém de transferência, a gibbsita da alteração "in situ" dos minerais primários (feldspatos e nefelina principalmente), podendo também em parte ser alóctone, enquanto que a presença de caolinita sugere uma dificuldade de lixiviação da sílica. O segundo aspecto é salientado através de diagramas, como no da figura 24, onde a distribuição dos pontos de análises sugerem um caminho evolutivo a partir da gibbsita em direção à caolinita, por adição de sílica. Este aspecto é confirmado por observações ao microscópio óptico, mostrando a evolução da gibbsita em caolinita (fotomicrografia 19).

A distribuição dos pontos de análises no diagrama triangular $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2/\text{bases}$, fornece também uma indicação de transformação dos produtos gibbsíticos das bauxitas em produtos de composição intermediária entre a gibbsita e a caolinita, mostrando uma faixa mais ou menos contínua de pontos entre aqueles dois minerais (figura 25).

II.3.3.4.2. Conclusão sobre a facies bauxita isalterítica em desagregação

Os dados morfoscópicos, micromorfológicos e microanalíticos para a facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica friável conduzem às seguintes considerações:

- parte dos poços estudados na topossequência apresentam um nível de acumulação absoluta de produtos secundários, sem preservação da estrutura primária, e que é constituído principalmente por caolinita;
- este horizonte caolínítico apresenta espessura variável nos poços estudados e dispõe-se principalmente na porção inferior da topossequência (cotas abaixo de 2000 m), separando a rocha mãe

Figura 25 - Diagrama triangular $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ bases para análises da facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica friável (proporções moleculares, dados da tabela 15).

das formações bauxíticas isalteríticas a elas superpostas;

- a matriz caolínitica deste horizonte contém fragmentos de bauxita isalterítica friável, fraturada ou maciça, e são mais abundantes na porção superior do horizonte que na inferior. Tais fragmentos demonstram uma forte interação com a argila da matriz e em alguns casos seus contatos externos apresentam-se difusos;
- o resultado das microanálises químicas nos produtos permitem distinguir o campo dos produtos de transferência (goethita e alguma gibbsita), como também sugerem claramente existir uma passagem de gibbsita (tanto de acumulação relativa como absoluta),

para caolinita;

- finalmente, a ocorrência desta espessa camada caolínitica na topossequência estudada, compreendendo principalmente a parte mais basal da mesma, deve refletir um processo de ressilificação da bauxita friável isalterítica maciça. É bem provável que o aporte de sílica liberada na contínua lixiviação tanto da isalterita, como da desegregação da rocha mãe na porção superior da topossequência, forneça a condição necessária para o desequilíbrio geoquímico da bauxita com sua conseqüente transformação em caolinita. Esta hipótese encontra apoio na variação do lençol freático ao longo da topossequência, que coloca em contato direto, soluções ricas em sílica com a bauxita já existente.

II.3.4. Conclusões

As observações macroscópicas efetuadas nos materiais da topossequência permitem distinguir três zonas na *facies inicial de alteração*:

1. zona reliquiar
2. zona intermediária e,
3. zona de saída,

três horizontes sendo dois na *facies isalterítica*:

1. horizonte de facies isalterítica fraturada e,
 2. horizonte de facies isalterítica maciça,
- e um terceiro correspondendo a facies *couraça alumino-ferruginosa fragmentada*.

Observa-se descontinuidade lateral em algumas destas facies (couraça principalmente) acompanhada de variações de espessura. A partir da cota de 2100 m para baixo aparece a

facies isalterítica em desagregação (figura 10), que interpõe-se a rocha sã e a *facies isalterítica maciça*, representando uma derivação desta última.

CAPÍTULO III

AS TRANSFORMAÇÕES MINERAIS: ESTRUTURA, MINERALOGIA E GEOQUÍMICA

III.1 INTRODUÇÃO

Em função da presença de feldspatos de quatro tipos juntamente com outros minerais (sete) na rocha sã, optamos por apresentar a alteração mineral relacionando-a às facies já descritas. As evoluções aqui apresentadas vinculam-se às amostras obtidas ao longo da topossequência do Alto das Posses (figura 10).

Os dados aqui apresentados foram obtidos através de microanálises em microsonda de amostras oriundas das facies acima referidas. Na maioria dos minerais parentais, foi possível identificar as transformações do mineral primário ao secundário correspondente, porém, devido à passagem rápida em alguns casos, esta transformação não pôde ser observada. Esta dificuldade se deve em parte a ocorrência restrita dos minerais primários na rocha mãe, como por exemplo apatita, albita, sanidina e eventualmente piroxênio e anfibólio.

III.2 ALTERAÇÃO DA NEFELINA

a. Estudos morfológicos

Os estudos morfológicos ao microscópio óptico e ao microscópio eletrônico de varredura com microsonda eletrônica, mostram que a nefelina é o primeiro mineral a se alterar. Sua evolução é mostrada na figura 26, e ocorre ao longo de uma curta distância da rocha sã (menos de 1 cm). Desenvolve-se a partir da dissolução e deposição de produtos secundários, com formação de pseudomorfos.

O início da alteração ocorre ao longo das descontinuidades intra, inter e transminerais, que formam uma rede irregular (padrão linear irregular), condicionada pela estrutura cristaloquímica do mineral e pelas microfraturas endógenas ou

Fotomicrografia 20 - Fissura em nefelina (Ne), observação morfológica de fragmento, em microscópio eletrônico (1310X). Análises semi-quantitativas exibem deposição de goethita (Go) e de gibbsita (Gi).

Fotomicrografia 21 - Fissuras em nefelina alterada. Os pontos de 1 a 5 correspondem a microanálises químicas qualitativas apresentadas na figura 29. Seção delgada, 2530 aumentos.

provenientes do intemperismo físico.

A perda de parte dos elementos químicos primários promove um aumento de porosidade que a deposição dos produtos secundários (autóctones ou alóctones) não consegue compensar (figura 26II). Estes produtos sublinham a rede irregular de descontinuidade podendo ser aluminosos ou ferruginosos (gibbsita e goethita, fotomicrografia 20), provenientes da acumulação relativa por dissolução incongruente parcial da nefelina, ou da acumulação absoluta, por transferência de produtos dissolvidos mais acima.

Figura 26 - Evolução micromorfológica da nefelina durante a alteração. I- nefelina sã. II- dissolução química e ampliação das microfissuras com deposição dos primeiros produtos secundários (neoformados e de transferência). (zona de saída). III- preenchimento das microfissuras e formação do arcabouço isalterítico (zona intermediária). IV- pseudomorfose de nefelina por gibbsita e lixiviação dos produtos retidos nos "box works", com deposição dos produtos neoformados e de transferência (goethita, gibbsita) (zona reliquiar).

A rede irregular formada, delimita volumes de nefelina, circundados por produtos secundários (figura 26 III), que evoluem de forma centrípeta (padrão de alteração pelicular para os volumes e linear irregular para os cristais) com resíduo gibbsítico. A parte central destes volumes terminará formando um va

TABELA 16 - Microanálises químicas de nefelinas no curso das facies de alteração

	Rocha Sã			Facies Inicial de Alteração	Facies Bauxita Isalterítica				Facies Couraça Alumino-Ferruginosa			
Amostra % óxidos	17C27	17C28	17C19	17P3B	17P3C1	17P3C2	17P3C3	SP5 PQA17CR	17C25	17P3CANA	SP2 PQA17C	SP2a PQA17C
SiO ₂	42.29	43.63	40.56	51.09	45.62	46.02	45.68	33.47	2.15	1.95	1.22	0.20
Al ₂ O ₃	33.28	33.03	33.89	45.33	49.68	50.53	50.99	55.08	48.87	93.95	95.09	97.12
Fe ₂ O ₃	0.47	0.74	0.40	0.59	0.08	0.15	0.52	6.29	1.58	2.99	3.22	2.31
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.06	0.09	-	-
Na ₂ O	16.19	15.47	16.01	0.34	0.42	-	0.63	1.72	0.51	0.22	0.09	-
K ₂ O	6.61	5.91	7.23	0.58	0.41	0.17	1.37	2.28	0.05	0.009	0.13	-
CaO	-	-	-	1.19	0.05	0.08	0.13	-	0.16	0.06	0.09	-
MgO	-	-	-	0.21	0.06	-	0.34	-	0.33	0.46	0.08	0.14
Relações Moleculares												
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2.14	2.24	2.03	1.91	1.56	1.54	1.52	1.03	0.08	0.04	0.022	0.007
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0.009	0.015	0.008	0.008	0.001	0.002	0.006	0.07	0.02	0.02	0.02	0.01
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0.80	0.77	0.78	0.012	0.014	-	0.20	0.050	0.017	0.004	0.001	0
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.22	0.20	0.23	0.014	0.009	0.004	0.029	0.045	0.001	0.0001	0.002	0
CaO/Al ₂ O ₃	-	-	-	0.074	0.003	0.004	0.007	-	0.009	0.013	0.002	0.003
MgO/Al ₂ O ₃	-	-	-	0.017	0.004	-	0.024	-	0.025	0.018	0.003	0.005

zio, em que a perda de matéria é maior que eventuais transferências, e os produtos residuais da dissolução incongruente vão se posicionar ao longo dos planos de descontinuidades paralelas, transformando-se em "paredes" de uma estrutura do tipo "box work" porosa. É neste quadro de alteração da nefelina que encontra estruturada a base para o desenvolvimento da feição pseudomórfica (figura 26 IV, zona reliquiar).

b. Microanálises químicas dos produtos de alteração da nefelina

As microanálises químicas executadas sobre nefelina e seus produtos de alteração constam da tabela 16. Elas foram realizadas em nefelina das diferentes facies de alteração seguindo o critério de detecção química analítica pontual, do centro para a borda do cristal.

Os gráficos das figuras 27 e 28, relacionando os teores de ferro, sílica, alumina e bases, mostram que existem pontos com composição intermediária entre nefelina e gibbsita, indicando que a lixiviação de sílica é rápida e brusca (ver tabela 16). A figura 28 mostra ainda que, na alteração da nefelina para gibbsita, a perda em sódio é mais rápida que a dessilicificação.

A nefelina em início de alteração (fotomicrografia 21), sofreu análise semi-quantitativas, em cinco pontos alinhados, partindo-se do mineral pouco alterado até a fissura (figura 29). Esta figura mostra o baixo conteúdo em potássio da nefelina já em início de alteração (ponto 1), seguido por um aporte de ferro (pontos 2 e 3), Ti e Mn (pontos 4 e 5). Verifica-se também que o Ca e K são retidos em pequenas quantidades nos produtos fissurais, com empobrecimento em Si relativamente ao Al; sugerindo que a sílica bem como os elementos perdidos pelos cristais de nefelina em alteração, são retidos parcial e transitoriamente no sistema fissural.

Figura 27 - Variação das relações moleculares $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ para produtos formados a partir de nefelina (base na tabela 16).

Figura 28 - Variação das relações moleculares de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus bases Al_2O_3 de produtos neoformados a partir da nefelina, (base na tabela 16).

Figura 29 - Microanálises químicas qualitativas de nefelina em alteração. Os números de 1 a 5 correspondem aos pontos assinalados na fotomicrografia 21 onde foram executadas as análises.

Figura 30 - Evolução das nefelinas diante de diagramas $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$, para as diferentes facies observadas ao longo da alteração.

Conclusão sobre a Alteração das Nefelinas

A passagem da nefelina para produtos secundários ocorre no espaço de milímetros, ainda no córtex do perfil estudado. Considerando os dados aqui alinhados e a composição inicial das nefelinas pode-se resumir as etapas da alteração da seguinte maneira:

1. fissuração generalizada da rocha por um agente externo (tectônico, resfriamento, intemperismo físico, etc.), ocasionando parte das fissuras trans e intraminerais;
2. segue-se a dissolução das nefelinas, ocorrendo inicialmente a lixiviação dos álcalis;
3. a partir deste estágio a nefelina comporta-se como grandes fissuras, recebendo expressivo volume de produtos de transferência (figura 29). Concomitantemente contribui com a deposição de produtos secundários neoformados a partir de sua própria alteração, nestas fissuras e em descontinuidades intramineral;
4. a deposição de produtos de transferência nestas fissuras conduz o isolamento de fragmentos do mineral, já parcialmente alterados, conduzindo ao empobrecimento inicial de SiO_2 , K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 e mesmo de Al_2O_3 (figuras 27 e 28) após o que ocorre o enriquecimento relativo em Fe_2O_3 e Al_2O_3 (figura 30). Este último migra até a fissura onde se cristaliza como gibbsita reforçando a parede já formada;
5. o resultado é a formação de vazios de dissolução que encontram-se limitados por paredes de gibbsita, que asseguram a forma (pseudomorfose) do cristal de nefelina. A estrutura pseudomórfica em forma de "favo de abelha", parece refletir a estrutura hexagonal da nefelina;

Fotomicrografia 22 - Fosfato de Terras Raras (Crandallita) em pseudomorfo de egerinaugita. Fragmento de nefelina sienito parcialmente alterado.

Figura 31 - Microanálise qualitativa em fosfatos de Terras Raras, observado na foto 22. As indicações de Ce no diagrama correspondem a série das Terras Raras leves.

6. as fissuras iniciais e os vazios de dissolução são preenchidos por produtos de transferência como goethita e menos frequente por gibbsita remobilizada;
7. a passagem da nefelina alterada (mais pobre em Si e bases) para gibbsita é descontínua, ou seja, não há produtos intermediários com composição numa faixa contínua entre eles, o que é explicado pelo fato de gibbsita não provir de produtos de transformação da nefelina, mas sim de produto residual neoformado, a partir da dissolução incongruente da nefelina.

III.3. ALTERAÇÃO DA APATITA

Apesar da dificuldade de identificação deste mineral ao longo do perfil de alteração da rocha, acredita-se que sua velocidade de alteração seja equivalente a da nefelina, já que não se observa qualquer cristal de apatita em vias de alteração na zona intermediária do córtex. Entretanto, detectou-se a presença de fosfatos de Terras Raras (crandalita) neste micromeio, e ao longo do perfil de alteração, sugerindo que estes fosfatos sejam oriundos da apatita, a partir da zona de saída (fotomicrografia 22, figura 31). O comportamento dos ETR será discutido no Capítulo IV.

III.4. ALTERAÇÃO DOS FELDSPATOS POTÁSSICOS E CALCO-SÓDICOS

a. Estudo Morfológico

A presença de albita nos feldspatos potássicos permite explicar a variação do Na e a presença de Fe em sua composição (tabelas 5 e 17). Os estudos micromorfológicos e mineralógicos mostram que as variedades de feldspatos encontradas na rocha (albita, sanidina, anortoclásio e ortoclásio micropertítico ou não) respondem de forma diferente à ação do intemperismo. Dentre eles, o ortoclásio micropertítico é o que primeiro apresenta indi

Figura 32 - Evolução micromorfológica do ortoclásio microperthítico ao longo das facies de alteração do nefelina sienito do Poço PQA do Alto das Posses. I- feldspato são. II- início da alteração com microfraturamento intra e transmineral, segundo padrão linear cruzado (zona de saída). III- deposição ao longo das microfraturas de produtos de transferência, em associação com intensificação das microfraturas (zona intermediária) e IV- pseudomorfose do ortoclásio microperthítico por gibbsita neoformada e outros produtos, em associação com produtos de transferência (zona reliquiar).

cação de instabilidade ao intemperismo (fotomicrografia 2, 18 e figuras 15 e 20) na forma de alteração nos planos de clivagem, nos contados interminerais e nas inclusões de albita.

O estudo micromorfológico mostra que a alteração inicial dos FK pertíticos ocorre algumas vezes a partir das lamelas albiticas. Considerando-se que este tipo de FK é o mais susceptível a alteração nesta facies, supõe-se que a presença destas lamelas de albita desempenhem importante papel no processo de alteração.

O início da alteração ocorre na zona de saída, com o ortoclásio micropertítico sendo intensamente fraturado devido ao alívio de pressão ocorrido durante o processo de alteração da rocha (figura 32 II).

A dissolução do feldspato aumenta o espaçamento, o qual é acompanhado pela deposição de pequenas partículas de produtos secundários. Nestas condições, os fragmentos de feldspatos sofrem dissolução predominantemente centrípeta e incongruente. A seguir, nesta evolução, ocorre modificações do fundo matricial do FK, que adquire caráter anisótropo, de aspecto amorfo, sendo aqui denominado *plasma de alteração* - As relações moleculares entre SiO_2 e Al_2O_3 (2.94/1.85) e as análises por difração de raios X (figura 33) sugerem que este plasma constitui-se predominantemente por gibbsita. Isto ocorre na facies inicial de alteração no domínio da zona intermediária (figura 32 III).

Assim, durante o estágio de alteração dos ortoclásio micropertítico, pode-se identificar dois plasmas: um *trans mineral de transferência* (produtos secundário de alteração externa ao mineral) onde produtos são depositados nas fissuras e em vazios formados na estrutura do mineral primário (em acumulação cutânica ou não) e outro, *intramineral de alteração* que ocorre no estágio inicial de alteração, possuindo características amorfas. Esta estruturação representa a base para a evolução isalterítica subsequente.

Figura 33 - Difrátogramas de raios X, rocha em início de alteração (inferior) e córtex de alteração (superior). Gi= gibbsita, M= micas, K= caolinita, Il= ilmenita, H= hematita, S= sanidina e MC= microclínio.

No difratograma superior da figura 33 não são detectadas raias da passagem do FK para produtos secundários, aparecendo apenas raias de gibbsita, acompanhada de mica, caolinita (menos evidente) e de óxidos e hidróxidos (goethita, hematita e ilmenita). Tal passagem ocorre de modo rápido, pois as relações moleculares entre silício e o alumínio apresentam para facies inicial de alteração valores abaixo de 2. (tabela 17)

A etapa seguinte envolve uma alteração centrípeta, seguida de um plasma criptocristalino de gibbsita, que passa para gibbsita microcristalina. Esta estruturação possibilita a saída de boa parte dos elementos solúveis, tais como K, Na, Ca, gerando pseudomorfos que refletem mais um aumento da porosidade do que acumulações de produtos secundários. (Figura 32 IV) Deste estágio, em diante, as transformações restringem-se ao preenchimento destes vazios por plasmas secundários de gibbsita, argila, óxidos e hidróxidos de Fe, até o desaparecimento da feição reliquiar (facies couraça).

O próximo feldspato potássico na linha de alteração é o *anortoclásio*. O seu conteúdo em sódio é significativo (tabela 5), enquanto que o de Fe é baixo em relação ao FK anterior. Acredita-se que a presença de sódio em quantidades apreciáveis venha contribuir na instabilidade deste mineral ao longo da alteração. A coexistência frequente de pseudomorfose de ortoclásio micropertítico com anortoclásio pouco alterado ao longo da zona intermediária, sugere que a alteração dos mesmos ocorre após a do ortoclásio micropertítico. A maior estabilidade do anortoclásio pode ser devida a sua estrutura e composição. De resto, a evolução deste mineral segue o mesmo caminho do antecessor.

A existência de *sanidina* ainda se em coexistência com anortoclásio micropertítico e anortoclásio alterados, permite concluir que a mesma apresenta maior resistência a alteração do que estes, vindo a alterar-se posteriormente.

Apesar de algumas diferenças existentes no com-

TABELA 17 - Microanálises químicas de feldspatos ao curso das diferentes facies

Oxidos	F.Rocha Sã (Feldspatos)						Facies Inicial de Alteração				Facies Isalterita e Couraça			
	Plagioclásios			Feldsp.Alcalinos			17P3B SP4	17P3C SP1 FT16	17P3B SP4	17SP11 FT16	17P3Cr *	PQA 17A SP4	17a SP6 **	17a SP1 **
SiO ₂	69.21	67.93	67.48	70.39	64.95	63.46	61.28	55.33	51.26	43.68	36.96	0.52	0.53	0.20
Al ₂ O ₃	19.14	18.90	19.18	19.26	18.63	18.21	25.74	31.95	47.02	52.79	62.13	74.03	93.68	98.00
Fe ₂ O ₃	0.20	0.19	0.18	1.84	0.28	0.26	-	0.24	0.08	0.55	0.16	22.72	4.02	0.60
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0.04	0.07	-	0.10	-	1.43	0.37	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	0.07	0.05	0.09	0.14
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07	0.11	0.23	-	0.07	0.36
CaO	-	-	-	-	-	-	-	0.43	0.80	0.18	-	0.35	0.26	-
Na ₂ O	11.16	11.96	11.14	7.63	0.66	0.94	12.83	7.27	0.13	0.24	-	-	0.04	-
K ₂ O	0.16	0.25	0.04	3.04	15.88	15.26	0.10	2.92	0.51	0.41	0.29	0.02	-	0.01
Relações Moleculares														
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	6.15	6.11	5.98	6.21	5.93	5.92	4.04	2.94	1.85	0.68	1.01	0.01	0.009	0.01
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0.007	0.006	0.006	0.061	0.009	0.009	-	0.005	0.001	0.007	0.002	0.196	0.027	0.004
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0.96	1.04	0.96	0.65	0.06	0.08	0.82	0.37	0.005	0.008	-	-	0.0007	-
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.009	0.014	0.023	0.17	0.93	0.91	-	0.10	0.01	0.01	-	-	-	0.0001

* produto de fissura

** bauxita

portamento ao longo da alteração das três variedades de feldspatos de potássio, admite-se que os dois últimos (sanidina e anortoclásio) apresentem uma evolução similar a do ortoclásio microperítico (figura 32).

b. Microanálises Químicas dos Produtos de Alteração dos Feldspatos

Os resultados obtidos em microanálises de feldspatos potássicos encontram-se na tabela 17. Nesta tabela foram calculadas as proporções moleculares $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus Bases Al_2O_3 (figura 34), e os valores obtidos para feldspatos inalterados são reconhecidos como alcalinos e cálcio-sódicos; no entanto, frente a dificuldade no reconhecimento do feldspato original de vários produtos de alteração, optou-se pela não distinção entre os pontos de análise dos mesmos.

Na figura 34, observa-se o caminho de evolução dos produtos de alteração dos feldspatos, com a distribuição das análises numa faixa relativamente contínua entre os feldspatos são e a gibbsita, mostrando uma dessilicificação e perda em bases. Destaca-se neste gráfico o domínio de pontos de produtos secundários ainda não totalmente dessilicificados (mistura de caolinita com gibbsita) e que marcam uma discontinuidade com a evolução proposta, pois estes produtos mostram influência autóctone (produtos de transferência que se instalam no sistema fissural).

Microanálises efetuadas em produtos das descontinuidades intramineral de feldspatos foram plotadas em diagrama triangular de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, mostrando um caminho de evolução a partir dos feldspatos (domínios I e II, figura 35), que passa pelo campo da caolinita (domínio III, figura 35) e segue em direção ao campo da gibbsita (domínio IV, figura 35). A existência de caolinita e gibbsita neoformada em descontinuidades intraminerais de feldspato sugere uma maior formação destes minerais "in situ".

Figura 34 - Diagrama das relações geoquímicas moleculares das bases versus silício e alumínio para feldspatos ao longo das facies estudadas. (v. tabela 17)

Figura 35 - Evolução dos feldspatos em diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, ao longo das facies de alteração. (tabela 17)

Numa outra forma de representação, em diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$, (figura 36) os dados de microanálises de feldspatos (potássicos e cálcico sódicos) mostram, o mesmo caminho de alteração, do campo dos feldspatos, em direção ao campo de caolinita/halloisita com formação final de gibbsita mais ferruginosa ou não. Este desvio na fase terminal (gibbsita ferruginosa ou não), não foi detectado no diagrama anterior (figura 35).

c) Conclusões sobre a Alteração dos Feldspatos

A discussão sobre o mecanismo de alteração dos feldspatos pode ser encontrada em diversos trabalhos, os quais entretanto, apresentam uma abordagem sobre a possibilidade de transformação direta em gibbsita (GORDON et al. 1958; LENEUF, 1959; BONIFAS, 1959; DELVIGNE, 1965; LELONG, 1969; NOVIKOFF, 1974; ALMEIDA, 1977; BOULANGÉ, 1984; OLIVEIRA, 1985) ou transformação indireta em gibbsita (DELVIGNE, 1965; TARDY, 1969; BOULANGÉ, 1984; KRONBERG et al. 1987).

Estes trabalhos apresentam uma ampla abordagem sobre o assunto e seus fundamentos são utilizados como base para discussão dos mecanismos de alteração dos feldspatos do Alto das Posses. Desta forma admite-se que a ordem de alteração para os feldspatos nas rochas alcalinas do Alto das Posses inicia-se com o ortoclásio micropertítico com inclusões de albitas seguindo-se a do anortoclásio e por último a da sanidina. Destaca-se, no entanto, que para a região de Lavrinhas, TOLEDO-GROKE (1981), assinala que o plagioclásio mantém-se inalterado, em fases adiantadas da alteração, fato este não observado na topossequência aqui estudada. Vale, ainda, ressaltar que em outros perfis estudados, não foi observada esta ordem de alteração.

Deste modo, podem ser assim resumidos os principais aspectos desta topossequência:

- a ordem de alteração dos feldspatos é diferenciada. Primeiro o corre a do ortoclásio micropertítico/albita, seguido pela do

Figura 36 - Evolução dos feldspatos diante de diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ / Fe_2O_3 Campo dos feldspatos (I), campo das caolinitas (II) e campo de gibbsitas (III). (base tabela 17).

anortoclásio e por último a da sanidina;

- o início da alteração se instala no microfraturamento dos feldspatos, com o aparecimento a seguir de um produto de características amorfas;
- a transformação dos feldspatos em gibbsita é preferencialmente direta e o produto intermediário passa bruscamente para gibbsita;
- com exceção da albita, as demais transformações ocorrem através da pseudomorfose;
- os produtos de transferência das fissuras são acompanhados por produtos neoformados a partir do próprio mineral primário, em descontinuidades intraminerais.
- os elementos estranhos a composição química ideal dos feldspatos, tais como ETR, Fe, Sr, apatita etc., desempenham papel importante na instabilidade química do mineral primário por ocasião do intemperismo.

III.5. ALTERAÇÃO DO PIROXÊNIO

a. Estudo Morfológico

Os piroxênios das rochas alcalinas do Alto das Posses são egerinaugita e egerina, e representam cerca de 5% da rocha, variando de 1,3 a 12,5%. Estes piroxênios são ricos em ferro e pobres em Ti, Mn, Mg, Ca e Na (tabela 8 e 18). Encontram-se associados frequentemente com anfibólio e biotita em forma irregular; quando isolados destes, ocorrem em forma acicular (alguns mm). O estudo deste mineral foi dificultado em função de seu tamanho submilimétrico. Ainda assim, foi possível executar algumas observações micromorfológicas e microanálises, que permitiram uma definição das transformações por que passa este mine-

Fotomicrografia 23 - Cristal de egerinaugita exibindo textura em pente ao longo de fissuras intraminerais (506 X MEV). Os números de 1 a 7 correspondem às microanálises executadas (tabela 19).

Figura 37 - Evolução micromorfológica de piroxênio ao longo das facies iniciais de alteração de nefelina sienito. I. piroxênio são (egerinaugita). II. início da alteração com intenso fraturamento intramineral (planos de clivagem preferencialmente), e intermineral (zona de saída). III. deposição de produtos de transferência ao longo das microfraturas e ampliação do microfraturamento (zona intermediária). IV. pseudomorfo de egerinaugita por goethita e gibbsita (zona reliquiar).

ral.

O início da alteração dos piroxênios ocorre no microssistema de contato (descontinuidades intraminerais e interminerais) propagando-se rapidamente ao longo das linhas de clivagem, com formação de textura em pente (fotomicrografia 23). Esta evolução ocorre no âmbito da zona de saída e se desenvolve a partir desta zona, por um aumento do microfraturamento e pela deposição de produtos neoformados a partir de material autóctone ou de transferência, principalmente goethita e gibbsita (figura 37 I e II). Na zona intermediária do córtex, os fragmentos isolados são envolvidos pelos produtos neoformados e pelos produtos de transferência, e a partir daí a alteração ocorre de forma centrípeta em cada fragmento (figura 37 III).

