SBG - BIBLIOTECA
n.º P17
data 08/8/84

BOLETIM

DA

Sociedade Brasileira de Geologia

VOLUME 11

NÚMERO 1

MAIO DE 1962

SÃO PAULO — BRASIL

BOLETIM
DA
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
VOLUME 11 — MAIO DE 1962 — NÚMERO 1

ÍNDICE

Distribuição de alguns constituintes menores nas rochas alcalinas do Brasil
Por D. Guimarães e C. V. Dutra 5

Água subterrânea no Estado de São Paulo e regiões limítrofes
Por Viktor Leinz e Brigitte Sallentien 27

Lamelibrânquios permianos do oólito de Angatuba, Estado de São Paulo (formação Corumbataí)
Por Josué Camargo Mendes 37

Contribuição ao conhecimento dos anfibolitos da região do Jaraguá
Por Celso de Barros Gomes 57

Reconhecimento geológico no maciço de Caullaraju, Peru
Por A. C. Rocha Campos e U. G. Cordani 79

Studies of three rock samples from Brazil
Por Mohammed Mamdouh Ashry 89

Brecha magmática do Itatiaia
Por Faustino Penalva 117

Êste boletim foi impresso com auxílio do
CONSELHO NACIONAL DE PESQUISAS

DISTRIBUIÇÃO DE ALGUNS CONSTITUINTES MENORES NAS ROCHAS ALCALINAS DO BRASIL

Por

D. GUIMARÃES* e C. V. DUTRA**

PREFÁCIO

A investigação geoquímica que nos propusemos levar a cabo, se bem que abranja os principais focos vulcânicos de rochas alcalinas, não é completa em relação à ocorrência de tôdas variedades conhecidas porque escapou-nos a possibilidade de ser obterem amostras dos representantes básico-alcalinos cuja importância na dedução de processos de diferenciação é evidente. Em relação ao titânio Guimarães já teceu considerações baseado em análises colhidas na literatura, mas quanto ao zircônio é desejável uma investigação sôbre sua distribuição nas alcalinas básicas, das quais sòmente apresentamos dois exemplos de ankaratrito.

Devemos consignar nossos agradecimentos ao Dr. Evaristo Scorza pela gentileza em nos oferecer várias amostras dos diferentes centros vulcânicos aqui referidos.

Estendemos nossos agradecimentos aos auxiliares Mário Demas e Annibal Alves de Oliveira pela eficiente colaboração.

O estudo agora dado à publicidade foi realizado graças a um auxílio fornecido pelo Conselho Nacional de Pesquisas que nos facultou meios para realização de outras pesquisas cuja divulgação será dada em outra oportunidade.

INTRODUÇÃO

Um dos autores, em publicação anterior (***) discutiu o problema da gênese das rochas feldspatóidicas baseado em dados existentes sôbre a distribuição geoquímica dos elementos menores e chamou atenção para a conhecida concentração relativa de certos elementos cuja abundância não pode ser esclarecida pelos conceitos genéticos vigentes.

Os dados que existem sôbre as rochas alcalinas do Brasil são excessivamente escassos e, por êsse motivo, julgamos conveniente uma investigação mais ampla, no que fomos auxiliados por Evaristo Scorza.

Nesta publicação voltamos a discutir o assunto, com base menos frágil dada a quantidade de rochas analisadas por meio de método espectroquímico quantitativo bastante preciso.

As condições de operação foram as seguintes:

1) Amostras, em sua maior parte, de 5 a 6 quilogramas, pulverizadas e homogenizadas para tomada de média acima de 100 g.

* Instituto de Tecnologia Industrial, Belo Horizonte, MG.

** Instituto de Pesquisas Radioativas, Belo Horizonte, MG.

(***) Guimarães, D. — (1961), Inst. Tecn. Ind., Bol. 28, Belo Horizonte.

2) Foram escolhidas as amostras perfeitamente frescas, salvo alterações por processo post-vulcânico (zeolitização).

3) De cada amostra foi tomado um fragmento típico para estudo petrográfico em lâmina delgada.

4) Os elementos-traços nas rochas alcalinas foram determinados por método espectrográfico sem o uso de padrão interno e com os seguintes aparelhos e condições de trabalho:

a) Espectrógrafo de retículo, Baird Associated, com distância focal de 3 metros, montagem Eagle, com dispersão de 5 Å/mm na primeira ordem. Fenda de 0,025 mm.

b) Catódio de grafita com 3 mm de diâmetro.

c) Anódio de grafita de alta pureza (United Spectrographic Graphite) com 6 mm de diâmetro e cavidade de 3 mm de largura por 7 mm de profundidade. A parede possui 0,5 mm de espessura e o corte externo se estende até 9 mm abaixo dos bordos da cratera.

d) Distância entre os electródios de 4 mm, mantidos durante todo o período de excitação.