O preenchimento das fissuras e fraturas iniciais por produtos secundários estáveis (goethita, principalmente a gibbsita secundariamente) formam paredes que promovem a conservação da estrutura primária (pseudomorfos), de modo similar ao caso dos minerais descritos anteriormente. A continuidade da alteração dos fragmentos isolados permite a criação de vazios entre eles e aquelas paredes, que podem ou não serem preenchidos, por novos produtos secundários (plasma secundário com gibbsita, goethita e anatásio). A remobilização posterior dos produtos deixados neste arcabouço pode promover a destruição parcial ou total do pseudomorfo formado (figura 37 IV e fotomicrografia 24).

b. Microanálises Químicas dos Produtos de Alteração dos Piroxênios

Os resultados de microanálises em piroxênios encontram-se na tabela 18, com valores recalculados a 100% e relações moleculares que foram empregadas na construção dos diagramas das figuras 38, 39, 40 e 41.

TABELA 18 - Microanálises químicas de piroxênios no curso das facies de alteração e de produtos de transferência

Facies/ Amostra	Rocha Sã		Facies Inicial de Alteração				Facies Isalterítica			Facies Couraça				
% óxidos	PQA171	PQA17C26	PQASP10	PQASP15*	PQASP14*	PQASP12*	PQASP13	PQA17ASP1	PQA88SP7	PQA17ASM1*	PQA17B*	PQASM3*	PAQ17ASP1*	PQA17ASP6
SiO ₂	52.42	53.22	4.12	46.76	36.74	8.43	10.74	0.80	12.43	1.99	2.10	1.81	0.24	2.15
Al ₂ O ₃	1.48	3.33	4.10	49.52	36.09	28.73	24.97	68.59	25.63	20.29	94.52	92.97	97.20	14.99
Fe ₂ O ₃	12.17	28.38	1.02	0.50	8.44	4.14	6.30	27.53	19.35	69.12	2.00	2.98	2.23	75.45
MnO	2.22	0.55	-	0.20	3.64	2.66	4.64	0.30	2.67	0.23	0.07	0.09	0.02	0.13
TiO ₂	0.27	0.99	0.32	-	0.31	0.13	0.45	1.61	0.27	5.59	-	0.88	-	3.78
MgO	9.84	0.01	0.01	0.12	0.17	0.08	0.07	0.01	0.07	0.30	0.30	0.16	0.04	0.34
CaO	19.81	0.18	2.56	0.10	6.77	3.60	1.01	0.22	0.43	0.12	0.10	0.01	0.16	0.28
Na ₂ O	2.70	13.83	0.14	0.02	-	0.16	0.45	0.02	0.10	-	0.40	0.02	-	0.86
K ₂ O	-	0.08	-	0.45	0.25	0.04	-	0.04	0.05	0.13	0.25	0.20	-	0.29
P ₂ O ₅	-	-	25.91	1.64	1.29	17.12	17.47	0.80	8.35	2.11	0.03	0.87	0.03	1.74
La ₂ O ₃	-	-	16.38	-	-	10.92	10.63	-	5.16	-	-	-	-	-
Ce ₂ O ₃	-	-	32.32	-	-	14.66	15.03	-	19.30	-	-	-	-	-
Pr ₂ O ₃	-	-	3.27	-	-	1.86	2.61	-	1.00	-	-	-	-	-
Nd ₂ O ₃	-	-	8.04	-	-	4.48	4.85	-	3.03	-	-	-	-	-
Relações Moleculares														
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	60.20	27.17	1.71	1.61	1.72	0.50	0.73	0.02	0.82	0.17	0.04	0.03	0.004	0.24
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	6.60	5.45	0.16	0.006	0.15	0.09	0.16	0.26	0.48	2.18	0.01	0.02	0.01	3.22
MgO/Al ₂ O ₃	16.95	0.001	0.006	0.006	0.012	0.007	0.007	0.004	0.007	0.04	0.008	0.004	0.001	0.06
CaO/Al ₂ O ₃	24.36	0.098	1.14	0.004	0.34	0.23	0.074	0.006	0.031	0.011	0.002	-	0.003	0.034
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	3.010	6.85	0.056	0.001	-	0.009	0.030	0.001	0.006	-	0.007	0.001	-	0.094

(*) Microanálise em pseudomorfo com presença de produtos de transferência.

Fotomicrografia 24 - Pseudomorfo de piroxênio com remanescentes de textura em pente no interior e, invasão de gibbsita (Gi) microcristalina do plasma secundário, destruindo parcialmente o pseudomorfo, Go = goethita.

A concentração nas soluções e a mobilidade de Fe, Al, Ti, Ca, Mn e Mg, determinam a formação de produtos secundários na alteração dos piroxênios (figura 42). Verifica-se que há um enriquecimento de TiO_2 , P_2O_5 , SiO_2 e Fe_2O_3 nos produtos formados, enquanto que Al_2O_3 , CaO, Na_2O e MgO apresentam um empobrecimento em relação à rocha. Em função disto, supõe-se que haja, na zona de saída, uma participação de produtos de transferên

Figura 38 - Diagrama de relações moleculares entre sílica versus alumina contra ferro versus alumina de egerinaugita nas diferentes facies de alteração. (tabela 18)

Figura 39 - Diagrama das relações moleculares entre sílica e alumina contra Na_2O e alumina de egerinaugita nas diferentes facies de alteração. (tabela 18)

cia observados nestas análises. (tabela 19)

As análises dos piroxênios e seus produtos de alteração mostra que a filiação mineralógica conduz à formação principalmente de goethita. A figura 38 mostra as composições químicas em termos de SiO_2 , Fe_2O_3 e Al_2O_3 para os piroxênios e seus produtos de alteração, indicando a evolução química do material, a partir de pontos de composição compatível com o mineral são, passando, de forma descontínua, para campos de composição da goethita, de argilo-minerais e de gibbsita.

Os gráficos das figuras 39, 40 e 41, considerando também os álcalis, mostram uma evolução química descontínua, sem produtos intermediários entre o mineral original e os produtos secundários formados. As relações apresentadas para MgO e CaO permitem delimitar campos de produtos de transferência que se associam com os produtos neoformados da alteração da egerinaugita. O exame deste diagrama mostra que as bases são produtos extraídos mais rapidamente, na seguinte ordem de saída: Na_2O ; CaO e MgO . Os constituintes restantes tendem a fixar-se na estrutura reliquiar formada (goethita, gibbsita e anatásio).

A ocorrência ETR ao longo dos planos de fraturas da egerinaugita (fotomicrografia 22, tabela 18) é freqüente nas amostras analisadas e reflete a existência de produtos de transferência contendo estes elementos, que se depositam naqueles locais, sob a forma de fosfatos.

O diagrama triangular $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (figura 43) mostra o caminho da alteração da egerinaugita em direção à goethita. A gibbsita observada é proveniente de acumulação absoluta já que o piroxênio original contém muito pouco Al . A figura 43, construída a partir de dados analíticos da tabela 18 e 19, reflete em princípio a dissociação dos elementos constituintes do piroxênio, conduzindo à formação de goethita por um lado, e liberando a sílica e o alumínio por outro, que se associam parci

Figura 40 e 41 - Diagramas das relações moleculares entre sílica e alumina versus MgO (40) e CaO (41) e alumina, de egerinaugita ao longo das facies de alteração. (tabela 18)

Figura 42 - Comportamento químico (microanálises) de produtos de transferência e neoformados na alteração de piroxênios. Compreende os pontos de 1 a 7 assinalados na fotomicrografia 23 e alinhados na tabela 19.

TABELA 19 - Microanálises de produtos secundários em fissura de piroxênio (ver fotomicrografia 26).

Óxidos ^(a)	SP1	SP2	SP3	SP4	SP5	SP6	SP7
SiO ₂	0.24	0.67	0.64	2.64	2.55	2.15	1.36
Al ₂ O ₃	97.20	90.26	73.80	14.63	29.30	14.99	70.21
Fe ₂ O ₃	2.23	6.92	22.44	74.64	62.15	75.45	24.72
MnO	0.02	-	-	-	-	0.13	-
TiO ₂	0.04	0.50	1.26	4.40	2.87	3.78	1.16
MgO	0.04	0.26	0.09	-	-	0.34	0.07
CaO	0.16	0.10	0.03	0.20	0.08	0.28	0.16
Na ₂ O	-	0.21	0.63	0.71	0.82	0.86	0.10
K ₂ O	-	0.21	0.33	0.39	0.30	0.29	0.24
P ₂ O ₅	0.03	0.24	0.85	2.22	1.53	1.74	0.84

(a) Porcentagem em óxido recalculada para 100%.

Fotomicrografia 25 - Pseudomorfo de piroxênio, preenchido principalmente por goethita, e secundariamente por anatásio e gibbsita (1400 X). (foto em fragmentos ao M.E.V).

Figura 44 - Microanálise qualitativa em piroxênio alterado. Microanálise executada sobre a fotomicrografia 25.

nerais, segundo um padrão linear paralelo (STOOPS et al. 1979) na zona de saída, sofrendo perda principalmente de bases (Na_2O , CaO e MgO , nesta ordem), de sílica e sofrendo concentração relativa de Fe_2O_3 , Al_2O_3 e TiO_2 ;

- representa um dos principais minerais formadores de óxidos e hidróxidos de ferro (goethita e hematita), e uma armadilha geoquímica importante para a fixação de fosfatos de ETR;
- a passagem deste mineral para goethita ocorre de modo brusco, em evolução descontínua, visto tratar-se de alteração por hidrólise seguida de neoformação, sem produtos intermediários;
- a variação de alterabilidade apresentada pelos piroxênios em relação aos outros minerais primários (nefelina e feldspatos potássicos principalmente), deve-se a variações locais na dinâmica e composição das soluções.

Vale ressaltar que para o nefelina sienito do poço PQA, a egerinaugita altera-se de modo geral depois da nefelina, dos feldspatos e da apatita; em outros perfis de alteração por rem, ela encontra-se muito alterada (amostras P3a e P3b da figura 12), ao lado de nefelina e feldspatos com grau incipiente de alteração. Entende-se que este caráter complexo de alteração esteja relacionado com aspectos geoquímicos locais.

III.6. ALTERAÇÃO DO ANFIBÓLIO

a) Estudo Morfológico

Não muito frequentes na rocha são (1,4% a 1,6%, ta bela 4) os anfibólitos guardam estreita relação textural com os piroxênios. O tipo mais comum é o anfibólito alcalino do tipo arfvedsonita. São portadores de Ca e Na em proporções variadas e contêm teores expressivos de MnO_2 e TiO_2 . Não foi possível o acompanhamento detalhado de toda sua alteração ao longo das facies aqui de

TABELA 20 - Microanálises químicas de anfibólios no curso das diferentes facies de alteração

% Óxidos	Rocha Sã		Facies Inicial			Facies Isalterítica	
	SP5	SP6	SP3	SM1	SP2	SP7	SP1
SiO ₂	36,71	36,66	36,02	37,27	38,38	41,75	45,31
Al ₂ O ₃	8,58	8,79	9,46	11,16	12,12	26,91	34,29
Fe ₂ O ₃	12,11	12,08	16,57	17,13	18,29	16,01	10,73
MnO	0,94	0,89	1,47	1,65	1,37	1,33	0,59
TiO ₂	13,35	13,44	7,76	4,19	3,95	0,36	0,43
MgO	7,49	7,31	7,96	9,15	8,98	7,39	4,17
CaO	17,23	17,20	15,75	12,96	11,31	0,51	1,51
Na ₂ O	2,00	2,16	2,67	3,28	3,01	1,85	1,48
K ₂ O	1,43	1,27	1,94	1,85	1,99	3,87	1,04
P ₂ O ₅	0,11	-	0,30	1,00	0,19	-	0,20
Relações							
Moleculares							
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	7,87	7,09	6,47	5,68	5,38	2,64	2,25
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0,90	0,88	1,12	0,98	0,97	0,38	0,20
MgO/Al ₂ O ₃	8,23	2,12	2,15	2,09	1,89	0,70	0,31
CaO/Al ₂ O ₃	3,65	3,56	3,03	2,11	1,70	0,03	0,10
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,38	0,41	0,47	0,48	0,41	0,11	0,07

finidas (inicial, isalterítica e couraça). No entanto, pode-se dizer que sua evolução micromorfológica é análoga à evolução do piroxênio, iniciando a alteração através de microfissuras e fraturas intra, inter e transminerais. A partir daí, a alteração deste mineral segue deixando um resíduo ferruginoso que origina o pseudomorfo do anfibólio.

b) Microanálises Químicas dos Produtos de Alteração do Anfibólio

Análises químicas qualitativas e quantitativas realizadas em anfibólios e seus produtos de alteração revelam que o ferro inicialmente se concentra nos planos de clivagem, e posteriormente preenche todo o pseudomorfo. A tabela 20 mostra os resultados de algumas microanálises quantitativas efetuadas em lâminas delgadas em que se encontravam anfibólios em vários graus de alteração.

No estágio inicial da alteração ocorre perda em Ti, Ca, Mg e Na. As relações moleculares observadas nas figuras 45 e 46 mostram que a ordem de saída das bases é Ca-Mg-Na-K com liberação de sílica.

O TiO_2 decresce ao longo da alteração, sendo provavelmente mobilizado para formar anatásio fora dos cristais de anfibólio em vias de alteração. O Fe_2O_3 e Al_2O_3 apresentam uma nítida estabilidade enriquecendo-se de modo relativo pela saída de Ca, Mg e Na. Al_2O_3 pode ainda concentrar-se de modo absoluto pela migração a partir da alteração de outros minerais vizinhos como nefelina e feldspatos. Finalmente, o K apresenta um aumento relativo moderado devido à saída inicial de Ca, Mg e Na.

Estas avaliações devem ser consideradas com reserva pois o número de análises executadas neste mineral é pequeno e o mesmo, quando muito alterado, é facilmente confundido com piroxênios. O elevado teor em TiO_2 em algumas determinações analíticas executadas neste mineral, podem ser resultado ou de um equívoco

Figura 45 - Diagrama das relações geoquímicas moleculares de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ de anfibólios ao longo das facies de alteração. (base tabela 20)

Figura 46 - Diagrama das relações geoquímicas moleculares de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus MgO , Na_2O e CaO de anfibólios ao longo das facies de alteração. (base na tabela 20)

co de identificação na execução da análise (piroxênio no lugar do anfibólio) ou ainda proveniente da evolução de mineral contendo Ti (esfeno) na vizinhança do anfibólio.

c) Conclusão sobre a Alteração do Anfibólio

Os anfibólios sofrem uma alteração rápida, com hidrólise e liberação de Ca, Mg, Na e K nesta ordem. O Fe apresenta-se enriquecido relativamente, enquanto que Al se enriquece relativa e absolutamente.

III.7 ALTERAÇÃO DA BIOTITA

a) Estudo Morfológico e Mineralógico

Este mineral ocorre como acessório nas amostras estudadas, perfazendo no máximo 2,9% da rocha (análise modal). Coexiste texturalmente com piroxênios e anfibólios e distribui-se algumas vezes de forma intersticial entre os feldspatos potássicos.

A biotita mostra-se mais resistente ao intemperismo que os outros minerais. A expansão lateral dos cristais com abertura dos espaços interlamelares propicia a entrada de produtos de transferência, na maioria das vezes do tipo alumino-ferruginoso.

O estudo micromorfológico revela que este mineral é preservado na facies inicial de alteração, mantendo suas características ópticas (coloração marrom-clara) pouco além da zona intermediária, quando então, com a abertura dos espaços interlamelares passam a concentrar-se produtos alumino-ferruginosos de aparência amorfa ao microscópio óptico (figura 47, II e III) e as características ópticas começam a se alterar.

Figura 47 - Evolução micromorfológica de biotita na alteração. I- biotita sã. II- início de alteração com aumento dos espaços inter-lamelares, precipitação de goethita autóctone e alóctone e alguma gibbsita (zona de saída). III- modificação do contorno externo do mineral acompanhado de maior aporte de produtos de transferência e da alteração da biotita (zona intermediária). IV- pseudomorfo de biotita por goethita e gibbsita (zona reliquiar), com alguma deformação em relação ao mineral original.

Figura 48 - Difratograma de Raios X em biotita alterada, observada na zona intermediária do córtex de alteração. Gi = gibbsita; M = mica; H = hematita e Mt = magnetita.

Figuras 49 e 50 - Diagramas das relações geoquímicas da biotita ao longo das facies de alteração. Relações $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus Fe_2O_3 (figura 49) e MgO (figura 50). Base na tabela 21.

Figura 51 - Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para biotita e em vias de alteração ao longo do perfil. Base na tabela 21.

TABELA 21 - Microanálises Químicas de Biotita no Curso das Facies de Alteração

Facies/Amostra % óxidos	Rocha Sã			Inicial		Isalterítica		Couraça		
	PQA17C15	PQA17C5	PQA17C10	PQA17C29	PQA17C32	PQA17aSP7	PQA17C31	PQA17aSM	PQA17aSP2	PQA17aSP4
SiO ₂	37,18	37,10	36,24	13,18	19,85	1,34	3,12	5,35	1,64	1,18
Al ₂ O ₃	10,81	11,35	11,95	4,94	22,91	33,70	12,53	20,77	16,93	15,11
TiO ₂	2,23	2,13	1,84	0,76	0,75	4,75	1,59	8,65	3,78	3,94
Fe ₂ O ₃	25,74	25,73	26,73	15,83	23,43	58,76	48,05	61,55	73,45	77,97
MnO	4,32	4,27	4,74	2,34	0,18	0,21	0,25	1,11	-	-
MgO	8,77	8,64	7,99	7,29	0,25	0,21	0,23	-	-	0,02
CaO	-	-	-	0,12	0,54	0,29	0,25	0,03	0,18	0,07
Na ₂ O	-	0,35	0,51	0,42	0,57	0,26	1,23	0,73	0,49	0,15
K ₂ O	-	9,71	9,49	4,15	0,44	0,15	0,35	0,04	0,31	0,12
Relações Moleculares										
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5,85	5,56	5,16	4,53	1,47	0,07	0,42	0,44	0,17	0,13
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	1,52	1,45	1,43	2,06	0,65	1,12	2,45	1,90	2,78	3,30
MgO/Al ₂ O ₃	2,07	1,94	1,70	3,76	0,03	0,02	0,05	-	-	0,003
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,98	0,93	0,87	0,92	0,02	0,004	0,03	0,002	0,02	0,009

433X 20KV WD:14MM S:00017 P:00113
100UM
REPARTICAO FE,NEF. ALT.PQA17CR,PT6,FT112

433X 20KV WD:14MM S:00017 P:00114
100UM
REPARTICAO SI,NEF. ALT.PQA17CR,PT6,FT112

433X 20KV WD:14MM S:00017 P:00115
100UM
REPARTICAO AL NEF. ALT.PQA17CR,PT6,FT112

Fotomicrografia 27 a 30 - Pseudomorfo de biotita por goethita e gibbsita incluso em pseudomorfo de nefelina por gibbsita com quartzo secundário. Luz transmitida, MEV, 422 X. Seguem cartas de repartição de elementos para Fe (foto 28), Al (foto 29) e Si (foto 30). Gi= gibbsita, Go= goethita e Q= quartzo secundário.

Fotomicrografia 26 - Pseudomorfos de biotita. Com goethita (Go) sendo invadida por gibbsita (Gi) micro e criptocris- talina de transferência. A primeira em posição inter lamelar (518 X, foto em luz transmitida, M.E.V.). Os números de 1 a 7 representam análises em parte constantes da tabela 2).

A partir da zona intermediária já ocorre goethita e gibbsita nas biotitas em vias de alteração. Esta alteração desenvolve-se segundo padrão linear paralelo, sendo gradativamente preenchida por goethita que fornece o substrato ao pseudomorfo (figura 47 IV). Esta goethita é proveniente tanto da neoformação a partir do ferro exsudado da biotita, como também de transferência frequentemente acompanhada por gibbsita (figura 48).

b) Microanálises Químicas dos Produtos de Alteração da Biotita

A tabela 21 mostra as microanálises realizadas em biotitas e seus produtos de alteração. Os dados químicos demonstram que a biotita é pseudomorfisada principalmente por goethita (tabela 21 e figura 49). Ocorre perda gradativa, ao longo de sua alteração, de MgO (figura 50), K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 (figura 51), permanecem, inicialmente como produtos aparentemente amorfos, e posteriormente como gibbsita e goethita, conforme visto no item anterior.

Fe_2O_3 , TiO_2 e Al_2O_3 são gradativamente concentrados ao longo da alteração. Parte do Fe_2O_3 juntamente com MnO migram para as descontinuidades encontradas no mineral. O resultado final deste processo é uma pseudomorfose de biotita pela goethita e pela gibbsita (fotomicrografia 26, 27 e 28), em que acompanham pseudomorfos de gibbsita (fotomicrografia 27 e 29), e eventuais quartzos secundários (fotomicrografia 27 e 30).

c) Conclusão sobre a Alteração da Biotita

As biotitas dos nefelina sienitos estudados apresentam uma alteração particular, visto que não foi detectado flossilicato secundário intermediário. Este aspecto deve ser reflexo do agressivo comportamento das soluções percolantes, em associação com o relevo local e pela porosidade observada no mate-

rial como um todo. Os estudos micromorfológicos e as microanálises efetuadas permitem sintetizar sua alteração como segue:

- a biotita inicia a alteração principalmente segundo seus planos de clivagens (espaços interfoliares); contornos e algumas fissuras; esta alteração promove o alargamento dos cristais na direção perpendicular ao plano basal, com deformação e ondulação das lamelas, permitindo a entrada de produtos de transferência que aí se depositam (goethita, gibbsita e anatásio principalmente);
- SiO_2 , MgO e K_2O são progressivamente lixiviados ao longo da alteração da biotita;
- a biotita se apresenta como um mineral relativamente resistente, preservando ainda feições primárias até próximo ao topo do nível isalterítico; eventualmente apresenta-se ainda resistente à alteração na zona reliquiar;
- as biotitas encontradas nos nefelina sienitos são a principal fonte de MnO , o qual concentra-se em fissuras entre os fragmentos de bauxita ou mesmo na matriz argilosa.

III.8 ALTERAÇÃO DO ESFENO

a) Estudo Morfológico e Mineralógico

O esfeno ocorre em frequência variada nas amostras estudadas, podendo atingir desde traços até 1,6% em algumas variedades.

Encontra-se também associado com máficos em muitas vezes com feldspatóides e feldspatos. Possui em geral conteúdo baixo de Al_2O_3 em relação ao Fe_2O_3 (tabela 22) podendo conter ETR.

É um mineral relativamente resistente à alteração. Na zona de saída, ocorre abertura dos planos de clivagem, nos quais passam a se concentrar Fe e Ti na forma de goethita e anatásio (figura 52 II).

Figura 52 - Evolução micromorfológica do esfeno ao longo das facies iniciais de alteração. I- Esfeno. II- início da alteração (zona de saída), precipitação de produtos neoformados (goethita e anatásio, Go e An) ao longo de fissuras inter e intraminerais. III- aumento de porosidade e da transformação do mineral em goethita e anatásio (zona intermediária). IV- pseudomorfo de esfeno por goethita e anatásio (zona reliquiar).

O aumento da dissolução e a intensificação do fraturamento favorece o depósito de novos produtos (autóctones no início da alteração e alóctones a seguir) e formação de vazios (figura 52 III). Na zona intermediária, o esfeno altera-se em anatásio (fotomicrografia 31) e parte em goethita. Ocorre entrada de gibbsita de transferência na porosidade gerada pela alteração.

A contínua formação destes produtos leva à pseudomorfose completa do esfeno por anatásio predominantemente e por goethita secundariamente (figura 52 IV).

Figura 56 - Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ para o esfeno em vários graus de alteração ao longo do perfil. Análises por microsonda eletrônica (base na tabela 22).

Figuras 57 e 58 - Diagramas $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus CaO (57) e $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (58) para o esfeno em vários graus de alteração ao longo do perfil. Análises por microsonda eletrônica (base tabela 22).

Figuras 53,54 e 55 - Microanálise química qualitativa em esfe no parcialmente alterado (53), bastante alterado (54) e anatásio evoluído do esfeno (55)

Figura 59 - Microanálise química qualitativa em esfeno parcialmente alterado com ocorrência de Zr_2O_5 e Nb_2O_5

Fotomicrografia 31 - Anatásio (An) em cavidades de dissolução no esfeno (E) e deposição de Goethita (Go) (805 X,MEV).

b) Microanálises Químicas dos Produtos de Alteração do Esfeno

As microanálises executadas no esfeno e em seus produtos de alteração encontram-se na tabela 22. A observação destes dados indica lixiviação de SiO_2 e de CaO (figuras 53 e 54) com acumulação relativa de Fe_2O_3 e TiO_2 (figura 55) e incipiente acumulação absoluta de Al_2O_3 , originário provavelmente da alteração de minerais vizinhos (produtos de transferência).

As relações moleculares entre $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ para esfeno em vários graus de alteração ao longo do perfil, mostram uma evolução que conduz à formação de anatásio, com passagem por produtos intermediários (figura 56). A distribuição dos pontos neste diagrama mostra uma diminuição na razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ mais acentuada que na razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, à medida que são analisadas amostras mais alteradas do mineral.

TABELA 22 - Microanálises Químicas de Esfeno no Curso das Facies de Alteração

Facies/Amostra % Óxidos	Rocha Sã				Facies Inicial				Facies Isalterita e Couraça					
	17C1	17C21	17C12	17C2	17P3A2	17P3A1	17PBA3	17P3AP3	17B21	17B12	17B3	17B20	17B6	17B11
SiO ₂	29,30	29,70	28,87	29,72	28,24	29,81	29,54	30,76	0,77	0,90	0,78	0,85	1,15	0,80
Al ₂ O ₃	0,40	0,76	0,88	-	1,63	1,89	2,04	2,89	1,57	2,53	2,42	2,92	5,40	2,64
Fe ₂ O ₃ (a)	2,39	2,85	2,94	1,31	2,02	2,08	2,27	3,30	5,03	6,32	4,92	4,60	6,29	4,49
MnO ₂	-	-	-	-	-	-	0,10	0,10	0,16	0,05	-	-	2,80	-
TiO ₂	34,53	34,91	35,67	36,18	34,63	37,04	34,78	32,04	63,42	73,25	73,84	73,31	51,83	80,22
MgO	-	-	-	-	-	0,09	0,19	0,11	0,10	0,09	0,04	-	0,13	-
CaO	24,65	25,08	25,93	25,56	30,25	28,62	29,54	30,07	-	0,12	0,06	0,03	0,13	0,05
Na ₂ O	0,68	0,49	0,63	1,23	0,36	0,25	0,34	0,08	0,11	0,10	-	-	0,13	-
Relações Moleculares														
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	124,53	66,43	57,70	50,52	29,45	26,81	24,62	18,14	0,83	0,60	0,55	0,49	0,36	0,52
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	3,82	2,40	2,14	0,84	0,79	0,70	0,71	0,75	2,05	1,52	1,30	1,01	0,75	1,60
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	110,49	58,80	51,88	46,31	27,19	25,09	21,82	14,19	51,71	37,06	39,06	32,14	12,29	38,89
CaO/Al ₂ O ₃	112,16	60,06	53,63	46,52	33,78	27,56	26,35	18,94	2,85	0,09	0,05	0,02	0,04	0,03

(a) ferro total calculado para Fe₂O₃

O gráfico da figura 57 ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$) conduz à constatação de que há uma diminuição relativa de SiO_2 e de CaO com a alteração.

O gráfico da figura 58 ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) indica que nos últimos estágios de alteração, ocorre aumento relativo em TiO_2 .

O Zr existente no esfeno não alterado é concentrado relativamente na primeira etapa da alteração (figuras 53 e 54), sendo liberado por lixiviação no estágio final da alteração do esfeno (anatásio, figura 55).

Análises qualitativas mais sensíveis (Sonda Camebex e analisador ORTEC) demonstram a existência de Zr e de Nb em associação com esfeno parcialmente alterado e com seu produto secundário final (anatásio) (figura 59).

c) Conclusão sobre a Alteração do Esfeno

Através dos estudos geoquímicos e micromorfológicos do esfeno, pode-se concluir o seguinte:

- sua alteração inicia-se ao longo das fissuras intra e interminerais liberando SiO_2 e CaO e concentrando de modo relativo TiO_2 , Fe_2O_3 e eventualmente Zr_2O_5 e Nb_2O_5 ;
- ao longo de sua alteração ocorrem produtos secundários de composição intermediária entre o esfeno são e o produto final que é o anatásio, acompanhados por pouca goethita e por gibbsita de transferência;
- o pseudomorfo formado é decorrente basicamente da deposição de anatásio autóctone e em parte por goethita alóctone;
- representa a fonte de Zr e Nb detectado no anatásio.

III.9 ALTERAÇÃO DOS OPACOS

Os minerais opacos, basicamente magnetita e ilmenita ou ainda exsolução destes, ocorrem em quantidades reduzidas na rocha mãe. São encontrados nas facies isalteríticas e couraça aluminoferruginosa fragmentada, como fragmentos finos, mostrando fraturamente e dissolução parcial ao longo do processo de alteração, conforme observado em microscópio óptico, sem contudo apresentar uma evolução química além da dissolução citada.

III.10. CONSIDERAÇÕES GERAIS E CONCLUSÃO SOBRE A ALTERAÇÃO DOS MINERAIS PARENTAIS

As análises anteriormente apresentadas mostram diferenças quanto à evolução de cada mineral, mas que culmina sempre com a formação de pseudomorfos do mineral primário (exceto nos casos do plagioclásio e da apatita), caracterizando acumulações relativas de certos elementos, principalmente de Al e Fe através da neoformação de gibbsita e de goethita, respectivamente. Por outro lado, foi também possível a identificação de acumulações absolutas, oriundas da transferência de produtos secundários na alteração.

a) Alteração dos Minerais Primários

Os minerais primários apresentam a seguinte ordem decrescente de alterabilidade: Nefelina - Apatita - Feldspatos - Piroxênios e Anfibólios - Biotitas - Esfeno - Opacos.

De maneira geral, todos sofrem hidrólise, com eliminação mais ou menos rápida dos constituintes solúveis e retenção principalmente de ferro, alumínio e titânio, que formam produtos secundários neoformados, depositados nas descontinuidades dos cristais, sublinhando seu padrão geométrico e, pseudomorfisando assim o mineral inicial.

- a nefelina é o mineral primário mais rapidamente destruído, com formação de pseudomorfo gibbsítico;
- a apatita sofre alteração por dissolução congruente progressiva, sem deixar resíduos secundários pseudomórficos;
- os feldspatos apresentam alteração rápida, mas diferencial, se gundo a espécie mineral e a presença de elementos traços na composição inicial. A albita altera-se em gibbsita, mas sem formar pseudomorfo.
- os feldspatos potássicos alteram-se em pseudomorfos gibbsíticos na seguinte ordem decrescente de alterabilidade, ortoclásio micropertítico, anortoclásio e por último sanidina. Nesta evolução, passam por um material intermediário de composição a luminosa e aspecto amorfo ao microscópio óptico;
- os piroxênios e anfibólios alteram-se em pseudomorfos ferruginosos (goethíticos);
- as biotitas sofrem exsudação do ferro de seu retículo cristalino, com deposição ao longo de espaços interlamelares; a estrutura filossilicática, ao contrário dos casos conhecidos na literatura, sofre hidrólise com lixiviação de seus constituintes, ao invés de sofrer transformação em outro filossilicato. As pseudomorfoses goethíticas porosas assim geradas podem ser sede de deposição de gibbsita e goethita de transferência.
- o esfeno evolui para pseudomorfos constituídos por anatásio, passando por estágios de composição química intermediária, mostrando que esta evolução, como para os feldspatos, não é súbita, mas paulatina ao longo do córtex;
- os opacos sofrem simplesmente fraturamente e dissolução parcial com formação eventual de auréola ferruginosa ao redor dos cristais.

Figura 60 - Esquema da transformação mineral ao longo das facies estudadas para o poço PQA e congêneres. Na rocha sã as colunas representam a participação máxima observada do mineral na rocha em percentagem. Os números de 1 a 9 representam a ordem de alteração.

Figura 61 - Distribuição esquemática dos produtos de transferência ao longo das facies de alteração estudadas para o poço PQA e similares.

O quadro da figura 60 apresenta a síntese da evolução observada para os minerais primários encontrados em nefelina sienitos de amostras do poço PQA.

b. Produtos de transferência

Gibbsita e goethita são os mais frequentes produtos de transferência encontrados nas partes basais e intermediárias dos perfis (facies isalteríticas). Representam a remobilização de alumínio e ferro, respectivamente, não só a partir dos horizontes superiores, vertical ou lateralmente, mas também a partir de minerais em alteração no mesmo nível. Há portanto, remobilização em diferentes escalas.

Alguns elementos traços podem ser capturados do meio pela goethita quando se precipita como fosfato de ETR (cran dallita principalmente, fotomicrografia 25, figura 17). Oxihidróxidos de manganês (principalmente litioforita), argilas caoliníticas e produtos aparentemente amorfos alumino-ferruginosos também são neoformados a partir de transferências até os horizontes isalteríticos.

A deposição de todos estes produtos alóctones se dá tanto nos poros das pseudomorfoses dos minerais primários, como ao longo das fissuras. Verifica-se, que estes produtos que se acumulam de maneira absoluta, sofrem remobilizações ao longo do tempo, com conseqüente evolução cristalina e química e, também de localização.

Assim, a gibbsita se deposita inicialmente em fissuras e posteriormente nos poros ou vazios das pseudomorfoses, em etapas sucessivas, possibilitando preenchimento progressivo daqueles espaços nos volumes inferiores dos perfis (facies inicial de alteração e facies bauxita isalterítica friável).

Quanto à evolução cristalina e química, o exemplo típico é dos compostos amorfos alumino-ferruginosos que evoluem

para uma mistura de gibbsita e hematita, e são posteriormente individualizados (figura 61).

Produtos argilosos associados ou não a goethita, introduzidos nos horizontes inferiores por transferência, são gradativamente remobilizados, produzindo individualizações de gibbsita e hematita.

Por fim, os óxidos e hidróxidos de manganês observados como produtos de transferência na zona de saída, tendem a prosseguir sua remobilização no perfil, individualizando-se ao longo de fraturas e diáclases da própria rocha sã, concentrando-se através de processo "per descensum", em materiais e horizontes argilosos. A figura 61 procura sintetizar a distribuição e evolução dos produtos de transferência ao longo do perfil.

c. A transferência da sílica e a degradação da bauxita

As figuras 60 e 61, sintetizam a evolução das transformações minerais ao longo das facies estudadas e a distribuição dos produtos de transferência concernentes ao poço PQA e similares. No entanto, as áreas topograficamente mais baixas, representadas pelos poços PQB, PQE e similares, sofrem influência de soluções silicatadas que migram das porções mais elevadas da topossequência, promovendo um desequilíbrio geoquímico na bauxita existente, favorecendo assim sua evolução em caolinita através da ressilicificação da bauxita.

Como proposta esquemática desta evolução, construiu-se o quadro da figura 62, no qual procura-se sintetizar o comportamento dos compostos envolvidos e suas interações com as facies observadas. Nesta figura, um ponto importante é a passagem da gibbsita dos horizontes "bauxita isalterítica friável fraturada e maciça" para caolinita, devido a entrada de soluções com SiO_2 provenientes da alteração da rocha mãe das porções superiores da topossequência.

Figura 62 - Distribuição das evoluções minerais e produtos de transferência para o poço PQB, PQE e similares.

Paralelamente, outros produtos de transferência como óxidos e hidróxidos de manganês migram ao longo de fissuras e fraturas no material argiloso, atingindo a rocha alterada. Acompanham este mesmo trajeto, porém não com a mesma intensidade, produtos ferruginosos (goethita principalmente). O comportamento destes produtos nas facies bauxita isalterítica friável maciça e fraturada e na facies couraça alumino-ferruginosa fragmentada apresentam as mesmas características texturais e químicas encontradas no poço PQA e similares.

Assiste-se, assim, à progressiva degradação da bauxita, que evolui para material caolinítico por ressilicificação.

d. A alteração mineral e os materiais formados

Os materiais formados ao longo da alteração do nefelina sienito do Alto das Posses provêm de duas variantes evolutiva, uma de característica isalterítica que evolui da rocha mãe até a bauxita e, outra, que evolui da rocha mãe em bauxita e esta em caolinita. Estes dois caminhos principais de alteração podem ser resumidos da forma esquemática que se segue:

- a rocha alcalina sofre um microfraturamento inicial (figura 63, esquema 1);

- nestas fissuras instalam-se produtos de transferência e a partir delas, inicia-se a alteração dos feldspatóides e, em seguida dos feldspatos, ao longo das discontinuidades inter, intra e transminerais (clivagens, planos de macla, fissuras). A progressão de dissolução dos feldspatos e de feldspatóides é acompanhada pela deposição de gibbsita ao longo destes planos, gerando os primeiros pseudomorfos mais ou menos porosos (figura 63, esquema 2);

- este processo evolui rapidamente, até o início da formação de vazios (cavidades de dissolução), principalmente

Esquema 4 - Couraça aluminó-ferrugí
nosa fragmentada. Desaparecimen
to de pseudomorfo vazios e po
ros preenchidos parcialmente
por produtos argilosos, aluminó
sos e ferruginosos.

Esquema 3 - Bauxita isalterítica ma
ciça. Vazios em nefelina e em
feldspatos. Remobilização de hi
dróxidos de ferro e alumínio no
micromeio. Concentração deste
em vazios e fissuras.

Esquema 2 - Bauxita isalterítica
fraturada friável. Gibbsita ao
longo de planos de clivagem e
outros contatos intraminerais e
interminerais. Nefelina exibin
do textura em "favo de abelha".

Esquema 1 - Rocha alcalina. Nefeli
na (1), feldspato potássico (2),
anfíbólio (3), esfeno (4) e opa
cos (5).

nos locais ocupados por nefelinas feldspatos. A difusão de ferro a partir da alteração de minerais primários ferruginosos e a remoção e deposição de alumínio partindo da alteração anterior dos feldspatóides e, logo a seguir, dos feldspatos, refletem uma *acumulação relativa* de produtos aluminosos e ferruginosos. A migração de produto intermineral desenvolvida ao longo do perfil permitem um parcial preenchimento dos vazios produzidos, tanto nas nefelinas como nos feldspatos, resultando agora numa *acumulação absoluta* de produtos aluminosos e ferruginosos. Desta forma a geração da facies bauxita isalterítica friável maciça é dada pela deposição de produtos alumino-ferruginosos, nos vazios e nas descontinuidades minerais, em consonância com a intensificação da alteração de minerais ferruginosos primários aliada a geração de novos poros e vazios em toda a textura da rocha já alterada (figura 63, esquema 3);

- o prosseguimento desta remobilização de alumínio e ferro, acompanhada da alteração dos minerais ainda resistentes, e do preenchimento dos vazios gerados em fases posteriores, acabam por culminar com a destruição ou mascaramento do arcabouço reliquiar existente. O produto final formado compreende material compacto, alumino-ferruginoso e fragmentado (couraça, figura 63, esquema 4). Neste contexto, há, no entanto, uma ponderação a ser incluída. Da forma como ora se apresenta, subentende-se haver uma continuidade dos horizontes (passagem contínua da facies bauxita isalterítica fraturada para facies couraça alumino-ferruginosa fragmentada) com passagem executada de modo gradual. Não é verdadeira esta impressão. Do que foi permitido ser observado, tanto a nível macroscópico como a nível microscópico, a facies couraça é muito mais diferenciada que as facies sotopostas e, o contato entre esta e a outra é feito de modo brusco. As diferenças existentes e apresentadas anteriormente para a couraça, representam apoio para considerá-la como um nível diferenciado do conjunto, separada por uma "discordância", se assim possa ser chamada, dos níveis sotopostos. Esta observação foi tentativamente representada nas figuras 60, 61 e 62 por uma não continuidade das transformações minerais e dos produtos de transferência ao longo dos esquemas apresentados por estas figuras.

Fotomicrografia 32 - Cristais de gibbsita (dominantes) em associa
ção com alguns cristais de goethita, em cavidades, na
facies couraça alumino-ferruginosa fragmentada. 2670
aumentos em MEV, sobre fragmento.

Esquema 5 - Fragmentos de bauxita isalterítica imersos em matriz argilosa (caolinítica) de cor clara, isotrópica. Contato gradual dos fragmentos com a matriz.

FIGURA 63

Assim, verifica-se haver duas evoluções possíveis de bauxita isalterítica. Uma evolução de superfície, ligada a remobilização dos componentes alumino-ferruginosos que conduzem a uma destruição das estruturas litoreliquiarias (fotomicrografia 32). A descontinuidade observada atualmente entre a couraça alumino ferruginosa fragmentada e a bauxita isalterítica, mostra ser a couraça resultado da evolução e da degradação de um perfil mais antigo da alteração. E, uma segunda evolução, que encontra-se ligada à transferência de sílica e a ressilicificação da gibbsita. Esta degradação em profundidade propicia a formação de uma alterita a caolinita, na qual as estruturas litoreliquiarias não são reconhecidas (aloterita). (fotomicrografia 19, figura 63, esquema 5).

CAPÍTULO IV
ESTUDO GEOQUÍMICO

IV. ESTUDO GEOQUÍMICO

IV.1. Introdução

Análises químicas foram realizadas sobre frações totais de cada amostra com o propósito de complementar as análises morfológicas, mineralógicas e geoquímicas efetuadas sobre as diversas fases minerais da rocha e de seus produtos de alteração. Este procedimento permite a comparação de cada horizonte, da evolução geoquímica global das facies e, mais particularmente, do comportamento de cada elemento.

Os resultados analíticos obtido com este procedimento encontram-se na tabela 23 (parte representando média de inúmeras amostras e, parte representando análises mais significativas do horizonte estudado). As amostras cadastrada como PQA advém do poço da topossequência (figura 10), que representa a parte mais elevada (2190 m) da região que contém bauxita. As amostras de nefelina sienito (PQI, P3R e P3B) compreendem amostras de rocha advindas de três afloramentos e poços, de áreas de vertente no alto das Posses. Da mesma forma as amostras relativas ao córtex de alteração (PQ3d e PQ3c) e as de produtos de fissura (P78CI, P78C2 e P79B) relacionam-se a amostras provenientes de poços e afloramentos encontrados nas áreas de vertente do Alto das Posses.

IV.2. O Comportamento Químico dos Elementos Maiores

O comportamento químico dos elementos maiores demonstram uma tendência geral à alitização. Há uma nítida evacuação dos elementos alcalinos e alcalinos terrosos e da sílica com uma conseqüente concentração residual de ferro e de titânio.

- O comportamento do Ca, Mg, Na e K

Como já fora assinalado nas microanálises quími-

cas das alterações minerais, estes elementos respondem ao processo de alteração do presente caso com uma rápida eliminação ao nível das isalteritas; cálcio principalmente e o sódio, secundariamente, são os primeiros elementos lixiviados, colocando-se em solução na alteração dos feldspatos, piroxênios, anfibólios e algumas biotitas. De qualquer modo, a ação da lixiviação atuante no poço PQA demonstra ser bastante enérgica, pois há uma passagem muito rápida da rocha para produto bauxítico. Esta ação de lixiviação intensa é marcada também nos produtos de fissura (correspondente à amostra PQA17a, PQA13a, PQA6a e PQA2a) que são amostras de fração argilosa, encontradas em fissura que constituem-se essencialmente de gibbsita. Este fato, de intensa lixiviação, é marcado pela inexistência de MgO , Na_2O logo na base do perfil (tabela 23), bem como por remoção intensa de SiO_2 (57,96% para 0,64%), por uma perda relativa de CaO e de K_2O e, uma acumulação relativa de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 .

De outro lado, o aumento relativo observado para o K_2O na bauxita friável isalterítica fraturada, deve corresponder, a existência de produtos de fissura na forma de caolinita. Uma outra possibilidade, seria a existência de sericita nos feldspatos, esta possibilidade, no entanto, não pode ser comprovada pois, nas lâminas de rocha estudadas, não foi detectado tal mineral. Como o universo de amostras de rochas coletadas é relativamente pequeno, não se permite excluir de todo esta hipótese.

Nas porções mais baixas de topossequência, ou em zonas de vertente, a existência de produtos de fissura é mais frequente e, estes tem um caráter geoquímico intermediário entre a composição observada para o nefelina sienito e a composição dos produtos bauxíticos (amostras P78C1, P78C2 e P79B). Estes produtos, apresentam maior conteúdo de bases e menor conteúdo de bases e maior de Fe_2O_3 , quando encontram-se mais no interior da fissura, conseqüentemente, mais afastados do córtex.

A inclusão de análises de outras amostras de ro-

Figura 64 - Correlação entre Al_2O_3 e K_2O para as formações bauxíticas relativas ao Poço PQA e congêneres do Alto das Posses, no maciço alcalino de Passa Quatro-MG.

Figura 65 - Diagrama de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ contra SiO_2 para as formações bauxíticas relativas ao Poço PQA e congêneres. A simbologia apresentada tem sua explicação na figura 64 e tabela 23.

cha e de córtex de alteração de poços na porção mediana (PQ3d e PQ3c) da topossequência e, de produtos de fissura, permitem complementar o quadro de produtos observados nesta porção da topossequência, já que a intensa lixiviação observada na altura do poço PQA, reverte estes produtos lixiviados às porções mais baixas, culminando com as mudanças geoquímicas ora apresentadas.

Nas amostras de córtex analisadas, verifica-se haver um aparente aumento de K_2O (aproximadamente 6,9% na rocha contra 8,2% no córtex). No entanto, em cálculo isovolume para este composto, verifica-se que o mesmo permanece estável neste caso, pois o peso específico do córtex é menor (2,17 contra 2,57 g/cm³ na rocha).

Assim, com o emprego das análises do poço PQA e congêneres, construiu-se diagramas de correlação entre os vários compostos e, para o caso do K_2O (figura 64) contra a % de Al_2O_3 , foi permitido divisar a distribuição dos campos ocupados por cada horizonte e suas interrelações.

A adição dos dados até aqui apresentados, permite estabelecer uma ordem de saída para as bases que pode ser resumida em:

Estes resultados representam a confirmação das análises micromorfológicas e microquímicas dos minerais, onde, distinguu-se que o mineral mais sensível a alteração era a nefelina (com a apatita), seguindo o ortoclásio micropertítico (com albita), o anortoclásio, a sanidina, finalizando com piroxênios (egerinaugita), anfibólio (arfvedsonita), biotita e esfeno, nesta ordem de alteração (figura 60).

- O comportamento do SiO_2

A sílica no caso do poço PQA é rapidamente exporta

TABELA 23 - Composição Química Média dos Diferentes Horizontes da Formação Bauxítica do Poço PQA e Congêneres

Amostra	Horizonte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
PQA2a	Couraça Alumino-Ferruginosa Fragmentada	1,78	59,86	4,80	0,83	0,03	0,01	-	0,18	31,50
PQA2b		1,76	59,00	5,90	1,18	0,05	0,01	-	0,20	31,42
PQA3		1,73	56,90	5,80	1,30	0,01	0,01	-	0,21	31,50
PQA4		1,73	58,05	5,34	1,17	0,01	-	-	0,15	32,27
PQA5b	Bauxita Friável Isalterítica Fraturada	3,02	56,10	8,22	1,49	0,35	0,01	-	0,36	29,25
PQA6a		4,76	55,65	6,69	1,29	0,01	0,01	0,03	0,73	29,12
PQA8		1,96	59,13	5,59	1,21	0,06	0,01	-	0,39	31,20
PQA9		1,72	54,17	8,37	1,72	0,21	0,01	0,01	0,15	30,01
PQA10b		2,41	56,34	8,40	1,93	0,01	0,02	-	0,33	29,93
PQA11		1,11	58,20	5,91	1,34	0,01	0,01	-	0,61	31,54
PQA13a		1,78	57,00	7,51	1,66	0,21	-	-	0,16	31,65
PQA15	Bauxita Friável Isalterítica Maciça	0,50	59,00	6,38	1,31	0,03	0,01	-	0,12	31,61
PQA16		0,52	59,00	7,60	2,09	0,04	-	-	0,22	31,02
PQA17a		0,53	58,20	7,84	1,87	0,09	-	-	0,16	30,57
PQA17b		0,64	58,00	5,85	1,37	0,01	-	-	0,05	30,88
PQA17R	Nefelina Sienito	57,96	20,84	1,65	0,88	1,75	1,07	6,58	6,33	-
P78C1	Produtos de Fissura	31,97	40,20	4,15	1,34	0,02	0,08	0,10	2,62	16,90
P78C2		22,50	46,50	4,20	1,33	-	0,21	0,20	4,80	17,82
P79B		26,00	43,30	5,80	1,74	0,03	0,05	-	1,90	18,08
PQ3d	Córtex Alteração	42,60	28,00	3,04	0,88	0,51	0,29	2,75	7,94	8,81
PQ3c		47,85	25,64	2,11	0,76	1,73	0,29	3,60	8,46	6,14
PQI	Nefelina Sienito	56,20	22,12	1,52	0,86	1,56	0,90	7,72	6,46	-
P3R		59,72	19,60	1,70	0,91	1,84	1,35	6,34	6,40	-
P3B		54,20	21,00	2,06	0,62	1,61	0,34	7,30	7,90	-

da (tabela 23) na facies inicial de alteração. A agressividade da lixiviação neste caso fica claramente expressa na figura 65 e 66. A constatação deste quadro já vinha sendo delineada a partir do capítulo III (As transformações minerais: Estrutura, Mineralogia e Geoquímica). O comportamento ora apresentado, endossa as observações verificadas na figura 64, ou seja, de que há uma agressiva lixiviação na frente de alteração (sílica, bases etc são rapidamente exportadas), nesta altura da topossequência, com conseqüente acumulação relativa de Al_2O_3 e Fe_2O_3 , e que, este material lixiviado, tende a ser transladado em direção às porções mais baixas da topossequência.

Figura 66 - Variação das composições ponderais entre $SiO_2/Al_2O_3/Fe_2O_3 + TiO_2$ dos principais termos da formação bauxítica sobre nefelina sienito do Alto das Posses. A simbologia empregada está explícita na figura 64 e tabela 23. Os pontos obtidos provêm de tabela 15 e 23. (O) = produtos argilosos e (K) = campo da caolinita.

Nas figuras 64 e 65, verifica-se nos horizontes superiores (bauxita isalterítica maciça e fraturada e couraça aluminoferruginosa fragmentada), que algumas amostras analisadas ocupam parte de campos do outro horizonte. É comum, por exemplo, o a-

parecimento de amostras do campo da bauxita isalterítica fraturada ocorrer no campo da couraça; a mesma situação é verificada para o caso da bauxita isalterítica maciça. A provável explicação, reside na entrada de produtos de transferência nestas amostras da facies bauxita isalterítica, tornando-as, em pontos localizados do horizonte, similares a couraça alumino-ferruginosa. Outro aspecto interessante, é apresentado pelo posicionamento das amostras de bauxita isalterítica maciça nos dois diagramas, em uma situação que as coloca como menos portadoras de SiO_2 e de K_2O que a própria couraça.

É provável que este comportamento diferenciado, traduza as histórias evolutivas que cada um destes horizontes sofreu.

Como já fora apresentado, os horizontes de bauxita isalterítica maciça e fraturada são reflexo de uma evolução relativamente moderna, onde a intensa lixiviação de sílica e de bases é a tônica do processo. Enquanto que a couraça, provém da remobilização de produtos fixados em fase anterior, e a sílica, no caso, pode ser encontrada como quartzo secundário e aí permanecer (fotomicrografias 27 e 30).

De qualquer modo, a sílica vem sendo atualmente removida da porção superior da topossequência e levada para as porções mais inferiores. Para as porções mais baixas da topossequência a lixiviação é mais moderada que no poço PQA, com isso podem existir produtos secundários com sílica associados a ela (caolinita, quartzo secundário etc), quando esta lixiviação for inferior ao aporte de sílica, há tendência de fixação da mesma no seio do meio em que ela se encontre. Se este meio, por exemplo, for de bauxita isalterítica maciça ou fraturada, haverá uma forte tendência a desestabilização desta bauxita para formar caolinita (poços PQE, PQB e congêneres da topossequência AB, figura 10). Este aspecto já fora ressaltado no item II.3.3.4 (facies caolinita a fragmentos de bauxita isalterítica ou facies bauxita isalterítica em desagregação).

Figura 67 - Diagrama da percentagem de Al_2O_3 contra Fe_2O_3 para as formações bauxíticas associadas ao Poço PQA e congêneres do Alto das Posses. A simbologia utilizada tem sua explicação expressa na figura 64 e na tabela 23.

Figura 68 - Diagrama da percentagem de TiO_2 contra Fe_2O_3 para as formações bauxíticas associadas ao poço PQA e congêneres. A simbologia utilizada tem sua explicação expressa na figura 64 e na tabela 23.

- O Fe_2O_3 e Al_2O_3 e suas relações com o TiO_2

Alumínio e ferro apresentam uma nítida concentração à medida que se atinge as partes mais evoluídas dos horizontes estudados. A correlação apresentada para estes dois elementos (figura 67) demonstra haver uma maior concentração do ferro no horizonte de bauxita isalterítica. Embora haja superposição de pontos em campos diferentes, como já assinalado, verifica-se existir uma maior concentração de alumínio do que de ferro no contexto da couraça, se comparado com a mesma relação na bauxita isalterítica, seja ela maciça ou fraturada. As demais facies, ali plotadas, seguem o percurso normal de enriquecimento gradativo em alumínio e ferro.

A correlação de TiO_2 contra Fe_2O_3 (figura 68) permite dividir uma distribuição equitativa de produtos provenientes de acumulação relativa (bauxita isalterítica friável fraturada e maciça) e de produtos provenientes de acumulação absoluta (couraça alumino-ferruginosa fragmentada). Estes últimos, em associação com produtos de fissura (entre 4 e 6% de Fe_2O_3 e 1 e 2% de TiO_2).

Esta correlação demonstra mais uma vez haver uma maior concentração de ferro sediada na bauxita isalterítica fratura ou maciça do que na couraça alumino-ferruginosa fragmentada. De outro lado, o TiO_2 sofre um enriquecimento constante ao longo das facies de alteração, a partir da bauxita isalterítica (micro-horizonte reliquiar), com um decaimento relativo na passagem de rocha sã para o córtex de alteração. Tal decaimento também é expresso na facies mais evoluída (couraça) e, pode estar relacionado a mobilidade e remobilização do anatásio neste horizonte.

Quando se contrapõe TiO_2 e Al_2O_3 (figura 69), verifica-se haver uma maior concentração do primeiro na facies bauxita isalterítica, tanto fraturada como maciça e, os termos destas facies que tendem a couraça, são menos portadores de TiO_2 . Há

também uma maior concentração de TiO_2 nos produtos argilosos.

Figura 69 - Diagrama das relações percentuais de TiO_2 contra Al_2O_3 para as formações bauxíticas associadas ao poço PQA a congêneres. A simbologia utilizada tem sua explicação expressa na figura 64 e tabela 23.

- O sistema SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3

A evolução geoquímica geral para os casos apresentados pode ser esquematizada pelo triângulo composicional (figura 66), a partir da variação ponderal de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$. Partindo-se da rocha sã (figura 66), uma via evolutiva fundamental se estabelece, com a passagem para bauxita isalterítica friável maciça e/ou fraturada. Estes dois termos devem evoluir à couraça aluminoferruginosa fragmentada. Esta sequência compreende a evolução principal para a área e tem na bauxita isalterítica e na couraça seus termos principais.

De outro lado, (figura 66) uma componente geoquímica é detectada, e provém da não lixiviação da sílica em locais definidos da topossequência, permitindo a transformação da bauxita isalterítica em caolinita.

TABELA 24 *

Nº AMOSTRAS	TIPO	REE	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
2a	Matriz	113.32	1152.84	65.60	9.61	1.23	16.41	8.78	5.97	8.01	1.34	
2b	Baux.	633.82	1033.32	50.71	6.90	0.94	13.26	5.82	3.6	4.41	0.84	
5a	Matriz	88.28	1127.68	46.25	6.65	1.02	13.63	6.89	4.69	5.71	1.02	
5b	Baux.	105.68	1051.32	63.58	9.31	1.19	15.27	8.9	5.79	7.13	1.19	
8a	Matriz	75.29	1146.59	33.62	4.9	0.77	12.16	4.87	3.26	3.85	0.66	
8b	Baux.	98.46	870.90	43.83	6.11	0.87	11.36	5.53	3.83	4.75	0.86	
13a	Matriz	104.41	1113.96	43.28	6.07	0.91	12.90	5.65	3.79	4.73	0.83	
13b	Baux. Isalt.	121.27	843.12	55.03	7.82	0.95	11.96	6.33	4.52	5.42	0.99	
14a	Matriz	60.22	2048.21	35.72	5.14	1.02	20.63	6.50	3.73	4.22	0.74	
14b	Baux. Isalt.	78.63	694.32	46.06	5.96	0.78	9.40	5.89	3.98	4.50	0.79	
16	Baux. Isalt.	52.96	461.90	23.96	3.45	0.58	6.28	3.57	2.66	3.54	0.60	
17b	Córte	68.40	310.92	37.08	5.36	0.64	6.34	4.18	3.55	4.23	0.77	
17c	Sienito	176.23	368.3	134.03	18.51	1.77	15.27	10.35	5.40	4.27	0.72	

* Análises químicas em ppm, realizadas em Laboratórios do Centre Energie Atomique-França.