e) Fonte de excitação Baird Associated ajustada para fornecer uma corrente contínua de 250 V e 15 A.

f) Tempo de exposição suficiente para consumir totalmente a amostra (± 110 seg.).

g) Intervalos de comprimento de onda e emulsão fotográfica: a) de 2460 a 3870 Å com chapa Kodak SA-1; b) de 3980 a 5400 Å com chapa Kodak III-F.

h) Linhas usadas (valôres em Angströms):

Ba — 4934,09	Nb — 3163,40
Be — 3131,07	Ni — 3050,83
Co — 3453,50	Sc — 4246,33
Cr — 4254,35	Sr — 4607,33
Cu — 3273,96	V — 4384,72
Ga — 2943,64	Y — 3327,90
La — 4333,73	Zr — 3391,97

i) Microfotômetro Jarrell-Ash tipo projetor comparador (mod. 200).

j) Como padrões foram usados 6 "granitos sintéticos" já descritos em publicações anteriores (Herz e Dutra 1958(*) e Herz e Dutra 1960) (**). Dados

(*) Herz, N. e Dutra, C. V. — (1958) Preliminary spectrochemical and age determination results on some granitic rocks of the Quadrilatero Ferrífero, M. G. Brazil, Soc. Bras. de Geol. Bol. 7, 81-95.

(**) Herz, N. e Dutra, C. V. — (1960) Minor element abundance in part of the Brasilian shield, Geochimica et Cosmochimica Acta. 21, 81-98.

TABELA I

Distribuição de elementos menores nas rochas alcalinas do planalto de Poços de Caldas (g/ton)

		Nb	Zr	Y	Co	Ni	Ga	Be	V	Sc	Cr	La	Ba	Sr	Cu
PC-2	Foiaíto. Estr. p/S. Roque, a 1000 m do marco 64 S. P. M. G.	199	1680	52	—	2,3	15	7,5	102	13	5,5	256	558	888	54
PC-3	Foiaíto. S. Roque, 2 km do marco 64	216	1240	52	—	—	21	4,3	90	—	2,1	263	398	812	48
PC-4	Foiaíto. Idem, Idem	304	2660	59	—	—	27	7,5	66	16	2,7	384	209	558	48
PC-6	Foiaíto. Com eudialita. Marco 70	524	3330	144	—	4,5	20	9,7	96	—	5,1	2300	1490	1780	54
PC-9	Foiaíto. Bloco do Serrote	231	1770	—	13	—	20	11	81	—	5,5	—	618	812	48
PC-11	Foiaíto. Serrote	210	1460	—	—	4,5	22	9,7	93	—	7,5	—	887	939	51
PC-14	Rocha feldspática, leucocrática	199	2990	83	19	27	25	15	300	30	10	358	1880	355	105
PC-15	Tinguaíto, Vargem do Paiol	153	800	85	42	6,8	22	17	243	80	144	409	1740	761	144
PC-17	Tinguaíto. Fazenda Santa Maria	440	2990	66	—	2,3	31	7,5	96	22	4,1	460	78	330	42
PC-20	Tinguaíto. Fonte dos Amores	300	1680	66	—	5	26	7,5	99	—	5	333	99	812	51
PC-21	Tinguaíto. Retiro da Serra	294	1330	54	—	5	24	9,7	96	—	4,3	384	118	888	42
PC-22	Rocha ortoclásica. Tamanduá	336	>10%	170	—	—	26	—	—	—	16	614	1130	152	42
PC-19-A	Foiaíto. E. F. Betelhense	315	2240	50	—	2,3	31	7,5	—	—	18	333	67	254	42
PC-29	Foiaíto. Estr. para Andradas	440	2570	59	—	9,4	16	12	126	20	16	384	255	2080	48
PC-30	Tinguaíto. Fazenda Carlito Junqueira	356	1570	94	—	6,2	16	11	114	17	3	512	105	1270	66
PC-31	Foiaíto. Aeroporto de Poços de Caldas	336	1460	59	—	6,2	20	12	84	—	5	307	376	1120	48

TABELA II

Distribuição de elementos menores nas rochas alcalinas do planalto de Poços de Caldas (g/ton)