FIGURA 70

Figura 70 - Distribuição de amostras coletadas e analisadas em ETR no poço PQA.

IV.3. Comportamento químico dos elementos Terras Raras (ETR)

As amostras do poço PQA foram selecionadas para a determinação de Elementos Terras Raras, com sua correspondente variação ao longo do perfil. As análises foram efetuadas por ativação neutrônica em Laboratório do CEA. Esta seleção, feita de base para o topo do perfil, inicia-se com uma amostra de rocha sã, seguindo-se amostras de bauxita isalterítica maciça e fraturada de couraça alumino-ferruginosa fragmentada e de material fissural argilomorfo (figura 70). O resultado analítico para os seguintes elementos da série das Terras Raras, La, Ce, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb e Lu, em ppm, encontra-se listado na tabela 24.

Na rocha sã verificou-se que os Elementos Terras Raras (ETR) encontram-se associados a um conjunto preferencial de minerais, onde permite-se destacar a apatita (série das fluor-apatitas) como um dos minerais primários portadores de ETR (Capítulo II, item II.3.2). Segue-se em importância o esfeno e a egerinaugita.

Tais Terras Raras, passam a ser encontrados nos produtos de alteração, na forma de Crandallita (capítulo III, item III.3 e III.5), havendo com frequência depósitos deste fosfato sobre pseudomorfo de egerinaugita (fotomicrografia 22).

A normalização ao padrão condritico para os valores obtidos, teve como base as relações de condrito de WAKITA et al. (1971). Deste modo, construiu-se a figura 71, em que estão apresentadas as relações para rocha mãe (amostra 17c), uma amostra de fragmento de bauxita (14b) e uma amostra de matriz (14a), as duas últimas, no seio da facies bauxita isalterítica maciça.

A curva normalizada da rocha mãe (17c) é bem regular, apresentando um enriquecimento em elementos Terras Raras Leves (ETRL) e, com a expressiva e típica anomalia negativa de Eu. O padrão desta curva é similar ao normal de curvas para este ti-

po de rocha (FRYER & EDGAR, 1977; CULLERS & GRAF, 1984; HENDERSON, 1984; SCHEIBE, 1987) e, não demonstra variações dignas de destaque.

A curva normalizada para fragmentos de bauxita 14b) isalterítica, traduz-se em uma maior irregularidade; possui em particular um expressivo pico ao nível do Ce. Embora não expressiva, uma superposição é observada no contexto do Yb e do Lu, sugerindo uma curva ascensional na direção dos elementos terras raras pesados (ETRP) associado a este tipo de material.

Para a curva normalizada do material de fissura (14a) verifica-se também uma irregularidade maior que a apresentada para a rocha mãe, destacando-se agora que há em particular, dois picos destacáveis, um a nível do Ce e outro ao nível do Gd. A mesma tendência a maior concentração de ETRP fica expressa na altura do Yb e do Lu.

Comparando-se os espectros da matriz com o da bauxita, nota-se que nesta altura dos horizontes de alteração há uma tendência a maior concentração de Ce, Eu, Gd e Dy na matriz, mostra uma tendência inversa para La, Nd, Sm, Er, Yb e Lu na bauxita. Estas variações em relação a rocha mãe traduzem um forte fracionamento dos ETR durante o processo inicial de alteração da rocha.

Na tentativa de compreender, para o caso estudado, este fracionamento, executou-se a *normalização em relação a rocha mãe*, as quais estão assinaladas na figura 72. Nesta, foram retratadas as curvas relacionadas ao córtex de alteração (17b) e a bauxita isalterítica friável, da base do perfil (16), seguindo-se até o topo (figura 70. nos pares matriz-bauxita, tendo o início nas amostras 14a (produto da matriz-a) e 14b (bauxita-b), até o topo com as amostras 2a (a- produto da matriz) 2b (b-bauxita).

O aspecto geral das curvas obtidas para as amostras, apresenta uma certa similaridade. Um ponto geral é marcado

Figura 71 - Distribuição dos ETR em bauxita, argila, matriz e rocha sã, em relação ao padrão condritico de WAKITA et al. (1971).

Figura 72 - Comportamento dos ETR, normalizado em relação à rocha mãe para as diferentes amostras do perfil de alteração.

por um empobrecimento em ETRL, que tem seu aspecto mais expressivo no Nd e no Sm. De outro lado, neste grupo, há uma forte e expressiva anomalia positiva para o Ce. Este caráter depletivo de ETRL é identificado também na alteração inicial de granito (ALDERTON et al., 1980) e na alteração inicial de sienito (KRONBERG et al. 1987).

Os elementos Terras Raras Pesados (ETRP), apresentam um comportamento geral mais estável ao longo do perfil, com uma ligeira tendência a enriquecimento mais ao topo. Este enriquecimento tem seu destaque sobre o pico do Gd e também se reflete nos valores de Eu. No estudo sobre o córtex de alteração de sienito da Ilha de São Sebastião-SP, anomalia similar a esta foi observada sobre o Eu (KRONBERG et al., 1987). De qualquer forma, nos estágios iniciais de alteração (córtex), o fracionamento dos ETR é uma característica marcante na grande maioria dos processos de alteração, independente da variedade rochosa. O fato de haver uma concentração de Ce, é reflexo de sua passagem para o estado oxidado (HENDERSON, 1984). De outro lado, no entanto, a concentração de Gd, para o caso estudado, não possui explicações razoáveis, a não ser uma questão de influência de outros elementos devido ao processo analítico utilizado (ativação neutrônica). De toda a forma, o caráter mais estável dos ETRP é marcante.

Variações verticais podem ser seguidas nos espectros apresentados pela figura 72, na qual observa-se na base do perfil (bauxita friável isalterítica maciça 16). Uma diminuição em quantidade de ETRL, principalmente para o Nd e Sm. Neste caso, dois picos são destacados, um para o Gd e outro para o Ce (enriquecido 25% em relação a rocha mãe). Outro espectro no mesmo caso (17b) diz respeito ao córtex de alteração, o qual configura uma pré-imagem de bauxita subsequente (16), sendo apenas um pouco mais enriquecido em ETR, apenas empobrecido em Ce se comparado com a amostra de bauxita.

Na porção superior de bauxita isalterítica maciça e, em direção ao topo do perfil (figura 72), os espectros apresen

tados pela matriz argilosa (amostras 14a, 13a, 8a, 5a e 2a) e das bauxitas (amostras 14b, 13b, 8b, 5b e 2b) apresentam de modo geral uma certa similaridade na assinatura dos espectros. Um ponto no entanto é marcado por uma translação ascendente de todos espectros, em relação à reta da rocha mãe, o que acaba por refletir-se no desaparecimento do caráter depletivo observado nos estágios iniciais da alteração. A par destas observações de caráter geral, podem ser adicionadas as seguintes:

- há um empobrecimento máximo de Nd e de Sm (70% na base do perfil, amostra 16), que diminui em direção ao topo do perfil (50%/55% nas amostras 2a e 2b);
- há um nítido enriquecimento progressivo de ETRP (Yb, Lu e eventualmente Er), o qual tem seu ponto mais expressivo no topo do perfil (80%);
- apenas a concentração de Ce na base do perfil aparece em excesso, em relação à reta da rocha mãe, porém, em direção ao topo do perfil, verifica-se que também Gd, Er, Yb e Lu acumulam-se nas bauxitas em taxas que vão de 7% (Gd) a 300% (Ce) em relação à rocha mãe.

O enriquecimento em ETR, de um modo geral, da base do perfil para o topo, pode estar relacionado com o comportamento relativo destes na matriz argilosa e nas bauxitas. É interessante salientar que a matriz representa zona de circulação preferencial de águas de percolação, com conteúdo de material argilo-bauxítico sem estrutura conservada da rocha mãe. Nesta relação matriz-bauxita é permitido distinguir-se nos ETR, dois grupos distintos:

No primeiro grupo entram Ce, Eu, Gd e Dy, dois deles (Ce e Gd) marcando duas fortes anomalias positivas na base do perfil. Estas anomalias estão centradas mais na matriz do que na bauxita e, há uma nítida maior concentração destes elementos na matriz (amostras 14a e 14b). Esta relação tende à diminuição e à inversão completa à altura das amostras 5a e 5b (base da couraça aluminosa-ferruginosa fragmentada, topo do perfil, ver figura 70).

No segundo grupo, encontram-se os elementos que apresentam-se sempre mais concentrados na bauxita do que na matriz, inclusive parte dos ETRL inicialmente mais depletivos (La, Nb e Sm) e parte dos ETRP (Er, Yb e Lu). No caso dos últimos, é perceptível, na parte inferior do perfil, que o espectro apresentado pela bauxita (amostra 14b), encontra-se pouco afastado do da matriz (amostra 14a), espectro este que se modifica em direção ao topo do perfil com um nítido distanciamento entre estas duas curvas. Deste modo, para os dois grupos, parece haver ao longo do tempo, uma concentração maior de ETR em direção ao topo e a bauxita é o local preferencial de concentração. Este fato pode estar relacionado com as transformações provenientes da desagregação da bauxita isalterítica, bem como da matriz que se forma a partir de lixiviação de produtos da própria bauxita. Esta variação pode estar ocorrendo sobre a influência de ácidos orgânicos (NESBITT, 1979). As águas de percolação que transportam os produtos de transferência, percolam por fissuras e, pouco a pouco, de fora para dentro, algumas estruturas de fragmentos de bauxita vão sendo destruídos. Simultaneamente há a penetração de elementos neoformados nas fissuras das bauxitas, que contribuem para a acumulação absoluta de Al e Fe e, podem permitir a translação dos ETR. NESBITT (1979) detectou este caracter de maior decaimento da concentração de ETR de produtos residuais argilosos de fissuras, em relação a rocha mãe alterada (granodiorito).

Conclusão sobre o Comportamento dos Elementos Terras Raras no Perfil PQA

Pela inexistência de dados sobre o comportamento de elementos Terras Raras no maciço estudado (Passa Quatro), as considerações a nível comparativo apresenta, seu esteio em informes de outros maciços alcalinos (HENDERSON, 1984; SCHEIBE, 1987) com os dados obtidos em rocha para o presente caso. Sabe-se que o maciço do Itatiaia e o contíguo de Passa Quatro representam os únicos exemplos bem conhecidos no Brasil de associação granito-alcalino, sinítico-alcalino (RIBEIRO FILHO, 1967; ULBRICH & GOMES, 1981). Segundo CULLERS & GRAF (1984, in HENDERSON, 1984), as rochas alcalinas

são caracterizadas por um enriquecimento em ETRL, em relação a condritos. As amostras aqui analisadas apresentam uma relação $Na + K/Al \approx 1$, com razões $(La/Lu)_{cn}$ iguais a 24 e Eu/Sm igual a 0,09. Estas características observadas para os nefelina sienitos de Passa Quatro, permite colocá-los no grupo dos sienitos-granitos (CULLERS & GRAF, 1984). Em adição, verifica-se que a anomalia negativa de Eu observada no perfil estudado é bem mais elevada do que a similar, obtida para o sienito da Ilha de São Sebastião-SP (KRONBERG et al. 1987).

No contexto da frente de alteração, verifica-se que o fracionamento dos ETR parece estar associado a intensa lixiviação que afeta preferencialmente os ETR (STEINBERG & COURTOIS 1976, COURTOIS et al. 1979; FORMOSO et al. 1987). De outro lado, a permanência dos ETRP, pode ser associada a alteração diferencial dos minerais primários (ALDERTON et al. 1980), como também a um aumento do pH das águas de percolação (NESBITT, 1979).

Finalmente, admite-se que a distribuição e variação dos ETR no perfil de bauxita sobre rocha alcalina (nefelina sienito) pode ser resumida nos seguintes pontos:

- os ETR sofrem intenso fracionamento durante o início da alteração do nefelina sienito;

- há uma lixiviação de todos os ETR na frente de alteração, se comparado com a concentração na rocha mãe, sendo os representantes mais expressivos deste caso o Nd e o Sm;

- há uma nítida concentração dos ETR na parte superior do perfil, principalmente de Ce e ETRP;

- existe também uma nítida dissociação na concentração dos ETR entre o material matricial (maior concentração na base do perfil e menor em direção ao topo) e os fragmentos de bauxita (menor concentração inicial e maior concentração final, à medida que se caminha em direção ao topo do perfil).

TABELA 25 - Média das Concentrações brutas (B) e Isovolum (I) para as Formações Bauxíticas Estudadas

Amostra	Horizonte	SiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		TiO ₂		Dens. App.
		B	I	B	I	B	I	B	I	
PQA2b	Couraça	0,032	3,20	2,83	107,38	3,58	10,74	1,34	2,15	1,82
PQA3	Alumino-Ferruginosa	0,033	3,09	2,73	101,85	3,52	10,38	1,47	2,33	1,79
PQA4	Fragmentada	0,030	3,37	2,79	113,20	3,24	10,41	1,33	2,28	1,95
PQA8	Bauxita Friável Isalterítica Fraturada	0,035	3,21	2,84	96,97	3,38	9,17	1,38	1,98	1,64
PQA10b		0,043	3,88	2,70	90,71	5,09	13,52	2,19	3,11	1,61
PQA11		0,020	1,86	2,79	97,78	3,58	9,93	1,52	4,25	1,68
PQA13a		0,032	3,04	2,74	97,47	4,55	12,84	1,89	2,84	1,71
PQA15	Bauxita	0,009	0,71	2,83	83,78	3,87	9,06	1,44	1,86	1,42
PQA16	Friável Isalterítica	0,009	0,74	2,83	84,37	4,60	10,87	2,38	2,99	1,43
PQA17b	Maciça	0,011	0,99	2,79	90,48	3,54	9,13	1,56	2,14	1,56
PQ3d	Córtex Alteração	0,76	92,44	1,34	60,76	1,84	6,60	1,00	1,91	2,17
PQ3c		0,85	112,45	1,23	60,25	1,28	4,96	0,86	1,79	2,35
PQA17R	Rocha Sã	1	1	1	1	1	1	1	1	2,57
% na rocha é peso em g na rocha	PQA17R	% 57,96	peso 144,45	20,84	58,85	1,65	3,91	0,88	2,21	2,57

IV.4. Balanço da Alteração

O estabelecimento do balanço geoquímico exige a utilização de um parâmetro constante ao longo dos horizontes analisados. Ao longo da descrição micromorfológica verifica-se que as texturas pouco perturbadas, encontradas em algumas facies estudadas, mantêm sua estrutura conservada (zona reliquiar e zona intermediária) as quais são extensíveis a alguns horizontes onde predomina a acumulação relativa (bauxita isalterítica fraturada e maciça). Nestas facies o raciocínio isovolumétrico (MILLOT & BONIFAS, 1955) pode ser aplicado sem prejuízo dos resultados obtidos quanto a aplicação desta técnica. Como o verificado em itens anteriores, outras facies estudadas não permitem a aplicação simples deste raciocínio por estarem associadas com acumulações absolutas.

As concentrações a volume constante foram obtidas a partir de algumas amostras da tabela 23 e são apresentadas em concentrações brutas e isovolume para SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 na tabela 25. A partir desta tabela obteve-se a tabela 26, de composição química, expressa em percentagem volumétrica (g/100cc) para as facies estudadas. Nestas são apresentadas as perdas e ganhos reais dos óxidos mencionados e o cálculo da percentagem de variação do teor absoluto de cada óxido em cada facies, em relação a rocha mãe sã.

- As perdas e ganhos no Córtex de Alteração

O córtex de alteração embora retrate a condição ideal de conservação das texturas da rocha mãe, também já demonstra conter algumas acumulações absolutas. Constata-se que além da perda significativa de todas as bases, há uma perda de 30% de SiO_2 (ou seja, mais de 40 g por cm^3), isto deve-se principalmente a alteração de parte dos minerais fêlsicos onde nefelina e ortoclásio micropertítico são os principais representantes, em consonância com parte de alteração de máficos, como piroxênio e an

TABELA 26 - Balanço Geoquímico Médio dos Compostos por Facies Estudada. Composição Química Expressa em Percentagem Volumétrica (g/100cc)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
Couraça Alumino-Ferruginosa	3,22	107,48	10,51	2,25
Diferença	- 141,23	+ 48,63	+ 6,60	+ 0,04
Percentagem	- 97,80%	+ 82,63%	+ 169,00%	+ 1,82%
Bauxita Isalt. Fraturada	3,00	95,73	11,36	2,55
Diferença	- 141,45	+ 36,88	+ 7,45	+ 0,34
Percentagem	- 97,90%	+ 62,67%	+ 189,80%	+ 15,40%
Bauxita Isalt. Maciça	0,81	86,21	9,69	2,33
Diferença	- 143,64	+ 27,36	+ 5,78	+ 0,12
Percentagem	- 99,44%	+ 46,49%	+ 147,83%	+ 5,40%
Córtex Alteração	102,44	60,51	5,78	1,85
Diferença	- 42,01	+ 1,66	+ 1,87	- 0,36
Percentagem	- 29,08%	+ 2,80%	+ 47,83%	- 16,30%
Nefelina Sienito	144,45	58,85	3,91	2,21

fibólio. Esta destruição de anfibólio e, secundariamente de piroxênio, é acompanhada por uma perda de titânio ($0,40 \text{ g/por cm}^3$) representada por 16% do teor inicial.

A concentração de alumínio é principalmente relativa e pouco expressiva neste caso, pois o ganho devido a acumulação absoluta de Al_2O_3 não passa de 3%. De outro lado há uma importante acumulação absoluta de ferro que chega aos 50%.

Estes dados demonstram que o córtex é resultado de uma alitização e de uma ferruginização (intensa a partir da acumulação absoluta de Fe_2O_3 ; ferralitização) com concomitante saída de SiO_2 e TiO_2 . Este último, em comportamento anômalo a sua condição geoquímica mais comum, já que como acompanhante frequente do Fe_2O_3 , deveria, também apresentar um ganho relativo como aquele, o que não ocorre. Esta perda pode relacionar-se a alteração dos anfibólios (maiores portadores de TiO_2) e piroxênios, nesta fase da alteração.

- As perdas e ganhos na Bauxita Isalterítica Maciça

Neste horizonte a perda de silício passa a ser completa atingindo 99,44% em relação a rocha mãe, os restantes óxidos demonstram ganhos sobre a rocha mãe. O Fe_2O_3 passa a um ganho de 147,83% e o TiO_2 apresenta ganho de 5,4%. Finalmente o Al_2O_3 , que passa a ter ganho expressivo (46,49%) neste horizonte. Esta isalterita maciça, por apresentar alguns depósitos de ferro a alumínio na forma de ferrigibbsans apresenta-se em alguns pontos do nível como um horizonte de acumulação absoluta. Tal acumulação é predominantemente sediada nos vazios ligados a alteração principalmente dos feldspatos e das nefelinas.

- As perdas e ganhos na Bauxita Isalterítica Fraturada

Os ganhos em Al_2O_3 na bauxita isalterítica fraturada, em relação a rocha mãe passam dos 46,49% no horizonte infe-

rior para 62,67%. Se comparamos este horizonte com o precedente verifica-se que o alumínio apresenta uma concentração relativa da ordem de 34,8%. O Fe_2O_3 por seu lado apresenta um ganho de 189,80% e, acompanhando-o, temos o TiO_2 com ganho de 15,4%. Por outro lado, o SiO_2 sofre uma perda de 97,9% em relação a rocha mãe. Se comparado com o horizonte imediatamente sotoposto, verifica-se ha ver um ganho de sílica de 1,5%.

Considerando os valores analíticos como corretos e que não houve qualquer problema relacionado com a amostragem deste horizonte, supõe-se que este aumento de sílica corresponda a deposição de caolinita em associação com estruturas reliquias. A existência de um maior fissuramento neste horizonte, contrário ao que se observa no horizonte inferior (bauxita isalterítica maciça), permite uma maior concentração de sílica (como o já apresentado na análise mineral) ao longo destas fissuras. Tal aspecto po de levar a formação de caolinita neste horizonte tendo como palco principal as fissuras, zonas comuns de circulação de água e de de posição de produtos secundários. Esta caolinita pode posteriormente, ser transformada em gibbsita.

- As perdas e ganhos na Couraça Alumino - ferruginosa fragmentada

O cálculo isovolumétrico neste caso representa uma relação apenas indicativa, visto que há uma quase ausência de estruturas conservadas (as observadas foram raras no estudo micro-morfológico deste horizonte). Com efeito, dado ao fato da destruição da estrutura primária, os valores aí observados, representam potencialmente o resultado de acumulações absolutas.

Diante deste quadro, respeitada a ponderação assinalada, verifica-se que o Al_2O_3 demonstra um ganho de 82,63% em relação a rocha sã. Que o Fe_2O_3 apresenta um ganho de 169%, o que se comparado com a bauxita isalterítica fraturada compreende uma perda de 11%, o mesmo ocorre com o TiO_2 (ganho de 1,82% sobre a rocha mãe e uma perda de 88% em relação a bauxita isalterítica

fraturada). Quanto a sílica, esta mantém uma perda em relação a rocha mãe da ordem de 97,8%, o que é muito similar ao observado para a bauxita isalterítica fraturada. A forte concentração de alumínio neste horizonte deve provir de uma redistribuição (remobilização) do mesmo ao longo da couraça alumino-ferruginosa em um tempo geológico e, em condições topográficas diferentes das que conduziram a evolução e estabelecimento da parte inferior do perfil.

Embora o quadro geoquímico apresentado para a Couraça Alumino-ferruginosa a fragmentada demonstre, em um estudo inicial, haver uma maior concentração de Al_2O_3 do que Fe_2O_3 , verifica-se, empregando o cálculo a isotitânio entre a bauxita isalterítica fratura e a couraça, que o fator obtido para o Fe_2O_3 é de 1,02, ou seja, houve um aumento real de aproximadamente 2% deste composto e, para o caso do Al_2O_3 , obteve-se uma relação de 0,77, o que representa uma perda de quase 23% deste composto em relação à bauxita isalterítica fraturada. Estas relações permitem detectar que, além de haver uma remobilização de Al_2O_3 ao nível de couraça há também uma perda relativa que deve migrar aos horizontes inferiores.

Com efeito, já fora demonstrado via o estudo micro-morfológico, via a evolução morfológica dos perfis e pelo comportamento químico dos elementos maiores e ETR, ser este couraça o resultado de uma evolução diferente da observada para os perfis de um modo geral, dentro de uma história geológica que tem, na evolução do relevo e na imposição tectônica da área, os pontos fundamentais para explicitar sua existência e evolução.

- Conclusão sobre o raciocínio isovolumétrico

Verifica-se que em cada horizonte estudado os ganhos de Fe_2O_3 são sempre mais elevados do que os ganhos relativos de Al_2O_3 . Os ganhos mais significativos são observados na facies bauxita isalterítica fraturada. Quanto ao ganho mais expressivo

para o Al_2O_3 verifica-se estar relacionado com a couraça alumino-ferruginosa fragmentada. O comportamento do TiO_2 acompanha o do Fe_2O_3 de um modo geral e, apresenta seu maior ganho na bauxita isalterítica fraturada.

De outro lado, fica evidenciada uma distinção da couraça alumino-ferruginosa fragmentada em relação aos outros horizontes, endossando o até então verificado de que, esta, representa o resultado de uma história evolutiva diferente deste perfil, principalmente pelas diferenças morfológicas, micromorfológicas, geoquímicas e por uma aparente elevada concentração e perda de Al_2O_3 o que pode indicar uma intensa remobilização deste ao nível dos fragmentos e, por uma concentração de Fe_2O_3 e manutenção do conteúdo de TiO_2 , que se não representam variações na amostragem, retratam a evolução de um perfil de alteração, gerado sob condições geoquímicas, geomorfológicas e cronológicas diferentes do perfil estudado e também distinta do processo de alteração atual.

IV.5. Conclusão sobre o Estudo Geoquímico

O presente estudo geoquímico da bauxita laterítica sobre nefelina sienito do Alto das Posses no maciço alcalino de Passa Quatro demonstra uma tendência geral a alitização. O estudo do comportamento dos elementos maiores permitiu distinguir-se a ordem de saída das bases, estabelecida como $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K}$ como uma resposta a alteração inicial de minerais como nefelina, ortoclásio micropertítico entre outros. A sílica neste contexto apresenta dois comportamentos geoquímicos distintos. O primeiro como composto fortemente lixiviado da porção mais elevada da toposequência (poço PQA e congêneres). Este comportamento tem como reflexo uma perda significativa deste composto desde o início da alteração, como foi demonstrado pelo balanço geoquímico. Adquire apenas pequeno ganho na facies couraça alumino-ferruginosa, por esta expressar uma evolução diferenciada das facies soto-postas a ela. O segundo, provindo da fixação da sílica no seio

do processo de alteração na forma de caolinita, ocorrida nas porções mais baixas da topossequência (poços PQB, PQE e congêneres). Esta sílica provém da porção superior de topossequência e mesmo das facies superiores do perfil e, passa a coexistir com bauxita isalterítica já formada, o que acaba por provocar a desestabilização geoquímica desta última, com sua conseqüente passagem para caolinita.

As relações apresentadas entre Fe_2O_3 e Al_2O_3 entre si (figura 67) ou com o TiO_2 (figuras 68 e 69) permitem individualizar, de maneira segura, a couraça alumino-ferruginosa das outras facies, como uma formação originária de uma história evolutiva de alteração que difere da existente para as outras facies. Mais uma vez o balanço geoquímico empregado com base nestes compostos também endossou este aspecto.

O estudo centrado no comportamento geoquímico dos Elementos Terras Raras (ETR) em amostras de bauxita e de matriz do poço PQA permitiu definir que estes sofrem um intenso fracionamento e lixiviação na frente de alteração em termos relativos se comparado com a sua concentração na rocha mãe. Este fracionamento inicial é compensado com uma concentração destes (Ce e ETRP principalmente) na porção superior do perfil. Tal fato confere também uma distinção para este horizonte (couraça alumino-ferruginosa fragmentada). Há também um comportamento diferencial quanto a concentração comparada de ETR entre a bauxita formada e a matriz, sendo que na porção superior do perfil, os ETR estão mais concentrados na primeira do que na segunda, ao passo que na porção inferior, esta relação inverte-se de modo geral.

O estudo do balanço geoquímico permitiu distinguir que o Fe_2O_3 apresenta-se sempre em concentrações percentuais mais elevadas do que o Al_2O_3 . Também permitiu vislumbrar que as maiores perdas encontram-se na facies inicial de alteração (córtex) e que os maiores ganhos relativos registrados são encontrados na facies bauxita isalterítica fraturada. Este estudo, mostra uma interessante distinção da facies couraça alumino-ferruginosa fragmen-

tada, das demais facies estudadas, principalmente quanto as concentrações relativas de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 .

Finalmente, este estudo geoquímico sobre a bauxita em nefelina sienito do maciço alcalino de Passa Quatro-MG, demonstrou haver uma via principal de alteração, do tipo direta, em que se forma a bauxita isalterítica. Esta via é ligada principalmente a acumulação relativa, em que o produto final obtido apresenta estrutura conservada da rocha mãe. Em paralelo, duas vias de destruição desta estrutura conservada foram identificadas: uma, devido a ressilicificação da gibbsita existente na facies isalterítica e, outra na existência da couraça alumino-ferruginosa fragmentada (com rara ou nenhuma estrutura reliquiar). A primeira provindo da sílica da porção superior da topossequência e a das formações acima do perfil de alteração. Esta sílica, não encontrando uma superfície topográfica que permita sua lixiviação natural, permanece no meio e combina-se com gibbsita da bauxita isalterítica existente formando então caolinita. A segunda provém de uma história evolutiva mais complexa e longa que as antecedentes, sob a ação de condições geoquímicas e geomorfológicas que permitiram a contínua remobilização da gibbsita na superfície do perfil, associada a estruturas conservadas, até que esta desaparecesse, formando uma couraça alumino-ferruginosa, a qual, devido a feições geomorfológicas regidas principalmente por eventos tectônicos, acabou por fragmentar-se. Esta história será apresentada no capítulo V e VI, em um ensaio cuja tentativa é explicitar esta evolução.

CAPÍTULO V

AS FORMAÇÕES BAUXÍTICAS E SUAS RELAÇÕES COM O RELEVO

V. AS FORMAÇÕES BAUXÍTICAS E SUAS RELAÇÕES COM O RELEVO

V.1. Introdução

Como foi verificado nos capítulos antecedentes, o estudo das variações geoquímicas e mineralógicas permitem visualizar não apenas o caráter de litodependência das formações bauxíticas, mas também estabelecer as alternâncias e sucessões de facies nos perfis que revelam complexa história geológica. Propor-se aqui um modelo evolutivo para a gênese destas formações bauxíticas, baseando-se exclusivamente no condicionamento topográfico pode, com certeza, não só reduzir e simplificar esta história geológica, como correr o risco de deformá-la. De qualquer modo, a distribuição espacial das jazidas e ocorrências bauxíticas da região do maciço alcalino de Passa Quatro, aliada a morfologia atual do relevo no local de existência destas, representa pelo menos um conjunto de diferentes facies vinculadas a história geológica das mesmas.

Neste capítulo, pretende-se situar os jazimentos e ocorrências conhecidos (distribuição espacial) no contexto do maciço alcalino, adicionando um estudo para cada região identificada, onde são estabelecidas a distribuição espacial das formações bauxíticas e suas facies, bem como suas variações laterais existentes. Dentro deste quadro é apresentada uma proposta de interpretação concernente a gênese destas formações e de suas relações com a evolução do relevo, local e regional.

V.2. Distribuição das Formações Bauxíticas

A distribuição geográfica das jazidas e concentrações bauxíticas no maciço alcalino de Passa Quatro apresenta-se de modo geral aleatória. No entanto, existe a possibilidade de ser estabelecido um quadro distributivo que tenha como elemento de distinção a feição topográfica e a variedade rochosa encaixan

te ou geradora da bauxita. Verifica-se assim, que a grande maioria dos jazimentos e ocorrências de caráter genuinamente isalterítico encontram-se associados a cotas topográficas que excedem os 1500 m a um máximo de 2200 metros (figura 73) frequentemente encaixadas em rochas alcalinas. Estas concentrações representam os depósitos denominados "in situ" (autóctones), embora, alguns destes representem tipos mistos, com parte de seu conjunto do tipo "in situ" e uma parte, indicando remoção por deslizamento ("debris flow"), ao qual se denomina simplesmente de "rolado" (alóctones). Esta feição, no entanto, não é dominante na maioria dos depósitos estudados. Tal feição é mais frequente na porção oeste do maciço (próximo a Passa Quatro) e uma parte na porção norte (Sambaíba e Capelinha, Município de Itamonte) esta última bem menos significativa que a primeira (figura 74).

Os restantes depósitos e ocorrências que situam-se em cotas inferiores aos 1500 m (Itamonte-MG, Passa Quatro-MG, Lavrinhas-SP e Queluz-SP), são em sua totalidade do tipo rolado (alóctones), frequentemente assentados em rochas metamórficas que compõem o embasamento. Estas formações bauxíticas são consideradas como depósitos de talude, originados de rochas alcalinas (matriz e bauxita) e que, em muitos casos, observa-se a existência de fragmentos e blocos de bauxita isalterítica proveniente de nefelina sienitos. Por outro lado são muito frequentes (porção norte do maciço, em associação com depósitos de talude-"creep") bauxitas aloteríticas maciças, similares a facies couraça aluminoferruginosa fragmentada do Alto das Posses (figura 74). Estas, apresentam as mesmas feições morfológicas e micromorfológicas descritas para a facies couraça e em pouco ou nada diferem desta, a não ser pela sua posição espacial.

A existência de depósitos alóctones que apresentam vínculo genético com rocha alcalina e encontram-se assentados em rochas metamórficas do embasamento não exclui a existência de ocorrências e jazidas bauxíticas derivadas de metamórficas. Na porção nordeste do maciço alcalino de Passa Quatro (SW da Casa Alpina, figura 74), encontram-se dez jazidas e várias ocorrências de

bauxita do tipo isalterítica que tem sua derivação a partir de biotita gnaiss alcalino (fenito?). Esta faixa de rocha metamórfica com elevado conteúdo de álcalis (albita e ortoclásio, 90,2%, quartzo 1,6%, biotita 3,8%, hornblenda 1,4%, zirconita, titanita, fluorita e opacos 3%) encontram-se no setor mais proximal entre o maciço alcalino de Passa Quatro e o do Itatiaia, e desta forma é interpretada como uma faixa de rochas metamórficas encaixantes destes maciços alcalinos e submetidas a fenitização.

A interação da rede de drenagem atual com as ocorrências e jazidas bauxíticas, permite verificar que as drenagens encontram-se em sua maioria regidas pelas estruturas geológicas que cortam o maciço (falhas e fraturas). Tais drenagens no entanto compreendem em quase todas as jazidas (figura 74), ponto importante de um processo de dissecação e lixiviação de produtos solúveis destas áreas.

V.3. Os Depósitos de Talude

Os depósitos de talude são observados em toda a borda do maciço alcalino de Passa Quatro e mesmo no do Itatiaia. A figura 74, apresenta a distribuição destes depósitos com a inclusão da forma, distribuição e localização das concentrações bauxíticas mais significativas. Como é permitido notar, a área mais expressiva de distribuição destes depósitos de talude refere-se aquela das regiões de Lavrinhas e de Queluz no Estado de São Paulo (borda sul do maciço). Os depósitos encontrados na porção norte (Itamonte-MG, locais denominados Samambaia e Capelinha) e os da porção oeste (Passa Quatro-MG, fotografia 1) embora significativos, não são tão expressivos como os primeiros.

Diante deste fato, optou-se por executar um detalhamento geológico-geomorfológico no setor da borda sul do maciço (Queluz e Lavrinhas). Nos depósitos de talude aí sediados foram estudados afloramentos naturais, artificiais (operações de lavra, dez poços de pesquisa, num total de 97,7 metros escavados),

ESCALA HORIZONTAL DO MAPA E DOS PERFIS (EXAGERO CINCO VEZES NA ESCALA VERTICAL)

0 300 2000m

FIGURA 73.- MAPA GEOMORFOLÓGICO E ESTRUTURAL DOS DEPÓSITOS DE TALUDE DA PORÇÃO SUL DO MACIÇO (SETOR LAVRINHAS E QUELUZ)

Figura 73 - Mapa Geomorfológico e Estrutural dos Depósitos de Talude da Porção Sul do Maciço (Setor Lavrinhas e Queluz).

Fotografia 1 - Depósitos de talude relacionados com a superfície Superior (S1). Porção oeste do maciço alcalino de Passa Quatro (Município de Passa Quatro).

buscando caracterizar seus horizontes de formação. Além deste trabalho de campo, executou-se um detalhamento das superfícies pedimentares encontradas, com base em fotografias aéreas na escala de 1:60.000. O resultado deste trabalho encontra-se na figura 63.

Finalmente, cabe assinalar que nas zonas de depósitos de talude distiunguiu-se três grandes unidades morfológicas que formam superfícies, denominadas aqui de: *superfície superior (S1)*, *superfície mediana (S2)* e *superfície inferior (S3)*.

V.3.1. Aspectos geológicos e geomorfológicos da superfície superior (S1)

A superfície superior representa a mais importante unidade morfológica no setor de Lavrinhas e Queluz. Apresenta distribuição linear que atinge a casa dos 8 km tendo como referência, de um lado o contato do maciço alcalino com as rochas metamórficas e, de outro, o leito do Rio Paraíba do Sul, no fundo do Vale do Paraíba. Este tipo de depósito de talude está situado a uma altitude básica de 800 m e se eleva a cerca de 1300 m, chegando no limite inferior do maciço alcalino e, em alguns casos, adentrar-se a ele (figura 73).

O "pediplano" formado por esta superfície possui inclinação relativamente suave (máximo de 10° no setor norte do maciço e máximo de 15° no setor sul, (fotografia 1) e, termina sua morfologia em formas conexas. De modo geral, esta superfície é caracterizada pela acumulação de bauxita sobre a forma de seixos grosseiros e blocos batacões em um de seus horizontes em associação com seixos, blocos e matacões de rocha alcalina, parcialmente alterada; são encontrados ainda blocos de bauxita com núcleo de rocha alcalina, revestidos ou não com córtex de alteração. Estes fragmentos e blocos encontram-se imersos em matriz argilosa caolinítica de coloração amarelo clara.

Fotografia 2 - Vista geral das superfícies estudadas. Ao fundo e em último plano, a Superfície Superior (S1), no segundo plano a Superfície Mediana (S2), e na parte mais próxima ao primeiro plano tem-se a Superfície Inferior (S3). A Superfície Superior é a que corresponde a Jazida da Sede.

Fotografia 3 - Seixos com feição brechóide contendo caolinita, bauxita, etc, no horizonte inferior. O seixo na porção direita da foto engloba, na parte superior, um pequeno fragmento de bauxita isalterítica.

Esta unidade teve sua descrição básica ("afloramento tipo") localizada na Jazida da Sede, a qual encontra-se encaixada em rochas metamórficas alteradas (biotita gnaisses e gnaisses porfiroblásticos). Encontra-se entre 925 a 1100 metros acima do nível do mar (fotografia 2). A espessura total encontrada neste depósito de talude é da ordem de 12 metros (da superfície do terreno até a metamórfica sotoposta) e, este valor pode ser maior ou menor, em função das variações ditadas pela superfície do paleorelevo das metamórficas.

- Os horizontes observados nesta superfície

Da base para o topo foram distinguidos quatro horizontes (figura 75) principais: *horizonte inferior*, *horizonte com bauxita isalterítica em matriz argilosa*, *horizonte amarelo claro* e *horizonte com fragmentos de bauxita eloterítica*.

Figura 75 - Poço PAS 3 da superfície superior (S_1) da jazida da Sede com os horizontes observados (de SÍGOLO, 1979, modificado).

O *horizonte inferior* (horizonte pseudo-conglomerático) possui como feição principal a existência de inúmeros seixos arredondados de rochas do embasamento, principalmente quartzitos. Em associação com estes, encontra-se com frequência seixos, também arredondados de material brechóide caolinítico (fotografia 3), e eventualmente fragmentos de bauxita isalterítica. Fragmentos de bauxita também são encontrados isoladamente porém, são bastante ferruginosos e exibem forte lineação. Este seu caráter sugere proveniência da rocha metamórfica sotoposta. Em afloramento situado na borda NW do maciço (margem direita do Rio Verde, em proximidade à Fazenda do Barreiro figura 74), encontrou-se na base do depósito de talude originado na alcalina, uma couraça alumino-ferruginosa fragmentada, com preservação da estrutura reliquiar da rocha metamórfica da qual provém (biotita gnaiss). Os fragmentos de bauxita nesta couraça representam indício de que antes da deposição dos depósitos de talude, o embasamento na região fora também submetido a bauxitização.

Os seixos e fragmentos encontrados no horizonte inferior da superfície superior, fornecem um caráter polimítico sempre com matriz caolinítica clara (branca), de espessura variada nos pontos estudados (no caso do perfil PAS3, chega a quase 2,5 metros).

Este horizonte no entanto, não é contínuo, pois ocorre apenas onde a espessura do talude é elevada (mais de 10 metros) e, apresenta controle topográfico nítido, pois sua presença é frequente quando a superfície atual do talude demonstra uma certa peneplanização. Quando estes dois aspectos inexistem, não se observa o horizonte.

A *bauxita isalterítica em matriz argilosa* representa o horizonte mais espesso deste conjunto (6,5 m) e é distinguido por dois pontos: um, na existência de enormes blocos de rocha alcalina (> 10 m) total ou parcialmente intemperizados, em associação com fragmentos de bauxita isalterítica arredondados (desde seixos até blocos); outro, pela matriz argilosa, cuja composição básica é caolinita e em parte gibbsita. Possui coloração amarelo clara e em seu seio podem ser observados inúmeros grãos de quartzo clásticos

Fotografia 4 - Vista geral das Superfícies Mediana (S2) e Superior Inferior (S3). Esta última seccionada pelas drenagens atuais (canto inferior médio e esquerdo da foto).

menor que 1 mm). Trata-se de um horizonte típico dos depósitos de talude. Sua espessura ao longo dos depósitos estudados sempre é variada, e tal qual o horizonte inferior, é mais expressiva, se em zonas ligeiramente peneplanizadas desta superfície.

Os blocos e matacões de bauxita, que constituem a parte lavrada, apresentam com frequência um recobrimento externo de produtos ferruginosos, em alguns casos este recobrimento possui seus vazios integralmente preenchidos. De outro lado, é notável a variedade de rochas alcalinas encontradas neste horizonte. Embora predomine nefelina sienito, pode-se adicionar a ele, micro-sienito, hornblenda-sienito, biotita-hornblenda sienito, sienito, tinguaíto, foiaitos e fonolitos. Os fragmentos de bauxita aí encontrados são frutos de alteração particular de cada uma destas variedades rochosas na sua área fonte inicial.

O horizonte compreendido pela *argila amarelo clara*, representa aparentemente um horizonte pedológico (B), desenvolvido a partir dos sedimentos aí depositados pelo talude e, evoluído após a estabilidade do mesmo. Sua espessura, para esta superfície superior, fica entre 2 a 3 metros. É também variada como no caso dos dois horizontes antecedentes e, tem presença segura em todas as superfícies. Sua composição fundamental é de argila caolinítica, grãos de quartzo clástico e gibbsita, concentrada na base de raízes da vegetação na forma vermicular ou em grânulos. É importante salientar, que neste horizonte, os fragmentos blocos e seixos de bauxita são inexistentes. Eventualmente encontra-se um bloco ou matacão de rocha alcalina arredondado, porém sem córtex de alteração ou bauxita. De modo esporádico observa-se neste horizonte, uma camada de bauxita nodular, que possui sua ocorrência condicionada a presença da vegetação em superfície e de pequena camada húmica. Sua espessura é sempre inferior a 1 metro e os fragmentos de bauxita possuem alta sílica (+ 20% de SiO_2), com diâmetro entre 2 e 8 cm. A textura observada nestes fragmentos é constituída por uma distribuição aleatória de gibbsita criptocristalina, preenchendo vazios e estabelecendo a base de estruturação do fragmento. Lembram aspectos de pedoturbação, porém gibbsitiza-

Fig. 14 - ESBOÇO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA ÁREA DO MACIÇO ALCALINO DE PASSA-QUATRO E DOS DEPÓSITOS DE TALUDE

LEGENDA

	Rochas do embasamento		Contatos geológicos, inferidos quando tracejado
	Depósitos de taludes		Falhas e fraturas
	Depósitos de taludes retrabalhados		PL Poços perfurados
	Caraças alumina ferruginosas		Diques de rochas alcalinas
	Nefelinas sienitas		Divisões interestaduais
	Depósitos bauxíticos		Estradas principais e secundárias
	Depósitos bauxíticos sobre fenitas		Estradas de ferro
			Rios
			Cidades
			Vilas
			Curvas de nível

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRISTO 0° ANOMALIA

Figura 76 - Poço PL3 da Superfície Mediana na Jazida do Braga, com seus horizontes observados. (extraído de afloramento artificial)

Fotografia 5 - Os horizontes principais da Superfície Mediana.

dos. Acredita-se que este horizonte, com fragmentos de bauxita a loterítica rica em sílica, seja reflexo direto da existência da vegetação e da camada de húmus sobrejacente.

V.3.2. Aspectos geológicos e geomorfológicos da superfície mediana (S2)

A *superfície mediana* pode ser tão extensa quanto a superior, porém, na área estudada, sua distribuição linear máxima está em torno de 5 km. Esta superfície encontra-se em cotas que vão de uma mínima de 700 m a uma máxima de 780 metros (figuras 73 e 78). O "pediplano" formado por esta superfície também possui inclinação relativamente suave (sempre inferiores a 10°) e o relevo formado apresenta vertentes em convexidade (fotografia 4).

De um modo geral esta superfície é constituída da acumulação de rochas alcalinas sãs e por pouca bauxita. Os blocos, seixos e fragmentos, em termos proporcionais são menores e menos freqüentes que na superfície superior. Seu conteúdo em bauxita de outro lado também é bastante reduzido e, uma distinção bastante forte é o espessamento generalizado de todos os horizontes já descritos.

O local eleito para estudo de detalhe foi a Jazida do Braga, a mais ou menos 3 km ao sul da Jazida da Sede. Neste setor, aproveitando alguns afloramentos naturais e executando-se seis poços de estudo (PL1, PL2, PL3, PL4, PL5 e PL6), conseguiu-se identificar os seus horizontes constituintes. Destes poços, o mais profundo atingiu 19,8 metros sem que tenha sido encontrada a rocha encaixante sotoposta (figura 76).

Da base para o topo da superfície mediana foram distinguidos três horizontes principais (figura 76): *horizonte inferior, horizonte com bauxita isalterítica e horizonte argiloso amarelo claro.*

Fotografia 6 - Nodulações no nível de base da Superfície Mediana.
O núcleo dos nódulos são de caolinita, quartzo, ma
téria orgânica, ou fragmentos de minerais de ferro
e manganês.

Fotografia 7 - O horizonte de bauxita isalterítica da superfície
mediana.

O *horizonte inferior* (fotografia 5) é essencialmente o mesmo descrito na superfície superior com algumas distinções. A primeira delas, relativa a espessura do horizonte, que no caso ultrapassa os 10 metros. A segunda, reside na menor ocorrência de fragmentos, seixos e blocos de bauxita, os quais, quando presentes, estão em contato gradual com a argila matriz, demonstrando franca desagregação. A terceira distinção reside na pouca frequência de seixos de rochas metamórficas principalmente quartzitos e, da existência de nodulação (fotografia 6) pouco abaixo do contato gradacional do horizonte sobreposto. E por último, a existência de vênulas de óxidos de manganês que passam a ocorrer a partir dos 17 metros e, em alguns casos recobrem blocos erráticos de bauxita em desagregação neste nível

O *horizonte com bauxita isalterítica em matriz argilosa* (fotografias 5 e 7) demonstra as mesmas feições observadas para a superfície superior. Não obstante, algumas distinções podem ser assinaladas: uma delas é a ocorrência de blocos de rochas alcalinas predominando sobre os de bauxita. É nítido, ao redor dos blocos e seixos de bauxita, uma deposição ferruginosa que acaba por conferir uma tonalidade vermelho escura ao horizonte. Em alguns casos, esta deposição de óxidos de ferro penetram em todo o bloco ou fragmento.

De outro lado, ocorre próximo a passagem do horizonte superior, fragmentos e nódulos de óxidos de ferro (restos de couraça ferruginosa) os quais não apresentam continuidade lateral por toda a extensão da superfície. Embora no poço escolhido para descrição (PL3), este horizonte apresenta-se menos espesso (da ordem de 4 metros) ao observado na superfície superior, encontrou-se espessuras que atingem a dezena de metros.

O *horizonte a argila amarelo clara* é o mesmo descrito para a superfície superior. Apresenta-se no entanto sempre mais espesso neste caso do que no outro, além de ser, para este, sempre o final (topo) dos horizontes observados. Deste modo, esta superfície mediana não apresenta o horizonte com fragmentos de

bauxita aloterítica.

V.3.3. Aspectos geológicos e geomorfológicos da superfície inferior (S3)

A *superfície inferior* (fotografia 4), apresenta -se sempre em altitudes de 520 a 700 metros, em extensão linear que pode chegar aos 4 km e com espessura total de 4/5 metros. Caracteriza-se principalmente pela grande abundância de matacões, blocos e seixos de rochas alcalinas várias, os quais se inserem em uma matriz argilo-arenosa e com quase inexistência de bauxita. Os matacões de rocha alcalina afloram com frequência na superfície do terreno e, este nível como um todo não se apresenta bem estruturado como os antecedentes. Este material aparenta origem coluvionar e a distribuição deste, faz-se ao longo do curso das atuais drenagens, sendo frequentemente seccionado pelas mesmas (fotografia 4). Ocupam assim a parte mais baixa do atual relevo, em que tem nos vales das atuais drenagens seu local mais comum de assentamento. É importante assinalar que esta superfície tem sua cota a 10-15 metros acima dos atuais leitos de rios.

Embora não bem definidos, dois horizontes principais podem ser descritos (figura 77, base em afloramento natural): na base um horizonte denominado "*cascalheira em matriz argilo-arenosa*" e, no topo, um outro que corresponde ao *horizonte argiloso amarelo claro*.

Figura 77 - Perfil da Superfície Inferior. As convenções encontram-se explícitas nas figuras 75 e 76.

Figura 78 - Corte esquemático geral de representação integrada das várias superfícies. Na apresentação das particularidades de cada uma das superfícies há um exagero na escala vertical da ordem de 10 vezes. A nomenclatura utilizada tem sua explicação expressa nas figuras 75 e 76.

O *primeiro* deve corresponder ao horizonte com bauxita isalterítica das outras superfícies, com o senão de que este não possui bauxita. Apenas um pouco da matriz argilosa encontrada nas outras superfícies está presente nesta. Constitui-se essencialmente de um conjunto de seixos e blocos de rochas alcalinas e, em alguns casos, rochas do embasamento, ambas, emprestando a este nível um caráter polimítico. A totalidade destes seixos estão arredondados e demonstram uma certa alteração. Este horizonte é pouco espesso, podendo atingir um máximo de 8 metros. Seu contato com as rochas do embasamento, em vários locais estudados, demonstrou ser brusco.

O *segundo* assemelha-se ao horizonte argiloso amarelo claro e sua feição textural e mineralógica confirma este caráter. Pode apresentar-se tão espesso quanto os similares encontrados nas outras superfícies e, tem como registro importante, a existência de inúmeros blocos e matacões de rocha alcalina que a floram na superfície do relevo. (ver fotografia 4)

V.4. O processo de Instalação das Superfícies

Pelas descrições apresentadas torna-se evidente que tais depósitos embora encaixados em rochas metamórficas têm sua origem relacionada com o maciço alcalino de Passa Quatro. A assembléia representada pelos três grupos de superfícies condizem a um plano geral cuja inclinação é de 5°, possuindo uma das extremidades a norte, (franja do maciço alcalino) e a outra extremidade a sul (cotas mais baixas do fundo do Vale do Paraíba do Sul, figura 78).

Estes depósitos de talude, nas bordas do maciço alcalino de Passa Quatro como no Itatiaia, foram alvo de inúmeras interpretações quanto a sua origem. Primeiro como fazendo parte do próprio maciço (LAMEGO, 1936), depois como reflexo de uma provável glaciação Pleistocênica (DE MARTONE, 1940; RICH, 1953; ODMAN, 1955) e finalmente, como provenientes de correntes

de lama ou terrosas (EBERT, 1960, SÍGOLO, 1979).

A proposta de formação destes depósitos como originados de *correntes de lama* e de *correntes terrosas* encontram apoio nos critérios geomorfológicos de identificação destas, como se segue (segundo THORNBURY, 1966) - *correntes terrosas*:

a. são lentas, b. não estão confinadas a canais, c. possuem um teor de água mais baixo que as correntes de lama, d. não são especificamente características de regiões secas, e. são mais comuns em áreas úmidas, f. estão caracterizadas por se formarem sobre terraços e declives onde os materiais terrosos são capazes de fluir quando se saturam em água e, encontram-se embaixo do manto detrítico. A existência de sedimentos regidos por estes caracteres acabam por formar depósitos de seixos e blocos, que em muitas vezes se assemelham a morenas laterais. Entendemos que, este pode ter sido um dos aspectos que levaram alguns autores a interpretar estes depósitos como provenientes de uma glaciação.

As *correntes de lama*, por outro lado, têm as seguintes características:

- a. são rápidas ao ponto de serem perceptíveis;
- b. estão geralmente confinadas a canais;
- c. encontram-se em declives acentuados;
- d. há participação de água abundante, porém intermitente;
- e. a vegetação é rala.

Tais correntes são típicas de regiões mais secas, pois nestas áreas a vegetação é rala e as precipitações são pouco frequentes, embora torrenciais. Constituem-se predominantemente de argila (lama), porém podem transportar blocos de grandes proporções a distâncias consideráveis. Estes depósitos não possuem seleção granulométrica e nem qualitativa.

Conjugando-se as descrições apresentadas para as superfícies, com as características de identificação da instalação dos depósitos de talude formados, verifica-se que estes são originários tanto de correntes terrosas como de correntes de lama. Para as primeiras, pode-se incluir as superfícies superior e mediana (fotografia 1, 4, 5 e figuras 75, 76 e 78) e para as segundas, pode-se incluir a superfície inferior (parte apenas) (ver fotografia 4, figuras 77 e 78).

Uma ponderação importante e fundamental cabe aqui ser introduzida, a de que estas superfícies apresentam-se estruturadas em horizontes bem definidos (estão estratificadas) o que induz a uma evolução diferencial de alteração (pelo menos a superior e a mediana) ao longo do tempo. De que a área mais expressiva de assentamento destas superfícies é no Vale do Paraíba do Sul (rift), que possui uma origem sabidamente tectônica e, que as condições climáticas que regeram o (s?) episódio (s?) de instalação destas superfícies são potencialmente diferentes da atual e diferentes entre si ao longo do tempo em que estas superfícies se instalaram.

V.5. Conclusões

Dentro das considerações apresentadas, pode-se concluir que as jazidas e ocorrências bauxíticas encontradas no maciço alcalino de Passa Quatro encontram-se distribuídas em dois grupos principais:

- aquele encontrado no interior do maciço e com caráter isalterítico (formam os depósitos autóctones) e tem sua sede em cotas que se iniciam a 1500 m e finalizam em 2200 m. Cabe a ressalva da existência de depósitos bauxíticos também isalteríticos, porém filiados a rochas metamórficas encaixantes.

- e aquele que encontra-se fora do maciço e, compreende os denominados depósitos de talude, que apresentam bauxi

ta isalterítica, com origem nas alcalinas e, encontram-se assentados em rochas metamórficas do embasamento. São depósitos que tem sua cota topográfica mínima em 600 m e máxima em torno de 1500 m. Representam as concentrações do tipo rolado (alóctones) e, que ocorrem, não com frequência, também na parte interna do maciço.

Para este último caso (depósitos alóctones sobre rochas metamórficas), foi permitido distinguir três grandes unidades geomorfológicas denominadas genericamente de:

- a. superfície superior (S1); correspondendo a prováveis depósitos de talude.
- b. superfície mediana (S2); correspondendo a prováveis pedimentos.
- c. superfície inferior (S3); correspondendo a prováveis "glacis de erosão" e "glacis de sedimentação".

A distinção e distribuição de horizontes definidos dentro destas superfícies tem como resultado a ação do clima sobre os sedimentos depositados na época de formação destas unidades em consonância com a própria mecânica de instalação (solifluxão). Em linhas gerais, tais horizontes ocorrem em todas as superfícies, sendo os principais da base para o topo assim identificados:

1. horizonte inferior;
2. horizonte com bauxita isalterítica em matriz argilosa;
3. horizonte argiloso amarelo claro com ou sem fragmentos de bauxita.

Alguns aspectos podem ser destacados nas unidades e, representam ponto de partida para considerações de cunho interpretativo. São os seguintes:

- restos de couraça alumino-ferruginosa, ocorrem exclusivamente no horizonte inferior, onde também encontram-se fragmentos de bauxita isalterítica provenientes de rocha metamórfica. É neste horizonte também que são encontradas nodulações (pouco frequentes), envolvendo produtos do próprio horizonte inferior;

- A instalação destas superfícies obedecem a processos de solifluxão onde correntes terrosas e de lama representam o principal mecanismo de formação;

- Dadas as suas características geomorfológicas e geológicas, estas unidades se instalaram na superfície do terreno em cronologia não simultânea e sim, obedecendo a uma ordem, onde a mais antiga seria a Superfície Superior (S1), a pouco mais nova ou quiçá da mesma época seria a Superfície mediana (S2) e a mais recente a Superfície Inferior (S3). As duas primeiras, dada a sua forte similaridade, seriam próximas no tempo e a última um pouco mais afastada destas duas primeiras;

- na história destas superfícies houve um evento mais importante, gerador da deposição de quase todo o material aí sobrejacente, relativo, principalmente com a Superfície Superior (S1) e a partir desta, pela ação geoquímica e tectônica, definiram-se as outras (S2 e S3).

CAPÍTULO VI

A BAUXITIZAÇÃO E SUAS RELAÇÕES COM AS SUPERFÍCIES E COM A
TECTÔNICA

VI. A BAUXITIZAÇÃO E SUAS RELAÇÕES COM AS SUPERFÍCIES E COM A TECTÔNICA

Diante do quadro apresentado, pode-se distinguir duas situações:

A *primeira*, relativa as formações bauxíticas do Alto das Posses; com um processo de formação de bauxita isalterítica e dois processos de destruição desta; um relativo a um período mais antigo de remobilização de alumínio, o qual culmina com a formação da couraça alumino-ferruginosa e, um mais moderno, representado pela ressilicificação da bauxita.

A *segunda*, inerente aos depósitos de talude (Lavrinhas e Queluz principalmente), os quais possuem uma história particular, porém não desvinculada do caso anterior. A sua seletividade qualitativa (dominantemente constituída de rochas alcalinas e de seus produtos de alteração), a distinção marcante de seus horizontes, a estratificação encontrada nos mesmos e, a sua acomodação topográfica, permitem interpretá-los como provenientes de uma história geológico-geomorfológico no mínimo complexa.

No primeiro caso, das bauxitas do Alto das Posses como exemplo básico, verifica-se que o horizonte compreendido pela *couraça alumino-ferruginosa fragmentada* representa um retrato da evolução de um perfil mais antigo que o sotoposto atualmente a ela. Esta idéia encontra apoio nos capítulos anteriores onde, a inexistência de estruturas reliquias e o comportamento geoquímico (balanço geoquímico), demonstram haver uma clara remobilização de alumínio, com perda do mesmo, em consonância com uma também nítida concentração de Fe_2O_3 nesta couraça (considerando a couraça versus a bauxita isalterítica fraturada, em cálculo isotitânico).

Estes pontos, em associação com o fraturamento a apresentado pela couraça e pelo quadro estrutural local (planos de falha e de fraturas que seccionam todo o conjunto dos depósi-

tos bauxíticos do Alto das Posses), permitem vincular uma participação efetiva do soerguimento tectônico da região ao processo de alteração aí instalado e da conseqüente bauxitização, de modo a conduzir a configuração de um quadro geral como o apresenta atualmente. Ou seja, todo o setor compreendido pelo Alto das Posses, sofreu e sofre um soerguimento relativo geral. Este, por sua vez, apresenta suas componentes locais, deslocando em ascensão e queda relativos, vários blocos no maciço e nas rochas encaixantes.

O soerguimento inicial produziu a destruição de um perfil bauxitizado mais antigo, cujo vestígio atual é marcado pela existência da couraça alumino-ferruginosa fragmentada, hoje assentada discordantemente sobre um perfil de alteração mais moderno, evoluído a partir da mudança gradual do nível de base, que permitiu uma maior lixiviação e alteração da rocha sã, gerando o segundo período de bauxitização.

Por outro lado, este soerguimento é contínuo no tempo e, permite também seccionar este perfil mais moderno, modificando localmente o comportamento do nível de base. Este quadro produz condições diferenciais no processo de alteração, entre uma parte relativamente mais elevada (poço PQA e congêneres) de uma mais baixa localmente (poços PQE, PQB e congêneres), permitindo que bauxita isalterítica venha a ressilicificar-se, formando a caolinita.

Este seria o quadro resumido geológico-geomorfológico e tectônico compreendido pelo Alto das Posses. Em uma visão ampla sobre a figura 74, nota-se que jazimentos e ocorrência deste tipo, estão sediadas predominantemente na porção norte do maciço. Não se observa tanto em campo como nos relatórios de prospecção, recursos na forma de jazidas ou mesmo de ocorrência bauxíticas que se situem na porção sul do maciço alcalino de Passa Quatro.

Supõe-se que o presente quadro retrate com fide-

dade o resgate histórico de todos os depósitos similares ao do Alto das Posses, assinalados na figura 74 e encontrados na porção norte do maciço.

Os depósitos e ocorrências bauxíticas encontradas em associação com os *Depósitos de Talude* (Superfície Superior e *Mediana*) são possuidores de uma história que tem relação direta com a anterior.

Empregando-se as descrições anteriores e, utilizando-se também como base os esquemas das figuras 78 e 79, pode-se estabelecer preliminarmente, um modelo evolutivo para os depósitos de talude, os quais preencheram a paleotopografia do embasamento existente, devido a dois fatores fundamentais: um, dado pelo desnível topográfico criado a partir da formação do rift do Paraíba do Sul e o outro, proveniente das condições climáticas da época de sua instalação, que influenciaram o processo. Deste modo, milhares de toneladas de argila, matações e blocos de rocha e de bauxita, originários da rocha alcalina e sobre ela assentados, movimentaram-se em direção as zonas mais baixas do relevo recém formado.

Como todas as superfícies estudadas demonstram um vínculo forte com a rocha alcalina, é de se supor que existiu uma superfície inicial (So) que originou este material. Esta superfície com este material, instalou-se sobre o maciço na forma de couraça alumino-ferruginosa sobre os horizontes de alteração sotopostos da rocha alcalina e na forma de couraça alumino-ferruginosa sobre as rochas do embasamento, esta última bem menos expressiva do que a primeira.

Todo este material passou ao longo do tempo geológico subsequente, a evoluir na forma de produtos e subprodutos, oriundos, desta superfície inicial (SoE - superfície inicial sobre o embasamento, SoNF - superfície inicial sobre nefelina sienito).

Dado a existência de depósitos de talude tanto so-

EVOLUÇÃO SOBRE EMBASAMENTO

EVOLUÇÃO SOBRE ALCALINA

Figura 79 - Evolução esquemática das superfícies pedimentares

SoE - superfície inicial sobre o embasamento. Couraças alumino-ferruginosas sobre o embasamento.

SoNF- superfície inicial sobre nefelina sienito. Couraça alumino-ferruginosa.

S1 - superfície Superior ou Depósitos de Talude.

S2 - superfície Mediana ou Pedimentos.

S3 - superfície Inferior ou Glacis de Erosão e de Sedimentação.

bre as rochas do embasamento, como nas rochas alcalinas, buscou-se desenvolver um modelo evolutivo que distinguísse um do outro, deste modo, partindo de uma camada coluvionar inicial (So, figura 79A), desenvolveram-se os primeiros e mais significativos deslizamentos, os quais passam a originar dentro e fora do maciço as superfícies superiores (S1, figura 79B).

As fases evolutivas destas superfícies podem ser resumidas como se segue:

- a primeira superfície gerada e a mais importante, corresponde aos deslizamentos relacionados com os *Depósitos de Talude*, que tem sua ação e palco principais, logo no início da formação do Rift do Paraíba do Sul, sob a regência de movimentos tectônicos importantes ocorridos nesta época e que são fruto da reativação de zonas de fraqueza no embasamento.

Diante desta atividade tectônica, criou-se um desnível acentuado na porção sul do maciço de Passa Quatro, primeiro modificando o nível de base anterior e, logo a seguir, aumentando a instabilidade dos produtos de alteração encontrados sobre o maciço (bauxitas, couraças, argilas, etc). Estes produtos passaram então a deslizar de zonas mais elevadas para zonas mais baixas, criando grandes movimentos de massa, em processo de solifluxão.

Este mecanismo mostrou-se, por razões óbvias de desnível topográfico, mais expressivo na porção sul dos maciços (Itatiaia e Passa Quatro) e, menos expressivo na porção norte e oeste do Passa Quatro (figura 74). Tais deslizamentos ocorreram tanto no interior do corpo alcalino, como fora dele (sobre rochas metamórficas). Os movimentos de massa de maior significado encontram-se relacionados com a denominada Superfície Superior (S1, figura 79B).

Esta superfície estendeu-se por mais de uma dezena de quilômetros e, com o decorrer do tempo e das mudanças topo

gráficas, fruto do constante soerguimento, passaram sofrer, então intenso dissecamento e erosão.

As prováveis condições climáticas atuantes neste período podem ser tentativamente caracterizadas como a seguir:

- Considerando que o processo dominante tenha sido o de correntes terrosas, admite-se um clima semi-árido com precipitações esporádicas, porém torrenciais, para o período de instalação desta superfície superior.

- O soerguimento da área coberta por este depósito de talude (figura 79B) e, o seu conseqüente dissecamento, dado pelo rebaixamento do nível de base da região em associação com uma evolução "pedo-geoquímica" desta superfície, favoreceram a instalação de uma nova superfície, derivada desta inicial, que é denominada *Superfície Mediana* (S2, figura 79C).

Esta superfície Mediana (S2), pode ser entendida como uma superfície pedimentar, gerada essencialmente pela ação da tectônica e pela evolução geoquímica dos produtos depositados inicialmente.

Quando da deposição da superfície inicial (S1), as condições morfológicas de relevo condicionavam que esta superfície captasse as águas provenientes do lençol freático, visto que encontrava-se em posição de rebaixamento topográfico, adquirindo condição de dissecamento somente com o rebaixamento do nível de base pela ação conjugada de dois processos: o soerguimento geral, dado pela construção do Rift e o encravamento da drenagem de superfície neste relevo formado.

- a conjugação destes fatores anteriores (tectônica e mudança do nível de base) e, a adição de uma mudança nas condições climáticas (clima úmido), possibilitam um retrabalhamento destas superfícies (S1 e S2, a última mais intensamente) e, terminam por produzir correntes de lama que se assentaram ao lon

go dos canais de drenagem já instalados nestas superfícies, formando a *Superfície Inferior* (S3). Esta, foi também gerada pela lessivagem dos produtos mais finos (argilas, etc) encontrados na superfície mediana (S2). Esta superfície inferior representa portanto um "glacis de erosão" e "glacis de sedimentação" (figura 79D, fotografia 4).

VI.1. Discussão sobre a Formação das Superfícies face ao Conhecimento Geomorfológico

A área estudada destas superfícies encontra-se na zona geomorfológica denominada de Serra da Mantiqueira (ALMEIDA, 1964), tem características de um relevo que é considerado o mais acidentado do Estado de São Paulo. As drenagens não encontram-se condicionadas pelos lineamentos básicos do embasamento, como ocorre com a porção inferior do Vale do Paraíba. Sem dúvida, o quadro de drenagens do setor é resultado do conjunto de deformações que criaram a Serra. Embora ALMEIDA (op.cit.) admita que a "topografia ali hoje exposta é fruto exclusivamente de fenômenos erosivos", verifica-se com o crescente conhecimento sobre a área, que este relevo sofreu, também, uma imposição tectônica (AB'SABER, 1964; SOARES & LANDIM, 1976), onde o soerguimento gradativo do relevo teve influência decisiva tanto na sedimentação das bacias formadas (Resende, Volta Redonda e Taubaté) como na geração de depósitos coluvionares (cones de dejeção etc), nas franjas de recém formada Serra da Mantiqueira, (BRAUN, 1971), além da manutenção de couraças lateríticas aluminosas e ferruginosas antigas preservadas em áreas onde esta influência tectônica fez-se pouco expressiva (MODENESI, 1980 e 1983).

Como pode ser percebido pelas características apresentadas das superfícies, estas foram geradas dentro de uma dinâmica geomorfológica, onde conceitos mais estáticos (DAVIS, 1930, 1938) dificilmente podem ser empregados com o propósito de elucidar o seu assentamento e evolução.

Embora um pouco abandonadas no tempo, as idéias de uma dinâmica de relevo advogadas por PENCK (1953), parecem as mais apropriadas de serem aplicadas no caso:

- Este autor, (PENCK, op.cit.) admite ser o relevo da Terra resultado da ação de forças endógenas e exógenas simultaneamente. O domínio de uma sobre a outra ou de uma equivalência, teria como resposta a feição de relevo observada.

Deste modo, a geomorfologia seria uma ciência relacionada com a geologia (no caso a tectônica), o que permite o estudo da evolução tectônica através do estudo das formas de relevo.

Neste contexto, um ponto importante proposto pelo autor, merece ser adicionado e, refere-se a evolução das vertentes geradas por movimentos tectônicos ou pela incisão de rios, e, que em resumo, podem ser interpretados como:

- a. vertentes convexas - refletem um rápido soerguimento;
- b. vertentes côncavas - refletem um soerguimento lento;
- c. encostas planas - refletem um levantamento uniforme.

Por ter desenvolvido este conceito no hemisfério Norte, PENCK (op.cit.) omite parecer sobre o perfil de encostas de áreas úmidas, que possuem comumente convexidade no topo e concavidade na base das vertentes.

Finalmente, em uma última consideração sobre a evolução do relevo, será apresentada a teoria da *pediplanação* (KING, 1953). Esta entende que os aplainamentos encontrados na superfície da Terra, originados a partir de processos de degradação, provêm da coalescência de pedimentos, que formam um plano denominado

pediplano. Esta pediplanação tem sua origem na evolução da vertente (idéias emolduradas inicialmente por DAVIS, 1930; 1938; PENCK, 1953), sendo que KING (op.cit.), estabelece os limites destes processos de evolução onde os elementos determinantes são o relevo e o clima.

É ainda o mesmo autor (KING, op.cit.) que considera a vertente como sendo gerada pela ação dos rios, e por tectônica (falha, dobramento homoclinal e basculamento). Uma vez instalado o processo, sua evolução ocorre independente da ação do rio, sendo que em uma paisagem pedimentada não há como ocorrer uma interferência do rio sobre a vertente.

Neste quadro, de evolução de vertentes, quatro explicações são aventadas para a convexidade das encostas:

1. forte incisão em condições de clima úmido (Quaternário);
2. forte incisão pós-Terciário Superior, em consequência a soerguimentos;
3. regime peri-glacial e
4. longo período úmido durante o Mioceno.

A conexão entre as feições características das superfícies apresentadas nesta tese com as idéias discutidas neste ítem, parecem convir a um matrimônio adequado. Cabe, no entanto, associar estas superfícies estudadas com as superfícies de aplainamento conhecidas. Neste âmbito, KING propôs o estabelecimento destas no tempo geológico buscando integrá-las universalmente (KING, 1956 e 1967). Estabelece este autor a nível global, cinco ciclos geradores de superfícies de aplainamento que são:

	ciclo correspondente no Brasil
Jurássico	Gondwana
Cretáceo Superior	Pós-Gondwana
Terciário Inferior e Oligoceno	Sulamericano
Plioceno	Velhas
Pleistoceno	Paraguaçu

Introduzir as superfícies reconhecidas no modelo proposto com os ciclos geradores de superfícies aplainadas de KING (1967) parece tarefa fácil, já que existem inúmeras determinações cronológicas que apontam para a formação do Rift do Paraíba do Sul como de idade Terciária Inferior (Paleoceno). Isto enquadra também o período de bauxitização que originou a superfície So (no caso Sulamericana), a qual também coincide parcialmente com um dos picos de maior intensidade de bauxitização reconhecidos por volta do Paleoceno e Eoceno (BARDOSSY, 1980).

Porém, o desdobramento das superfícies S1, S2 e S3, parecem representar um problema um pouco mais complexo no contexto geomorfológico, onde as propostas de KING (1956) são insuficientes para datá-las, (talvez fossem relacionadas ao ciclo Velhas, uma delas, ou uma ou duas delas associadas ao ciclo Sulamericano).

Braun (1971) retomando as idéias de KING (1956), aplica dentro do mesmo quadro cronológico, tais conceituações para o Brasil central (GO), introduzindo a formação dos depósitos bauxíticos do Quadrilátero ferrífero como relacionados ao Ciclo Sulamericano. Este autor no entanto, inclui todos depósitos coluviais (taludes e piemonte) como do Quaternário.

Cabe então, considerações de ordem cronológica que possam auxiliar no esclarecimento deste problema, o que será apresentado no capítulo a seguir.

CAPÍTULO VII

AS IDADES PROVÁVEIS DOS DEPÓSITOS E SUAS RELAÇÕES COM O RIFT E O
PROCESSO DE BAUXITIZAÇÃO

Período	BACIA DE RESENDE										BACIA DE TAUBATÉ						BAUXITIZAÇÃO/SUPERFÍCIES	
	Epoca	Idade	Picos (M.a.)	AMADOR (1975)	LIMA & AMADOR (1983)	MELO et al. (1985a)	MELO et al. (1985b)	IPT (1983)	RICCIOMINI et al. (1983)	FERREIRA & SANTOS (1982)	LIMA et al. (1983)	RICCIOMINI et al. (1983)	IPT (1983)	VESPUCCI (1984)	LIMA et al. (1985)	MELO et al. (1985c)	SICOLD (1979)	ESTE TRABALHO
QUATERNÁRIO	HOLOCENO			Pm. Floriano														
	PLEISTOCENO			clima úmido														
MIOCENO	PLACENZIAN	3.4																
	ZANCLIAN	5.3		Pm. Resende														
	MESSINIAN	6.5		clima seco semi-árido (= Mo. Rudáceo)														
	JURTONIAN																	
		11.2																
	SERRAVALLIAN																	
	LANCIAN	15.1																
		16.6																
	BURDIGALIAN																	
	AQUITANIAN	21.8																
OLIGOCENO		23.7								Fm. Tremembé				Fase final sedim.			G ₂ Glacis	
	CHATTIAN																	
		30.0																
	RUPELIAN																	
EOCENO		36.6		Mo. Rudáceo Fm. Resende clima: úmido							Fm. Tremembé clima: seco e frio 1100 últimos m de 6001							
	PRILABONIAN			quente a temperado		Fm. Resende clima: árido semi-árido Facies Rudáceo	Fm. Resende semi-árido	Fm. Resende	37 m.a.					Fm. (37 m.a.) Caçapava	Fm. Caçapava			
		40.0		Fm. Resende clima: frio e seco semi-árido														
	BARTONIAN																	
		45.6							45 m.a. - 60 K/Ar. P.T. (Final Sedim. da Fm. Resende)									
	LUTETIAN																	
PALEOCENO		52.0																
	TYMPESIAN																	
		59.8																
	SAURIAN																	
		64.2																
	UPPER	64.7																
PALEOCENO		65.4																
		66 m.a.																
		66 m.a.																
		70 m.a.																

TABELA 27 - TABULAÇÃO GERAL NA ESCALA DE TEMPO GEOLÓGICO DOS EVENTOS TECTONO-MAGNÉTICOS E SEDIMENTARES ASSOCIADOS AS BACIAS TAFROGENICAS DE RESENDE E TAUBATÉ, CONTRA-POSTOS AOS EVENTOS DE BAUXITIZAÇÃO E DE INSTALAÇÃO DAS SUPERFÍCIES NA REGIÃO DE LAVRINHAS E QUELUZ.

8 - Período de bauxitização (traço contínuo quando intenso)
5 - Idade provável da superfície

* Escala de tempo geológico
Base: Geol. Time Scale of Geol. Soc. Am. (1983)

VII. IDADES PROVÁVEIS DOS DEPÓSITOS E SUA RELAÇÃO COM O RIFT E O PROCESSO DE BAUXITIZAÇÃO

Torna-se necessário nesta altura do trabalho, um levantamento das determinações cronológicas (paleontológicas e geocronológicas) existentes nas bacias tafrogênicas relacionadas à geração do Rift do Paraíba do Sul. Um dado seguro é o surgimento do magmatismo alcalino dos maciços do Itatiaia e de Passa Quatro, por volta de 64/66 Ma (RIBEIRO FILHO, 1967; AMARAL et al. 1967; RIBEIRO FILHO & CORDANI, 1966) (Tabela 27). Dados recentes do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (1988, informação verbal) apresentam idades K/Ar de 70 Ma. para Passa Quatro. Certamente é pouco anterior a esta data o início da abertura do Rift e a conseqüente sedimentação das bacias sedimentares de Taubaté, Resende e Volta Redonda, sendo que algumas delas, apresentam feições geológicas correlacionáveis com os depósitos pedimentares bauxitizados da região de Lavrinhas e Queluz (depósitos de talude), os quais seriam também cronologicamente correlacionáveis.

VII.1 Idades das Formações Sedimentares das Bacias de Resende, Volta Redonda e Taubaté

MELO et al. (1985a) sugerem contemporaneidade entre a sedimentação das Bacias de Resende (Fm. Resende), Volta Redonda (Fm. Resende) e a de São Paulo (Fm. Itaquaquecetuba) e Bacia de Taubaté (Fm. Tremembé), o que conforme as indicações cronológicas existentes (Figura 80), permitiram aos autores colocá-las no Eoceno.

Por outro lado, a atribuição de uma idade eocênica, não deve ser entendida como definitiva, pois é apoiada em observações geológicas que foram estendidas a outras formações por comparação e/ou correlação.

De fato, as observações geológicas não cobrem uma série estratigráfica completa, e o estabelecimento de uma cronolo

Figura 80 - Comparação entre tectônica, magmatismo e sedimentação nas bacias tafrogênicas. 1. fácies fluvial da Formação Itaquapecetuba; 2. fácies fanglomerática da Formação Itaquapecetuba; 3. Formação São Paulo; 4. Formação Tremembé; 5. "fácies marginal" (fanglomerática); 6. Formação Caçapava; 7. fácies rudácea (fanglomerática) da Formação Resende; 8. fácies fluvial da Formação Resende; 9. fácies fanglomerática; 10. fácies fluvial da Formação Resende na bacia de Volta Redonda

gia absoluta requer comparações e correlações de várias naturezas como tem sido feito até então. No entanto, existem interpretações divergentes quanto à cronologia destas formações. Por exemplo, a definição de idade eocênica para os sedimentos da Formação Resende é apresentada por RICCOMINI et al. (1983), devido à existência de lavas que se sobrepõem e, em parte se intercalam a sedimentos da Formação Resende na Bacia de Volta Redonda (datações K/Ar em rocha total, oferecendo idades mínimas de $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5,7$ Ma, correspondendo, segundo estes autores, como indicativo de idade eocênica superior, ou ainda com base na Tabela 27 a Eoceno Superior a Médio. Admitem ainda aqueles autores, uma correlação entre a Formação Resende nas bacias de Volta Redonda e de Resende, com a Formação Caçapava na Bacia de Taubaté e com a Formação São Paulo, da bacia homônima. O estudo palinomórfico de amostras de linhito e arenito do nível superior da Formação Resende permite confirmar a idade Eoceno Superior (LIMA & AMADOR, 1983).

A Formação Caçapava, tida como do Eoceno Superior (RICCOMINI et al., 1983 e IPT, 1983) é, no entanto, colocada em idade não mais antiga que Oligoceno Superior (VESPUCCI, 1984; LIMA et al., 1985) tendo como base o estudo de algumas dezenas de pólenes obtidos em uma camada de linhito da Formação Caçapava. Asseguram estes autores não haver possibilidade de que tais pólenes

possam ser formas oligocênicas retrabalhadas na Formação Tremembé, nem que haja hiato na sedimentação entre a Formação Tremembé e a Formação Caçapava.

A postulação de uma idade eocênica superior para a Formação Resende lastreia-se na similaridade dos sedimentos com a Formação Caçapava, aquela sobreposta sobre lavas ankaramíticas (RICOMINI et al., 1983; IPT, 1983). Estas considerações, a nosso ver, conduzem a uma nova interpretação — de que não é possível a correlação entre a Formação Caçapava e a Formação Resende, embora geradas em bacias com características sedimentares e tectônicas similares.

De outra parte, a Formação Tremembé é tida como oligocênica ou miocênica inferior (MEZZALIRA & PAULA COUTO, 1971; FERREIRA & SANTOS, 1982; LIMA et al., 1983), ou ainda reconhecida como paleocênica inferior ou mesmo cretácica (WICKERT, 1974). LIMA et al. (1983) com base em pólenes da Formação Tremembé, postulam uma idade do Oligoceno, não descartando que possa ser mais antiga, pelo fato do linhito amostrado encontrar-se nos últimos 100 m de um pacote de quase 400 m. Isto posto, admite-se, com certa segurança que a Formação Tremembé pertença ao Eoceno Superior-Oligoceno.

Face a esta cronologia, conclui-se que há contemporaneidade apenas entre a Formação Tremembé na Bacia de Taubaté e a Formação Resende, nas bacias de Resende e Volta Redonda.

Diante deste quadro, cabe assinalar que o período de abertura do Rift do Paraíba do Sul deve ser pouco mais antigo que o proposto por ALMEIDA (1976). Em nosso entender, a idade mínima admissível para a abertura do Rift deve ser o Eoceno Inferior. Tal época é compatível com a instalação dos maciços alcalinos próximos (70 Ma para Passa Quatro), e com a ação erosiva exercida sobre o maciço do Itatiaia ao produzir o membro rudáceo da Formação Resende. Este membro constitui o fecho da deposição da Formação Resende e é considerado como sendo do Terciário (MELO et al., 1985b; MELO, 1985) e do Oligoceno Médio por LIMA & AMADOR (1983) (Tabela 27).

VII.2 Relações entre a Estratigrafia das Formações e os Depósitos de Talude (Pedimentos)

As formações sedimentares das bacias de Volta Redonda, Resende e Taubaté (Figura 80), constituem-se de diversos depósitos que contêm notadamente facies fanglomeráticas e rudáceas interdigitadas, principalmente na borda das bacias, quando então encontram-se associadas a facies flúvio-lacustres.

Parte destes sedimentos provém da degradação de produtos originados no maciço alcalino do Itatiaia, notadamente na Bacia de Resende (Membro Rudáceo), os quais ali se instalaram por solifluxão, "mud flow" ou por correntes de lama (EBERT, 1960; AMADOR, 1975; SIGOLO, 1979; LIMA & AMADOR, 1983; e MELO et al. 1985b).

Estes depósitos de borda, e mesmo alguns depósitos terminais do tipo "turbiditos lacustres", como os existentes na Bacia de Taubaté (VESPUCCI, 1984), dependem de soerguimento tectônico, e no caso da Bacia de Resende (Membro Rudáceo), do soerguimento do maciço alcalino do Itatiaia. A este fator tectônico, associaram-se condições paleoclimáticas da época de deposição destes sedimentos.

Os depósitos rudáceos de base, em razão de sua interdigitação com as facies lacustres, permitem estabelecer que sua deposição começou com o início da sedimentação das bacias internas ao Rift do Paraíba do Sul (Figura 81). Este período, que corresponde à abertura do Rift e ao soerguimento dos maciços alcalinos de Passa Quatro e Itatiaia, encontra-se em consonância com as datações (Eoceno Inferior-Oligoceno) estabelecidas para as facies flúvio-lacustres das bacias.

As características e a origem dos sedimentos do Membro Rudáceo na Bacia de Resende parecem, no estágio atual de conhecimentos, bastante claras, e compreendem leques aluviais coalescentes. A descrição encontrada para os depósitos de talude da região de Lavrinhas-SP (SIGOLO, 1979) permitem identificar forte similaridade entre o Membro Rudáceo e estes. Como o Membro Rudá-

Figura 81 - Esquema da distribuição das facies da Bacia de Resende. 1 = Embasamento Precambriano; 2 = Facies rudácea (fanglomerática); 3 = Facies flúvio-lacustre; 4 = Alcalinas. Modificado de MELO (1984).

ceo é datado do Oligoceno Médio (LIMA & AMADOR, 1983), admite-se que, pelo menos em parte, alguns dos depósitos de talude encontrados na região norte de Lavrinhas e norte de Queluz, sejam contemporâneos ao Membro Rudáceo. Esta inclusão cronológica encontra apoio em critérios sedimentares, litológicos, estruturais e geomorfológicos, observados entre os depósitos de talude e o Membro Rudáceo, e já havia sido discutida anteriormente em SIGOLO (1979), onde aqueles depósitos de talude foram considerados como pertencentes ao período entre Oligoceno Superior e Mioceno Inferior (Tabela 27).

VII.3 Correlação com os Períodos de Bauxitização

- a) Estimativa da idade da alteração através de sua velocidade de progressão

Utilizando-se as espessuras encontradas nos perfis de alteração PQA e PQB, pode-se tentar esclarecer a cronologia dos depósitos bauxíticos, estabelecendo valores quanto à velocidade de alteração e a conseqüente formação do perfil. TRECASSES

(1973), a partir de peridotitos da Nova Caledônia, estabelece um quadro quanto à velocidade de progressão do "front" de alteração nestas rochas para condições climáticas atuais, tendo como base o balanço geoquímico completo das rochas e das águas de fontes associadas. Neste caso específico, o referido autor encontrou uma progressão de 29 mm por 1.000 anos, para o desenvolvimento do perfil de alteração. O mesmo autor estima, no entanto, por comparação com CORBEL (1957), LENEUF (1959) e HERVIEU (1968), que a velocidade de alteração seja algo mais rápida em rochas básicas do que em rochas ácidas. Por outro lado FRITZ & TARDY (1973), a partir de um modelo teórico, definiram uma progressão de alteração de ordem de 3 mm por 1.000 anos para rochas graníticas.

Os valores ora obtidos são puramente hipotéticos, mas permitem uma idéia do tempo necessário à constituição de tais perfis. A referência segura quanto a este aspecto deve ser obtida sobre as regiões de vertente de uma grande bacia, composta de diversos tipos de rochas, em que se calcula o balanço de exportação das águas. Este balanço, estabelecido para a bacia do Tchad na África, permitiu calcular uma velocidade de erosão química da ordem de 14 mm por m.000 anos (Gac 1979).

Como o perfil de alteração encontra-se associado a rochas alcalinas, considerou-se uma velocidade de alteração intermediária entre as rochas ácidas e as básicas, ou seja algo em torno de 15 mm por 1.000 anos para um clima de condições quentes e úmidas.

Considerando: a) espessura de 10 metros para para o perfil PQA; b) um fator 2 de concentração para o alumínio correspondendo a 2 metros de rocha para produção de um metro de bauxita, e c) um fator 2,5 para a concentração de ferro, verifica-se que, para constituição do perfil atual, deve ter havido a alteração de no mínimo 20 metros de nefelina sienito. Isto permite datá-lo, com base na relação acima apresentada em 1,7 Ma, ou seja fim do Plioceno.

Levando-se em conta a imprecisão das estimativas e

cálculos, pode-se admitir que o valor obtido tenha um máximo que pode ser o dobro ou o triplo, colocando então valores de 3,4 a 8 Ma para geração deste perfil de alteração (o perfil PQB por exemplo atinge 15 metros).

A couraça alumino-ferruginosa fragmentada situada na parte superior destes perfis, encontra-se em descontinuidade com eles, aparentemente como relíquia de um perfil de alteração mais antigo. A presença desta couraça com forte concentração de alumínio e ferro sugere a existência de um período anterior de baxitização em clima quente e úmido.

A sugestão de um período deste tipo é encontrada em LIMA & AMADOR (1983), na descrição da facies rudácea da Bacia de Resende, à qual creditam uma deposição em condições climáticas úmidas e quentes a temperadas, ocorridas em fins do Eoceno a início do Oligoceno.

b) Estimativa da idade da alteração através da interpretação do Membro Rudáceo da Bacia de Resende

MELO et al. (1985b) descrevem o Membro Rudáceo da Bacia de Resende do seguinte modo: "...são constituídos por camadas de conglomerados ou de brechas polimíticas (fragmentos de rochas do embasamento e dos maciços alcalinos) intercaladas com camadas tendo predominância de matriz lamítica ou material arenoso, contendo poucos fragmentos de rocha de pequeno tamanho..." e mais adiante: "...presença de seixos e calhaus de sienito, que são os *únicos arredondados* (o grifo é nosso) entre os elementos rudáceos das brechas sedimentares encontradas a leste de Penedo".

A este arredondamento de calhaus e seixos os autores interpretam como devido à distância de transporte. A descrição da facies Rudácea é perfeita, no entanto, a interpretação dada ao arredondamento dos calhaus pode ser equívoca. Estes autores (MELO et al. op. cit.) admitem um transporte por corridas de lama ("debris flow"), a partir de importante desnível da borda norte da bacia, bem como admitem incipiente alteração e transporte de

rochas alcalinas ao interpretar a abundância de apatita e outros minerais pesados instáveis, presentes nesta facies.

Em nosso trabalho, entendemos que o fato de somente calhaus e seixos de alcalinas apresentarem arredondamento seja testemunho de uma intensa alteração nestes materiais e não fruto de transporte. Estes calhaus constituem-se de rochas muito homogêneas, onde o intemperismo conduz à esfericidade e os produtos alterados neste caso, teriam sido removidos pelo transporte. Tal alteração teria ocorrido antes do deslizamento do material que originou a atual facies Rudácea da Bacia de Resende.

Torna-se difícil admitir um arredondamento por efeito mecânico, haja visto a proximidade do produto formado em relação à área fonte, bem como o fato de seu transporte ter ocorrido por "solifluxão" ou "debris flow", o que implicaria na formação de um colchão de material mais fino (argilas principalmente) impedindo ou pelo menos dificultando sobremaneira a ação mecânica abrasiva sobre os mesmos.

A indicação cronológica para a facies Rudácea como do Oligoceno Médio, permite supor que o processo de alteração que atuava nesse material advenha de época anterior, ou seja Eoceno Superior a Oligoceno Inferior (ver Tabela 27).

VII.4 Conclusões

Admite-se que as rochas alcalinas, antes mesmo de se realçarem no relevo, estiveram submetidas a uma profunda alteração e bauxitização durante o fim do Cretáceo ao Eoceno Inferior.

A abertura do Rift do Paraíba do Sul e o soerguimento dos maciços alcalinos, foram acompanhados por um forte desequilíbrio de zonas internas do maciço contendo materiais alterados. Estes, passam a entrar nas porções baixas do Rift (bacias) por solifluxão ou "debris flow" a partir dos maciços alcalinos (Passa Quatro e Itatiaia). Tais materiais vão formar espessos depósitos coluvionares (depósitos de talude) ou ainda a facies Rudácea da Bacia

Figura 82 - Proposta de evolução cronológica das superfícies S₁, S₂ e S₃ para a porção sul do maciço alcalino de Passa Quatro (Lavrinhas e Queluz-SP).

de Resende. A deposição desta facies ocorreu no Oligoceno Médio (LIMA & AMADOR, 1983), e os dados palinológicos desta época indicam um clima semi-árido e quente, favorecendo a erosão mecânica.

A facies rudácea no entanto, poderia também provir de partes mais inferiores, por remanejamento de material coluvionar das encostas. Isto deve ter ocorrido no fim do Eoceno início do Oligoceno, quando então teria sido instalada esta facies. Pode ser desta época também a entrada, ao longo dos vales, dos depósitos de talude com bauxita, os quais, por liberação e erosão a partir de embasamento alterado, acabaram formando os relevos atuais da superfície S_1 (Figura 82).

A conservação destas superfícies até presentemente encontra-se sem dúvida ligada ao fato que repousavam no fundo de vales do paleorelevo encaixante, sendo após progressivamente erodidas a partir do fim do Terciário até atualmente.

Pouco a pouco, a medida que se desenvolveram as superfícies S_2 e S_3 (Figura 82) nos pedimentos, os relevos encaixantes formados de rochas metamórficas profundamente alteradas, são submetidos a uma forte erosão mecânica. Desta forma o conjunto constituído pelas superfícies pedimentares foram realçados no relevo.

Provavelmente, este período pós-Eoceno, recebe um retorno de condições climáticas úmidas, marcado pelo desenvolvimento de um novo perfil bauxítico, observado agora em zona protegida da erosão (Alto das Posses). Ao mesmo tempo, os depósitos pedimentares encontram-se submetidos a uma evolução pedológica e geoquímica, com alteração em caolinita dos blocos de sienito, ressilicificação dos blocos de bauxita e com o desenvolvimento, sobre estes pedimentos, de um novo perfil pedológico.

Finalmente, com base nos aspectos apresentados anteriormente algumas conclusões podem ser destacadas:

- Os dados disponíveis presentemente não permitem uma comparação cronológica do período de sedimentação da Formação Resende na Ba

cia homônima e da Formação Caçapava na Bacia de Taubaté. De outro lado, tal correlação é possível entre a Formação Tremembé na Bacia de Taubaté e a Formação Resende nas Bacias de Resende e Volta Redonda;

- parte das superfícies descritas em Lavrinhas e Queluz, são correlacionáveis ao Membro Rudáceo da Formação Resende e, a mais antiga destas superfícies, ainda preservada, deve provir do final do Eoceno ao Oligoceno;
- a idade da Formação Resende parece ser do Eoceno Médio a Superior conforme o conjunto de dados existentes presentemente;
- a idade de abertura do Rift do Paraíba do Sul deve ser no mínimo do Eoceno Inferior;
- a alteração e o processo de bauxitização das rochas alcalinas da região devem ter sido iniciadas no Eoceno Inferior ao Oligoceno Inferior em um primeiro período, com um segundo período do Mio-Plioceno ao atual;
- o desenvolvimento da couraça alumino-ferruginosa fragmentada encontrada no Alto das Posses e outros locais da região, deve ter-se iniciado por volta do Eoceno Inferior.

CAPÍTULO VIII
CONSIDERAÇÕES FINAIS

VIII. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo das formações bauxíticas do maciço Alcalino de Passa Quatro conduziram à distinção de 2 tipos principais de jazimento:

1. jazimento de topo, dominantes na porção N do maciço e,

2. jazimento em depósitos de talude sobre rochas alcalinas e sobre rochas do embasamento.

Os perfis bauxíticos provenientes de uma alteração "in situ" dos jazimentos de topo, apresentam:

- no alto de topossequência (cotas superiores a 2100 m), em horizonte de bauxita isalterítica com estrutura e textura da rocha mãe conservadas em continuidade com a rocha mãe;

- do meio de topossequência para baixo, (cotas inferiores a 2100 m) ocorre entre esta bauxita isalterítica e a rocha mãe, um horizonte caolinítico sem conservação das texturas primárias.

Os jazimentos de bauxita em depósitos de talude sobre rocha alcalina são similares aos de topo, porém não se observa continuidade estrutural entre rocha mãe e a bauxita, bem como ocorre entre os seus horizontes intercalações de caolinita.

Já os perfis bauxíticos nos jazimentos de depósitos de talude sobre o embasamento, se caracterizam principalmente por espessas coberturas coluvionares onde se distinguem três horizontes principais do topo para a base:

- horizonte argiloso claro às vezes com fragmentos de bauxita sem estrutura conservada da rocha mãe (bauxita aloterica);

- horizonte argiloso com blocos de bauxita isalterítica e rocha alcalina;

- horizonte inferior pseudo-brechóide em matriz caolínitica.

Os estudos petrológicos, estruturais, mineralógicos e geoquímicos sobre as várias facies permitiram a compreensão dos processos de alteração que conduzem o nefelina sienito à bauxita, como também possibilitaram o entendimento da evolução da bauxita formada. Deste modo, dois processos principais foram estudados neste trabalho:

- um primeiro que conduz à transformação direta da rocha alcalina em bauxita e,

- um segundo que leva esta bauxita à degradação.

Finalmente, o estudo geomorfológico sobre as superfícies encontradas nos depósitos de talude, permitiu o estabelecimento de um modelo sobre sua gênese em relação à tectônica (abertura do Rift do Paraíba do Sul) e a proposição de uma ordem cronológica na história destes acontecimentos.

1. A Formação de Bauxita

A formação de bauxita isalterítica é direta a partir da rocha, e se caracteriza pela conservação da estrutura litológica e da textura petrográfica da rocha mãe. Esta conservação ocorre em função de alteração pseudomórfica e diferencial observa da entre os minerais primários. Deste modo, os minerais secundários (gibbsita e goethita) formam redes tridimensionais que revestem os minerais primários à medida que estes se alteram, conservando sua forma (pseudomorfo) e assegurando a manutenção das texturas e estruturas primárias.

Ocorre, então a concentração relativa e absoluta

de elementos liberados na alteração, (Al e Fe) na forma de gibbsita e goethita.

A seqüência de alteração encontrada para os minerais primários é a seguinte, em ordem crescente de resistência à alteração:

NEFELINA-APATITA-ORTOCLÁSIO MICROPERTÍTICO E ALBITA-ANORTOCLÁSIO-SANIDINA-PIROXÊNIO-BIOTITA-ESFENO-OPACOS.

Esta ordem de alteração não é obedecida, no entanto, em alguns pontos da área estudada, visto que egerinaugita ou ortoclásio micropertítico podem alterar-se primeiramente. Estas variações na ordem de alteração relacionam-se à entrada de elementos não comuns à composição ideal teórica dos minerais em sua fase de cristalização magmática, que favorecem ou não seu desequilíbrio diante da ação do intemperismo. A este aspecto pode adicionar-se as diferenças das condições químicas e termodinâmicas locais (micromeios distintos) que favorecem a alteração deste ou da aquele mineral em primeiro lugar.

No campo micromorfológico, verificou-se que apenas apatita e albita não se alteram com formação de pseudomorfos. Os opacos mantêm-se como materiais residuais ao longo das facies encontradas. A totalidade das estruturas pseudomórficas tem seu arcabouço gerado a partir dos microssistemas de contato e seguem o padrão linear cruzado e o padrão linear paralelo.

A alteração é acompanhada pela *migração de produtos secundários*, que ocorre em micro ou macro-escala, ou seja, no âmbito de cristais a pseudomorfos, dos horizontes, do perfil ou da paisagem. Estes produtos de transferência são observados nas bauxitas isalteríticas, principalmente na facies inicial de alteração, com dominante deposição de gibbsita e goethita nos vazios deixados pela saída de outros produtos. Ocorrem também, *secundariamente*, deposições de produtos argilosos e de óxidos e hidróxidos de manganês e de titânio. Todos estes produtos secundários seguem

uma evolução ao longo das facies e produzem modificações no contexto textural do material em alteração, formando diversos cutãs (gibbsãs, ferrãs, argilãs, ferrigibbsãs, ferriargilãs, etc.).

O estudo geoquímico das facies de alteração permitiu reconhecer, no âmbito dos perfis, os seguintes comportamentos:

- lixiviação para Ca, Na, K, Mg e Si,
- acumulação para Fe, Al, Ti, Mn e ETR.

As relações moleculares entre Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 demonstram uma distinção entre a história evolutiva da couraça a lumino-ferruginosa fragmentadas e os outros horizontes.

A distribuição dos ETR no perfil de bauxita isalterítica sobre nefelina sienito, demonstra um fracionamento destes elementos no início da alteração, com lixiviação intensa na frente de alteração, em comparação com a concentração na rocha mãe (Nd e Sm). As determinações de ETR em direção ao topo do perfil, evidenciaram uma contínua concentração, principalmente para Ce e ETR pesados. Finalmente, nota-se haver uma nítida dissociação entre a concentração de ETR na matriz (maior na base do perfil e menor no topo) e na bauxita (menor na base e maior no topo).

O *cálculo isovolume* aplicado às facies de alteração permitiram identificar que:

- *no córtex de alteração*, sílica e bases são fortemente exportadas. Há também uma exportação de titânio, provavelmente relacionada com a alteração dos anfibólios e piroxênios. Os ganhos de alumínio são principalmente de cunho relativo e, ao contrário, o ganho de ferro é principalmente absoluto e próximo de 50%.

- na *bauxita isalterítica maciça*, a perda de sílica é completa, enquanto que os óxidos de alumínio, ferro e titânio passam a ter ganhos não só relativos como também absolutos.
- na *bauxita isalterítica fraturada*, os ganhos de óxidos de Al, Fe e Ti mantêm-se, e, especificamente para Fe_2O_3 , os valores são expressivos. Surpreende aqui a ocorrência de um ganho em sílica, em relação ao horizonte anterior, explicada pela presença de caolinita em zonas de fratura nesta facies.
- na *couraça alumino-ferruginosa fragmentada*, verificou-se um ganho significativo em Al_2O_3 e Fe_2O_3 , o mesmo ocorrendo com TiO_2 . De outro lado, a sílica mantém-se constante em relação ao horizonte anterior. Não obstante, a aplicação do cálculo isotitânio entre este horizonte e o anterior (*bauxita isalterítica fraturada*), mostra remobilização com perda de Al_2O_3 e concentração absoluta de Fe_2O_3 .

2. A Degradação da Bauxita

Dois mecanismos principais foram detectados nos perfis e na topossequência, que representam processos de degradação da bauxita isalterítica:

- *degradação em superfície* - promovida pela remobilização de Al_2O_3 e Fe_2O_3 na facies couraça alumino - ferruginosa fragmentada, que encontra-se em descontinuidade com o restante do perfil isalterítico, e com características geoquímicas que reforçam esta descontinuidade, sugerindo proveniência de um perfil mais antigo de alteração.

- *degradação na base* - dada pela ressilificação da bauxita isalterítica, em que o representante principal é a facies bauxita isalterítica em desagregação. Este processo de degradação também é observado nas superfícies 1 e 2 dos depósitos de talude, em que blocos de bauxita isalterítica estão sendo caolini

zados.

3. A Formação dos Depósitos de Talude ou a Degradação Mecânica das Jazidas

Além da degradação química sofrida pela bauxita isalterítica, há a degradação mecânica, proveniente do soerguimento dos maciços alcalinos quando da abertura do Rift. Este efeito de caráter tectônico permitiu a destruição de jazidas de bauxita inicialmente assentadas no maciço alcalino, fazendo com que fossem gerados depósitos de talude, os quais se distribuem em três grandes unidades geomorfológicas na área:

- Superfície Superior (S1)
- Superfície Mediana (S2)
- Superfície Inferior (S3)

As duas primeiras possuem horizontes bem individualizados e definidos, e são portadoras de bauxita. A instalação destas três superfícies obedeceu a processos de solifluxão, onde correntes terrosas e de lama representam os principais mecanismos de formação. A Superfície Superior (S1) relaciona-se a um evento tectônico mais importante, responsável pela deposição da maioria do material ali encontrado. A instalação das outras superfícies (S2 e S3) corresponde à ação geoquímica e tectono-climática exercida sobre a Superfície Superior.

4. A Cronologia

As observações sobre as superfícies e sobre as formações bauxíticas permitem esboçar um quadro cronológico onde duas épocas de bauxitização são assinaladas: uma mais antiga, datada como Eoceno Inferior a Oligoceno Inferior e uma mais moderna do Mio-Plioceno ao atual. A superfície de aplainamento inicialmente formada (So, Sulamericana) estaria associada ao primeiro

evento. A subsequente (S1) estaria relacionada com o advento do tectono-vulcanismo que ocorreu no Vale do Paraíba, sendo formada logo após ou concomitantemente à sua instalação. Esta Superfície (S1) teria então idade Eoceno Superior a provavelmente Oligoceno Médio. A segunda (S2) estaria relacionada ao Mioceno Médio a Superior e a última (S3) seria do Plioceno ao Quaternário.

AGRADECIMENTOS

O desenrolar de uma pesquisa com o passar dos anos nos leva a conhecer pessoas e entidades que às vezes, em função de sua forte influência positiva ou negativa, produzem marcas profundas em nosso trabalho. Às entidades e pessoas que influência positiva a esta tese trouxeram, tenho a satisfação de nominar, às outras, dedico o último parágrafo deste agradecimento.

Expresso o meu mais elevado agradecimento ao Prof. Dr. Bruno Boulangê, meu orientador, que ao sabor dos acontecimentos da vida, colidiu com uma linha de pesquisa que era também a minha. Seu caráter, sua amizade, seu espírito crítico e empreendedor, sua humildade diante de inúmeras discussões entre nós travada no campo e no laboratório, vieram sobretudo abrir horizontes científicos e aumentar minha maturidade sobre amplos problemas. Por mais profundas e eloquentes que sejam quaisquer palavras aqui apresentadas, estas não retratariam a enorme contribuição por ele deixada.

Agradeço profundamente aos colegas Dr. Rômulo Machado e Dra. Maria Cristina Toledo Groke, que não mediram esforços para executar a leitura crítica do texto, apesar de suas já inúmeras obrigações. Estou certo de que este agradecimento é pouco pelo muito que fizeram.

Deixo expresso meu agradecimento às seguintes entidades, empresas e órgãos e, às excelentes pessoas que nelas encontrei:

A ORSTOM de Bondy e de Paris, pelo auxílio e apoio financeiro e laboratorial durante nossa estada, e em especial a pessoas com C. Gense, S. Mascret, S. Joubert, E. Aldebert, J. Gilbon e S. Locati;

A Universidade de Paris VII, em Jussieu, em nome de J.P.Muller, pela execução dos difratogramas de raios X, pelas análises químicas de ETR e por determinações analíticas em microscopia eletrônica;

Ao consulado da França em São Paulo, em nome de Eliana e Damien e ao representante da ORSTOM na embaixada da França em Brasília, Alain Perraud (in memoriam) pelas facilidades fornecidas quando da nossa viagem;

Ao Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, em especial ao seu diretor Dr. Adolpho J. Melfi, pelo apoio integral prestado, por discussões sobre pontos controversos em nosso trabalho e facilidades de infraestrutura naquele órgão e no projeto sob sua coordenação. A Leila Marques, também do IAG, por sadia discussão sobre ETR e preparação de amostra para sua análise, bem como aos técnicos de laboratório Senivaldo e Rosana, deixo consignado meu agradecimento;

Ao Centre International des Étudiants et Stagiaires, que em intensa programação cultural na França, conseguiu manter sob controle a forte saudade que nascia em meu peito nos fins de semana;

À Divisão de Radioquímica do IPEN-CNEN de São Paulo, em nome da Dra. Marina B.A.Vasconcellos e da Dra. Ana M. G. Figueiredo, pelo fornecimento de conhecimentos técnicos de determinação de ETR, enriquecendo nosso conhecimento e esta tese com interpretação e dados neste campo;

Ao CNPq, através de bolsa (Proc. nº 30 3797/86-0), e do Projeto Geoquímica da Superfície e Metalogenia (Proc. nº 115 10001/84), cuja coordenação é do Prof.Dr. Adolpho J. Melfi, pelo qual foi obtido o recurso necessário para as campanhas de campo e viagem ao exterior;

A Companhia Brasileira de Alumínio e a Mineração

Curimbaba, que abriram suas portas para que fosse possível tomar conhecimento com a pesquisa e prospecção de bauxita na área do maciço de Passa Quatro. Bastante solícitos foram na primeira C. A. Parize e na segunda Lucio Rampazzo;

A CIMIL (Comércio e Indústria de Minerais Ltda), em nome de José Biondi, Laureano Biondi e P. Gavazzi pelas facilidades de acesso à área e abertura de poços em suas jazidas;

À Mineração Mantiqueira, em nome de Silvano e Giovanni Biondi;

Ao Hotel Casa Alpina, pelas facilidades obtidas através de seu proprietário;

À família Boulangé pela hospitalidade e agradável acolhida, durante nossa estada na França e no natal de 1986;

Aos colegas de ensino, pesquisa e pós-graduação, onde encontrei sempre um laço de companheirismo e amizade ao longo destes últimos anos no Instituto de Geociências.

Agradeço de forma expressiva e alguns habitantes do Município de Itamonte (Dna. Rosina, João Batista, Nelma, Nancy, Dito, Teco e Di e tantos outros), que pela sua hospitalidade e pelo seu trabalho, tornaram suaves as campanhas de campo.

Externo também meu agradecimento a algumas pessoas, que de modo passageiro mas efetivo, prestaram seu auxílio diante de problemas que meus conhecimentos não permitiam solucionar, são elas: J. Delvigne, por soluções no campo micromorfológico; A. Chauvel por aceitar a efêmera orientação e dela tratar com profissionalismo; J.M. Schmidt pelo seu conhecimento e apoio no estudo de ETR; a S.M.B. Oliveira pela devida orientação no uso da formamida; A. Carvalho pelas sugestões no exame de qualificação e pelo apoio prestado quando das mudanças de orientador.

Devo prestar menção especial e agradecimento ao pesoal da biblioteca (Cida, Dulce, Elizabeth, Estela, Lia, Selene, Ruth e Terezinha) que suportaram com bravura minhas complexas solicitações bibliográficas, sempre demonstrando cortesia e amabilidade.

Agradeço ainda aos funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que de modo geral, atenderam às minhas necessidades com resposta pronta, seja com extrema responsabilidade, seja com simpatia, seja com empenho em executar sua função. São pessoas que atuam intensamente na Laminação, na Gráfica, na Xerox, no CPGeo, no Laboratório de Preparação de Amostras, no Laboratório de Geoquímica, no Departamento Pessoal, na Copa, no Desenho, na Secretaria do DGG, na Limpeza, na Portaria, nos Serviços de Apoio Científico, no PBX, nos Serviços Administrativos, nos Serviços Acadêmicos e na Seção de Veículos.

Cabe agradecer a Claudete Salinas, que pacientemente datilografou e redatilografou esta tese, sempre com zelo e atenção.

Finalmente, dedico este último parágrafo, como forma de agradecimento àqueles que consciente ou inconscientemente algo fizeram para prejudicar o andamento e execução das várias fases deste trabalho. Contra eles, obtive d'Aquele, forças para continuar e finalizar esta Tese.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N. - 1964 - O relevo Brasileiro e seus problemas. In: Azevedo, A. Ed. Brasil. A Terra e o Homem, Comp. Ed. Nacional, p. 135-217.
- ALDERTON, D.H.A.; PEARCE, J.A.; POTT, P.J. - 1980 - Rare Earth element mobility during granite alteration. Evidence from southwest England. Earth and Planetary Science Letters, 49: 149-165.
- ALMEIDA, E.B. - 1977 - Geology of the bauxite deposits of the Poços de Caldas District, State of Minas Gerais, Brasil, PhD Thesis, Univ. Stanford, 273 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1964 - Os fundamentos geológicos do relevo paulista. Bol. Inst. Geogr. e Geol. São Paulo, (41): 169-263.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1971 - Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do Sul do Brasil e do Paraguai oriental. An. Acad. bras. Ciênc. 43: 835-836.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1976 - The system of continental rifts bordering the Santos Basin. An. Acad. bras. Ciênc., 46 (supl.):15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1983 - Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. Rev. Bras. Geoc. 13(3): 139-158.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. - 1984 - O pré-cambriano do Brasil. Editora Edgard Blücher, 378 p., São Paulo
- ALMEIDA, F.F.M. - 1986 - Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. Rev. Bras. Geoc. 16(4): 325-349.

- ALMEIDA FILHO, R. & PARADELLA, W.R. - 1976 - Estudo do maciço alcalino de Poços de Caldas através de imagens landsat com ênfase em mineralizações radioativas. Tese Mestrado, INPE n° 1112 - TPT/065, 130 p.
- AMADOR, E.S. - 1975 - Estratigrafia e Sedimentação da Bacia de Resende-RJ. An. Acad. bras. Ciênc., 47: 181-225.
- AMADOR, E.S. & CASTRO, M.I.B. - 1976 - Depósitos neo-Cenozóicos da Bacia de Volta Redonda, RJ. An. XXIX Congr. Bras. Geol. Ouro Preto, MG, (1): 307-327.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1967 - Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosmochim. Acta 31(2):117-142.
- ANTONELLO, L.L. - 1983 - Gênese de uma sequência de solos de rochas alcalinas do maciço do Itatiaia, RJ, mineralogia, gequímica e micromorfologia. Tese de Doutorado, Inst. Geoc., UFRJ, 260 p.
- ASMUS, H.E.; FERRARI, A.L. - 1978 - Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. Projeto REMAC, RJ, (4): 75-88.
- BARDOSSY, G. - 1980 - Paleoenvironments of laterites and lateritic bauxites effect of global tectonism on Bauxite Formation. I Int. Symp. Lat. Proc., Trivandrum, India.
- BARDOSSY, G. - 1982 - Karst bauxites. Bauxite deposits on carbonate rocks. Elsevier Editors. Develop in Econ. Geol. 14, 441 p.
- BARNES, J.W. - 1981 - Basic geological mapping. Geol. Soc. of London Hand. Series, Handbooks Series. Editor-M.H. de Freitas, John Wiley & Sons, 112 p.
- BARTH, T.F.W. - 1962 - Theoretical Petrology, 2^a Edition, Wiley, N.Y., 416 p.

- BARTH, T.F.W. - 1963 - The composition of nepheline. Schweiz Min. Petr. Mitt. 43: 153-164.
- BETEJTIN, A. - 1970 - Curso de Mineralogia. Editorial MIR, Moscou, 738 p.
- BONIFAS, M. - 1959 - Contribution a l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mem. du Servi. de la Carte Géol. d'Alsace et Lorraine, n° 17, Univ. Strasbourg, 163 p.
- BORG, I.Y. - 1967 - On conventional calculations of amphibole formulae from chemical analyses with inaccurate $H_2O(+)$ and F determinations. Mineral. Magazin, 36: 583-590.
- BOULANGÉ, B.J. - 1973 - Influence de la géomorphologie sur la genèse des bauxites latéritiques. 3^e Congrès International, I.C.S.O.B.A., Nice, p. 215-221.
- BOULANGÉ, B.J. - 1984 - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les facies, leur tranformation, leur distribution et l'évolution du modelé. Travaux et Documents. ORSTOM-Paris, 195, 341 p.
- BRAUN, O.P.G. - 1971 - Contribuição à geomorfologia do Brasil Central, IBGE, Rev.Bras.Geogr. ano 32, 3: 3-39.
- BREWER, R. - 1964 - Fabric and mineral analysis of soil J. Wiley and Sons. N. York, 470 p.
- BUERGER, M. J. - 1947 - The stuffed derivatives of the silica structures. Journ. Chem. Phys. 15: 600-614.
- BULLOCK, P.; FEDEROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T.; BABEL, U. - 1985 - Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, England, 151 p.
- CAMERON, M. & PAPIKE, J.J. - 1981 - Structural and chemical variations in pyroxenes. Amer. Mineral. 66: 1-50.

- CARNEIRO, C.D.R. - 1977 - Geologia e evolução geológica da folha de São José dos Campos. Tese Inst. Geoc. Univ. São Paulo, 106 p.
- CBA - 1974 - Relatório final de pesquisa sobre bauxita na Serra das Posses. Cia.Bras. Alumínio, Poços de Caldas, MG, inédito, 380 p.
- CHATELIN, Y. - 1974 - Les sols ferrallitiques, tome III: l'alteration. Initiat. Doc. Techn., ORSTOM, Paris, 144 p.
- COMPTON, R.R. - 1962 - Manual of field geology. John Wiley & Sons, New York, 378 p.
- CONTI, J.B. - 1972 - A circulação secundária e o efeito orográfico na gênese regional das chuvas. O exemplo do ENE. Paulista. Tese Doutorado-FFLCH-USP, inédito, 80 p.
- CORBEL, J. - 1957 - L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds. Rev. Geom. Dynam., Paris, 12: 4-8.
- CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: Texto Explicativo da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folhas Rio de Janeiro/Vitória/Iguape (SF-23, SF-24 e SG-23), DNPM, Brasília, DF, p. 175-207.
- COURTOIS, C.; DECARREAU, A.; STEINBERG, M. - 1979 - Comportement des éléments de la première série de transition et des lanthanides dans les altérations naturelles et expérimentales - Sci. Géol., 53, pg. 29-34.
- CULLERS, R.I. & GRAF, J.L. - 1984 - Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: P. Henderson (Editor). Rare earth element geochemistry, Elsevier, Amsterdam, p. 237-275.

- CURI, N.; LIMA, P.C.; LEPSCH, I.F. - 1985 - Terminologia de micromorfologia do solo. Bol. Int. da Soc. Bras. Cienc. do Solo. 2: 33-43, São Paulo.
- CURIMBABA - 1981 - Relatório final de pesquisa de bauxita nos municípios e distritos de Itamonte e Passa Quatro-MG. Mineração Curimbaba Ltda. Poços de Caldas, MG, inédito, 270 p.
- DAEE - 1977 - Estudo das águas subterrâneas. Avaliação preliminar. Sec. Obras Pub. DAEE. SP, 2 volumes.
- DAEE - 1972 - Estudos de águas subterrâneas. Avaliação preliminar. São Paulo.
- DAVIS, W.M. - 1930 - Rock floors in arid and humid climates. The Journal of Geol. 38: 1-27.
- DAVIS, W.M. - 1938 - Sheet floods and stream floods. Bull. Geol. Soc. Am. 49: 1337-1416.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1976 - An introduction to the rock-forming minerals. John Wiley and Sons, Inc., N.Y. 528 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1978 - Rock-forming minerals, vol. 2A - Single Chain Silicates, 2^a Ed. Longmans Group Ltd., London, 668 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1982 - Rock-forming minerals, Longman Group Limited, London, vol. 1A, 2A.
- DELVIGNE, J. - 1982 - Curso de micromorfologia das alterações minerais. Apostila IGUSP, 125 p.
- DELVIGNE, J.; SOUBIES, F.; SARDELA, I. - 1987 - Micromorphologie des alterations supergenes de la lujaurite du massif alcalin de Poços de Caldas, MG, Micromorphologie des Sols, p.97-103.

- DE MARTONNE, E. - 1940 - Problèmes morphologiques du Brésil, tropical Atlantique. An. Géographie 49:1-27 et 106-129.
- EBERT, H. - 1960 - Novas observações sobre a glaciação pleistocênica na Serra do Itatiaia. An.Acad.bras.Ciênc. 32(1):51-73.
- EBY, G.N. - 1975 - Abundance and distribution of rare-earth elements and yttrium in the rocks and minerals of the oka carbonatite complex, Quebec. Geoch.et Cosmoch.Acta 39:597-620.
- EDWARDS, A.B. - 1965 - Textures of the ore minerals. Aust.Inst.Mining and Metallurgy, 242 p.
- ELLERT, R. - 1959 - Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. Fac.Fil.Ciênc.Let.Univ.São Paulo,bol.nº 237, geol.nº 18, p.5-64.
- FERREIRA, C.S. & SANTOS, A.S. - 1982 - Novos dados sobre a geocronologia da Formação Tremembé, Vale do Paraíba, SP, com base palinológica. An.Acad.bras.Ciênc., Rio de Janeiro, 54(1):264.
- FITZPATRICK, E.A. - 1980 - The micromorphology of soils. Aberdeen Univ., 186 p.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TORSATTO, P. - 1979 - Texto explicativo. Carta geológica do Brasil ao Milionésimo, - Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape (SF-23/SF-24 e SG-23). Depto.Nac.Prod.Min. Brasília, DF.
- FORMOSO, M.L.L.; MELFI, A.J.; KRONBERG, B.I. - 1987 - Comportamento dos elementos Terras Raras no Intemperismo Tropical. Em: Simpósio de Geoquímica dos ETR no Brasil. 1º Congr.Bras.Geoq. Porto Alegre, RS (no prelo).
- FORRESTER, J.D. - 1946 - Principles of field and mining geology. John Wiley & Sons, New York, 647 p.

- FOSTER, M.D. - 1960 - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S.G.S., Prof. Paper 354-B, 48 p.
- FRITZ, B. & TARDY, Y. - 1973 - Étude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite. Gaz carbonique applications à la genèse des podzols et des bauxites. Bull.Sci.Géol. Strasbourg, 26(4):339-367.
- FRYER, B.J. & EDGAR, A.D. - 1977 - Significance of rare earth distributions in coexisting minerals of peralkaline undersaturated rocks. Contr. Mineral. Petrol., 61:35-48.
- GAC, J.Y. - 1979 - Géochimie du bassin du Lac Tchad. Bilan de l'alteration, de l'érosion et de la sédimentation. Thèse Doct. Sc.Strasbourg. Trav.et doc.ORSTOM, Paris, 1980, 123, 251 p.
- GAINÉ, M. - 1973 - Une méthode d'induration des échantillons de sols à l'aide de verniz. Cah.ORSTOM, Sér.Pédol.XI (314):265-267.
- GASPAR, J.C. & WYLLIE, P.J. - 1983a - Ilmenite (high Mg, Mn, Nb) in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brasil. American Mineralogist, 68:960-971.
- GASPAR, J.C. & WYLLIE, P.J. - 1983b - Magnetite in the carbonatite from the Jacupiranga Complex, Brasil. American Mineralogist, 68: 195-213.
- GOLDMAN, M.I. & TRACEY JR., J.I. - 1946 - Relations of bauxite and kaolin in the Arkansas bauxite deposits. Econ.Geol.XLI(6):567-575.
- GOMES, C.B.; MORO, S.I.; DUTRA, C.V. - 1970 - Pyroxenes from the alkaline rocks of Itapirapuã, São Paulo, Brazil. Amer.Min.55: 224-230.
- GORDON, M. & TRACEY, J.I. - 1952 - Origin of the Arkansas Bauxite deposits. Problems of caly and laterite genesis. Am. Inst. Miner.Metal., p. 12-34.

- GORDON, M.; TRACEY, J.I.; ELLIS, M.W. - 1958 - Geology of the Arkansas bauxite region. U.S.Geol. Survey Prof.Paper, 299:1-268.
- GORSKY, V.A. & GORSKY, E. - 1974 - Contribuição à mineralogia e petrografia do Planalto de Poços de Caldas. CNEN, RJ, Bol. 93 p.
- GUILLORÉ, P. - 1980 - Méthode de fabrication mecanique et en serie des lames minces. Inst.Nac.Agron.,Depto.Sols.C.Geol.Péd. 28 p.
- HAMILTON, D.L. & MACKENZIE, W.S. - 1960 - Nepheline solid solution in the system NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2 . Journ.Petrol. 1:56-72 .
- HARRASSOWITZ, H. - 1926 - Laterit Forstch. Geol. Paleont. Berlin (4):253-565.
- HASUI, Y. - 1973 - Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul. Tese Liv.Doc.Inst.Geoc.Univ.São Paulo, SP, 190p.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; MELO, M.S.; PIRES NETO, A.G. - 1977 - As grandes falhas do leste paulista. Atas 1º Simp.Geol.Reg., Soc.Bras.Geol., SP, p. 369-378.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; PIRES NETO, A. G.; MELO, M.S.; SANTOS, M.C.S.R. - 1978 - Geologia da região administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da região administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo. Monografia 1, Inst.Pesq.Tecn., São Paulo, 78 p.
- HASUI, Y. & FONSECA, M.J.C. - 1981 - O pré-cambriano da região costeira entre o Espírito Santo e Paraná. Texto Explicativo da Carta Geológica do Brasil na escala 1:2.500.000.

- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. - 1984 - Província Mantiqueira Setor Central. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (coordenadores), texto de vários autores, o pré-cambriano do Brasil, 1984. Editora Edgard Blücher, São Paulo, p. 308-344.
- HEIR, K.S. - 1966 - Some crystallo - chemical relations of nephelines and feldspars on Stjernby. North Norway. Journal Petrology, 7: 95-113.
- HENDERSON, P. - 1984 - General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: P. Henderson (Editor), rare earth element geochemistry, Elsevier, Amsterdam, p. 1-32.
- HENNIES, W.T.; HASUI, Y.; PENALVA, F. - 1967A - O falhamento transcorrente de Taxaquara. An. XXI Congr. Bras. Geol., Curitiba, PR, p. 159-168.
- HENNIES, W.T.; PENALVA, F.; HASUI, Y - 1967B - Geologia do pré-cambriano a noroeste da capital paulista. Bol. Paran. Geoc., Curitiba, PR, (26): 17-18.
- HERVIEU, J. - 1968 - Contribution à l'étude de l'alluvionnement tropical. Mém. ORSTOM, Paris, 24, 465 p.
- HERZ, N. & DUTRA, C.V. - 1966 - Trace elements in alkali feldspars, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Amer. Mineralogist, 51: 1593-1607.
- IBGE - 1974 - Folha topográfica do Município de Passa Quatro. Sup. Cartografia do IBGE, Esc. 1:50.000, folha SF-23-Z-A-I-3.
- IPT - 1981 - Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. Prô-Minério. São Paulo, SP, I/II: 94 p.
- IPT - 1983 - Estudos geológicos tectônicos na Bacia de Resende, RJ e sedimentos terciários na área de Volta Redonda, RJ e Ba

cia de Taubaté (área de Cruzeiro, SP). Relatório nº 17.737, 1: 124 p.

JONES, A. & PECKETT, A. - 1980 - Zirconium - bearing aegirines from Motz Feldt, South Greenland. Contr. Min. Petrol. 75: 251-255.

JONGERIUS, A. & HEINTZBERGER, G. - 1975 - Methods in soil micro-morphology. A technique for the preparation of large thin sections. Soil Survey Papers, nº 10, Wageningen, 48 p.

KAY, I.M.; YOUNG, R.A.; POSNER, A.S. - 1964 - Crystal structure of hydroxyapatite. Nature 204: 1050-1052.

KING, L.C. - 1953 - Cannons of landscape evolution. Bull. of Geol. Soc. Am., 64: 721-751.

KING, L.C. - 1956 - A geomorfologia do Brasil oriental. Rev. Bras. Geogr. Ano XVIII, 2: 147-265.

KING, L.C. - 1967 - The morphology of the Earth. 2nd Edition. Oliver and Boyd, 726 p.

KRONBERG, B.I.; TAZAKI, K.; MELFI, A.J. - 1987 - Detailed geochemical studies of the initial stages of weathering of alkaline rocks: Ilha de São Sebastião, Brazil. Chem. Geol. 60: 79-88.

LACROIX, A. - 1911 - Les syenites népheliniques de l'archipel de Los et leurs minéraux. Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. 5a. Série. Tome III, p. 1-131.

LACROIX, A. - 1913 - Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. Nouv. Arch. Mus. 5, 5: 255-356.

LAMEGO, A.R. - 1936 - O maciço do Itatiaia e regiões circundantes. SGM/DNPM, Bol. 88, 93 p.

- LAJOINIE, J.P. & LAVILLE, P. - 1980 - Inventaire des formations bauxitiques du Midi de la France. An. Mines, 7-8, p. 155-166.
- LARSEN, L.M. - 1976 - Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilímaussaq intrusion, South Greenland. Journ. Petrol. 17: 258-290.
- LEAKE, B.E. - 1978 - Nomenclature of amphiboles. Canadian. Min. 16: 501-520.
- LENEUF, N. - 1959 - L'alteration des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Th. Doct. Sci. Paris, 210 p.
- LIMA, M.A. & AMADOR, E. de S. - 1983 - Análise palinológica de sedimentos da Formação Resende, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. VIII Congr. Bras. Paleont., Coletânea de trabalhos, p. 371-378.
- LIMA, M.R.; VESPUCCI, J.B.O.; SUGUIO, K. - 1985 - Estudo palinológico de uma camada de linhito da Formação Caçapava, Bacia de Taubaté, Terciário do Estado de São Paulo, Brasil. An. Acad. bras. Ciênc. 57(2): 183-197.
- LINDSTAEDT, H.P. - 1972 - A alteração das rochas alcalinas, lages, Santa Catarina. Diss. Mestrado UFRS, Porto Alegre, RS, I nédito, 54 p.
- LOW, J.W. - 1957 - Geologic field methods. Harper & Brothers Publishers. New York, 489 p.
- MAIGNIEN, R. - 1966 - Compte rendu de recherches sur les latérites. Col. Rech. Rers., Nat., UNESCO, Paris A, 155 p.
- MAURICE, F.; MENY, L.; TEXIER, R. - 1978 - Microanalyse, microscopie elêtronique à balayage. Edition de Physique. Orsay,

France, 532 p.

MELFI, A.J. & CARVALHO, A. - 1983 - Bauxitization of alkaline rocks in Southern Brazil. In: Nahon and Y. Noack (Editors). Petrology of weathering and soils (CNRS). Sci. Géol. Mém. 71, Strasbourg, III: 161-172.

MELO, M.S. - 1985 - Estruturas da área da Bacia de Resende, RJ, e os modelos tectônicos regionais. 5º Simp. Reg. Geol. SBG, SP, Atas, 1: 323-331.

MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; COIMBRA, A.M. - 1985a - Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. Rev. Bras. Geoc. 15(3): 193-201.

MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. - 1985b - Sedimentação e tectônica da Bacia de Resende, RJ, An. Acad. bras. Ciênc. 57(4): 467-479.

MELO, M.S.; VINCENS, A.; TUCHOLKA, P. - 1985c - Contribuição à cronologia da Formação Itaquaquacetuba, SP. An. Acad. bras. Ciênc., 57(2): 175-181.

MEUNIER, A. - 1977 - Les mecanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystemes. Étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres). Th. Doc. Sci. et Mém. Soc. Geol. France, 140, 1980, 80 p.

MEZZALIRA, S. & PAULA COUTO, C. - 1971 - Nova conceituação geocronológica de Tremembé, Estado de São Paulo, Brasil. An. Acad. bras. Ciênc., 43: 473-488 (Suplemento).

MILLOT, G. - 1964 - Géologie des argiles. Masson Ed. Paris, 499 p.

MILLOT, G. & BONIFAS, M. - 1955 - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation.

- on. Bull.Serv.Cart.Géol.Als.Lorr., Strasbourg, 8(1):3-20.
- MODENESI, M.C. - 1980 - Intemperismo e morfogênese no planalto de Campos do Jordão (SP). Rev.Bras.Geoc. 10(3):213-225.
- MODENESI, M.C. - 1983 - Weathering and morphogenesis in a Tropical Plateau. Catena, 10(3):237-251.
- MONIZ, A.C. - 1969 - Estudo mineralógico de argilas do maciço alcalino de Poços de Caldas. Fac.Fil.Ciênc.Letr.Univ.São Paulo, bol. 304, Min. 19, 134 p.
- MONIZ, A.C.; WILLIAN, D.D.; SANTOS, P.S.; SANTOS, H.S. - 1972 - Clay minerals in veins associated with bauxites in Poços de Caldas, MG: XXVI Congr.Bras.Geol., Belém, PA, Anais, 1:221 - 230.
- NASH, W.P.; CARMICHAEL, I.S.E.; JOHNSON, R.W. - 1969 - The mineralogy and petrology of Mount Suswa, Kenya. J.Petrol., 10:409-439.
- NESBITT, H.W. - 1979 - Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. Nature, 279 (5710):206-210.
- NIMER, E. - 1979 - Climatologia do Brasil - Série Recursos Naturais e Meio Ambiente, IBGE-SUPREN, (4):421.
- NÓBREGA, M.T. - 1974 - Estudo comparado das alterações ao longo do perfil topográfico entre Igaratã e a Serra do Selado.Rel. nº 1, FAPESP, inédito, 44 p.
- ODMAN, O.H. - 1955 - On the presumed glaciation in the Itatiaia Mountain, Brazil. Rev. Eng. Min. Met., 21: 123-132.
- OLIVEIRA, S.M.B. - 1980 Alteração intempérica das rochas ultrabásicas de Santa Fé (GO) e gênese do depósito niquelífero. Te-

se Doutorado, Inst.Geoc.Univ.São Paulo,inédito, 219 p.

OLIVEIRA, S.M.B. - 1985 - Genêse da bauxita de Lages,SC. Bol.IG.,
16:46-81.

ORSTOM-CAYENNE - 1984 - Méthode d'induration des échantillons de
sols a l'aide de verniz, technique employée a Cayenne. Inspi-
rée de la technique de l'Inst.Géol.Strasbourg.Apostila e ma-
nuscrito, 6 p.

PARADELLA, W.R. & ALMEIDA FILHO, R. - 1976 - Condicionamento das
mineralizações radioativas no Planalto de Poços de Caldas, ba-
seado em imagens MSS do Landsat. XXIX Congr.Bras.Geol., Ouro
Preto, MG. Anais, 3: 181-190.

PARISOT, J.C.; BOHNAL, L.; SIGOLO, J.B. - 1986 - Um método de en-
durecimento de amostras friáveis com emprego de verniz. Compa-
ração com outros métodos. Bol.Inst.Geoc. (15):11-14.

PENALVA, F. - 1967 - Geologia e tectônica da região do Itatiaia.
Bol.Fac.Fil.Ciênc.Letr. Univ.São Paulo, (22): 9-93.

PENK, W. - 1953 - Morphological analysis of land forms. A contri-
bution to phusical geology. Trad.Hella Czech. & C.C. Boswel .
Mcmillam, London, 429 p.

PINTO, M.S. - 1937 - Bauxita. Rev. Eng. Min. Met. 2(8).

PINTO, M.S. - 1938 - Descoberta da ocorrência de bauxita no Itati-
aia. Rev.Eng.Min.Met. 3(15):183.

PROUST, D. - 1976 - Étude de l'altération des amphibolites de la
roche-l'abeille: evolutions chimiques et minéralogiques des
plagioclases et des hornblendes- Thèse Doct. 3 émé cycle,nº 605,Poi-
tiers, 85 p.

- RIBEIRO FILHO, E. & CORDANI, U.G. - 1966 - Contemporaneidade das intrusões de rochas sieníticas do Itatiaia, Passa Quatro e Morro Redondo. Soc. Bras. Geol. Núcleo Rio de Janeiro, XX Congr. Bras. Geol., Publ. 1, p. 62-63.
- RIBEIRO FILHO, E. - 1967 - Geologia e petrologia dos maciços de Itatiaia e Passa Quatro. Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. Univ. São Paulo, nº 302, Geo. 22: 1-93.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M. de; MIOTO, J.A.; HASUI, Y. - 1983 - Sobre a ocorrência de um derame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda - RJ e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: 4º Simp. Reg. Geol., 4, Bol. Resumos, São Paulo, p. 23-24.
- RICH, J.R. - 1953 - Problems in brazilian geology and geomorphology suggested by reconnaissance in summer of 1951. Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. Univ. São Paulo, 146(9): 58-63.
- RIDEG, P. - 1974 - Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in Eastern São Paulo, Brazil. Tese, State Univ. N. York, Binghamton, Unit. St. Am., 282 p.
- RODRIGUES, J.E. - 1980 - Aplicação de sensoriamento remoto ao estudo da geologia na região do Complexo alcalino do Itatiaia. Rel. INPE nº 1837-RPE/198, 6 p.
- RODRIGUES e SILVA, F.B. - 1985 - Os cambissolos da porção central da província estrutural da Mantiqueira e suas relações com os latossolos: alteração e pedogênese. Tese Doutorado, Inst. Geoc. Univ. São Paulo, 261 p.
- SCHEIBE, L.F. - 1987 - Geoquímica de elementos Terras Raras em rochas alcalinas. Em: Simp. Geoq. dos Elem. Terras Raras no Brasil. 1º Congr. Bras. Geoq., Porto Alegre, RS. (prelo).

- SÍGOLO, J.B. - 1979 - Geologia dos depósitos residuais bauxíticos de Lavrinhas-SP e sua viabilidade econômica. Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. Univ. São Paulo, 190 p.
- SÍGOLO, J.B. & TOLEDO-GROKE, M.C. - 1984 - Mineralogia e micromorfologia da alteração bauxítica de uma área do maciço alcalino do Mendanha-RJ. XXXIII Congr. Bras. Geoc., Rio de Janeiro, RJ, Anais, VIII: 3917-3925.
- SÍGOLO, J.B. & RIBEIRO FILHO, E. - 1986 - Classificação das concentrações bauxíticas da Região de Lavrinhas-SP. Rev. Bras. Geoc., 16(2): 149-156.
- SÍGOLO, J.B. & KLEIN, V.C. - 1987 - Classificação e gênese das concentrações bauxíticas no maciço alcalino do Medanha, RJ. An. Acad. bras. Ciênc., 59(1/2): 25-35.
- SÍGOLO, J.B.; BOULANGÉ, B.; MULLER, J.P.; SCHMITT, J.M. - 1987 - Distribuição de elementos terras raras em um perfil de bauxita laterítica sobre rocha alcalina-Maciço de Passa Quatro-MG. I Congr. Bras. Geoq., Porto Alegre-RS, I: 71-81.
- SÍGOLO, J.B. & BOULANGÉ, B. - 1988 - Caracterização das facies de alteração de uma topossequência no maciço alcalino de Passa Quatro (MG). Rev. Bras. Geoc., 18(1) (no prelo).
- SMITH, J.V. - 1974 - Feldspar minerals. Chemical and Textural Properties. Springer-Verlag, Berlin, 2: 690 p.
- SOARES, P.C. & LANDIN, P.M.B. - 1976 - Depósitos cenozóicos na Região Centro-Sul do Brasil. Not. Geomorf., Campinas, 16(31):17-39.
- SØRENSEN, H. - 1974 - Alkali syenites, feldspathoidal syenites, and related lavas. In: Sørensen H. editor. The alkaline rocks, Wiley & Sons, p. 22-52.

- SOUZA, A.G.; CONDORI, R.V.; BARUQUI, A.M.; MONTEIRO, A.S.; BARUQUI, F.M.; ALMEIDA, J.R.; MENDES, R.T. - 1973 - Estudo dos re cursos naturais do município de Passa Quatro-MG. Fundação João Pinheiro, Belo Horizonte, 97 p. (inédito).
- STEINBERG, N. & COURTOIS, C. - 1976 - Le comportement des Terres Rares au cours de l'alteration et ses conséquences. Bull. Soc. Géol. France, 28(1): 13-20.
- STOOPS, G.; ALTMULLER, H.J.; BISDON, E.B.A.; DELVIGNE, J.; DOBROVOLSKY, V.V.; FITZPATRICK, E.A.; PANEQUE, P.; SLEEMAN, J. - 1979 - Guideline for the description of mineral alterations in soil micromorphology. Pedologie, XXIX, 1, Ghent. p. 121-136.
- SZUBERT, E.C. & VERGARA, V.A. - 1975 - Avaliação das reservas e da qualidade dos depósitos de bauxita do município de Lages -SC, CPRM, Porto Alegre, RS, Rel. inédito, 68 p.
- TARDY, Y. - 1969 - Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. Serv. Carte Geol. Als. Lorraine, Strasbourg, 31, 199 p.
- THORNBURY, W.D. - 1966 - Princípios de geomorfologia. Ed. Kapelusz, S.A. Buenos Aires, 627 p.
- THORNTHWAITTE, C.W. & MATHER, J.T. - 1955 - The role of evapotranspiration in climate seabook. John Hopkins Lab. of climatology. S.D. separata de Arch. Met. Wien. (3).
- TILLEY, C.E. - 1954 - Nepheline-alkali feldspar parageneses. Amer. Jou. Sci. 252: 65-75.
- TOLEDO-GROKE, M.C. - 1981 - Evolução geoquímica, mineralógica e micromorfológica no processo de bauxitização. Estudo comparativo dos depósitos de Mogi das Cruzes, Curucutu e Lavrinhas,

SP, associados a diferentes tipos litológicos. Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. Univ. São Paulo, 96 p.

TOLEDO-GROKE; M.C.; MELFI, A.J.; CARVALHO, A. - 1983 - Bauxitic alteration on basic and alkaline rocks in the State of São Paulo under tropical umid climate-Brazil. In: II Intern. Sem. Lateriz. Process., São Paulo. Melfi & Carvalho Editors, p. 237-250.

TRESCASES, J.J. - 1973 - L'evolution géochimique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale. Formation des gisements nickélicifères (Nouvelle Calédonie). Th. Doct. Sci., Strasbourg, et Mém. ORSTOM; Paris, 78, 259 p.

ULBRICH; H.H.G.J. & GOMES, C.B. - 1981 - Alkaline rocks from continental Brazil. Earth Sci. Reviews. 17: 135-154.

ULBRICH, M.N.C. - 1983 - Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas. Tese Doutorado, Inst. Geoc. Univ. São Paulo, 369 p.

ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas-MG, Tese Liv. Doc., Inst. Geoc. Univ. São Paulo, 453 p.

VERBEKE, R. - 1969 - Sur un procédé de fabrication de lames minces dans roches peu cimentées et des sol. Bull. de la Soc. Géol. France., 7^{ème} série, Tomo XI(3): 426-433.

VESPUCCI, J.B.O. - 1984 - Sistemas Depositionais e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Taubaté-SP. Univ. São Paulo. Inst. Geoc. Dissertação de Mestrado, 98 p. (inédito).

VLASOV; K.A.; KUZ'MENKO, M.Z.; ES'KOVA, F.M. - 1966 - The Iovozero alkalic massif. Hafner Publ. Co. N.Y., 624 p.

WAKITA, H.; REX, P.; SCHMITT, R.A. - 1971 - Abundances of the 14 rare earth elements and 12 other rare elements in apollo 12 samples: five igneous and one breccia and four soils. Proc. 2nd Lunar Sci. Conf., Geoch.Cosmochim. Acta. Suppl., 2(2) : 1319.

MEAVER, C.E. & POLLARD, L.D. - 1973 - The chemistry of clay mine rals. Elsevier Scient., Pub. Comp. 213 p.

WEBER, B.N. - 1959 - Bauxitização no distrito de Poços de Caldas, MG, Brasil. Bol.Soc.Bras.Geol., 8(1):17-30.

WEDEPOHL, K.H. - 1978 - Handbook of geochemistry. Springer, Berlin, I-II (1, 2, 3, 4 e 5).

WICKERT, W.Q. - 1974 - Contribuição ao estudo da paleontologia da Bacia de Taubaté, Estado de São Paulo. Univ.Fed.Rio de Janeiro, 69 p. Dissertação de Mestrado (inédito).

Fig. 74 - ESBOÇO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA ÁREA DO MACIÇO ALCALINO DE PASSA-QUATRO E DOS DEPÓSITOS DE TALUDE

LEGENDA

	Rochas da embasamento		Contatos geológicos, inferidos quando tracejado
	Depósitos de taludes		Fraturas e falhas
	Depósitos de taludes retrabalhados		OPL Poços perfurados
	Couraças alumina ferruginosas		Diques de rochas alcalinas
	Nefelinas sienitas		Divisões interestaduais
	Depósitos bauxíticos		Estradas principais e secundárias
	Depósitos bauxíticos sobre fenitos		Estradas de ferro
			Rios
			Cidades
			Vilas
			Curvas de nível