		Nb	Zr	Y	Co	Ni	Ga	Be	V	Sc	Cr	La	Ba	Sr	Cu
P-32	Foiaíto. Represa de Poços de Caldas	300	1360	130	—	5	22	12	108	—	3,5	665	833	2080	42
PC-32-B	Foiaíto. Represa de Poços de Caldas	300	1190	52	—	5	21	9,7	9	—	3,5	181	145	1060	51
PC-38	Foiaíto. Serra do Selado, R.Pardo/P.de Caldas	193	1030	40	—	7,1	22	9,7	—	—	3	192	255	685	36
PC-19	Micro-foiaíto, leito da antg. E.F. Botelhense	56	888	724	—	3	18	4,3	12	17	7,4	495	1250	220	24
PC-18	Foiaíto. Fazenda Serra do Quartel	182	1630	47	—	3,4	15	3,6	10	16	3,6	290	520	1050	15
PC-33	Foiaíto. Reprêsa de Poços de Caldas	168	874	55	—	—	22	3,6	10	8,4	—	324	680	3720	18
PC-23	Tinguaíto. Serra do Mel	182	903	61	—	2	30	2,8	8	16	—	392	2240	5070	15
PC-26	Fonolito. Estr. para Andrada	238	873	63	—	—	24	6,4	18	20	—	426	2240	1420	22
PC-41-A	Tinguaíto. Estr. para Machado	259	1650	82	—	—	25	2,8	8	20	5,7	546	233	761	15
PC-41-B	Tinguaíto. Estr. para Machado	196	1110	79	—	—	24	7,2	20	17	11	409	914	3720	86
PC-41-C	Tinguaíto. Estr. para Machado	168	548	50	—	3,1	30	4,3	12	16	9	273	322	643	24
PC-41-D	Tingauíto. Estr. para Machado	531	1250	189	—	3,1	26	—	—	26	—	1260	215	1720	20
PC-41-E	Tinguaíto. Estr. para Machado	168	1110	47	—	—	22	—	—	13	4,7	341	466	2030	13
PC-41-F	Tinguaíto. Estr. para Machado	252	1560	79	—	—	30	9,3	26	13	—	409	582	2030	11
PC-41-G	Tinguaíto. Estr. para Machado	238	1330	98	—	4,5	21	—	—	13	4,1	324	680	3130	16
PC-42	Lujaurito. Pedra Balão	252	6070	41	—	4,2	16	—	—	—	—	375	197	998	38
PC-1997	Foiaíto. Serra Negra	168	970	55	19	9,4	15	—	—	26	16	341	1880	1180	58
PC-2011	Foiaíto. Serra Negra	182	1720	189	12	3,4	15	—	—	14	—	767	7160	1780	27

TABELA III

Em partes por milhão (g/ton)

			Nb	Zr	Y	Co	Ni	Ga	Be	V	Sc	Cr	La	Ba	Sr
ESTADO DO RIO															
RJ-721	Sienito nefelínico	Morro de S. João, Barra do R.S.J.	73	262	—	—	—	9	—	51	—	17	—	2687	1268
RJ-100	Foiaíto	Reprêsa do Rio do Ouro, Nova Iguaçu	143	289	—	—	—	9	4,3	—	—	1,3	—	21	292
RJ-2	Nefelina-Sienito	Pedreira do km 32+800m, antiga Rio-S.Paulo Morro do Marapicu	210	1444	76	—	—	11	7,8	—	—	11	—	27	30
RJ-89	Fonolito	Fazenda Morro Serrat, Itatiaia - Rezende.	461	2332	83	—	—	11	9,1	29	6,8	16	294	12	241
RJ-88	Fonolito	Descida da Faz. Ipiranga, S. Madureira. Iguaçu	294	2066	83	—	—	16	13	—	—	15	—	107	68
RJ-4	Anfibólio-pulaskito	Pedreira do km 32. Antiga Rio-São Paulo. Serra Marapicu	252	511	90	—	—	10	—	33	—	18	—	1129	46
RJ-105	Pulaskito	Agulhas Negras, Itatiaia, Rezende	153	333	80	—	—	4,5	—	29	15	18	307	27	218
RJ-701	Pulaskito	Agulhas Negras, Itatiaia, Rezende	182	289	—	—	—	4,5	—	—	—	22	—	1531	294
RJ-110	Foiaíto	Maxambomba entre Cachoeira e Córrego. Nova Iguaçu	315	1111	120	—	—	6,7	84	—	—	16	281	16	37
RJ-96	Sienito zeolítico	Faz. Cabuçu. Estr. p/Mascarenha Nova Iguaçu	241	489	90	—	—	4,5	—	—	—	15	281	12	48
RJ-60	Pulaskito	Segunda Caixa d'Agua. Serra do Mendanha	220	422	120	—	—	4,5	—	31	—	19	384	255	304

TABELA IV

Em partes por milhão (g/ton)

			Nb	Zr	Y	Co	Ni	Ga	Be	V	Sc	Cr	La	Ba	Sr
ESTADO DA GUANABARA															
GB-128	Sienito analcítico	Caixa d'Agua Guandu do Sepé, Serra de Mendanha	226	366	90	—	—	11	—	—	—	88	281	19	165
GB-476	Pulaskito	Gericinó, alto da bacia, gleba Modesto Leal	587	355	90	—	—	4,5	—	27	—	15	—	228	203
GB-393	Micro-foiaíto	Entre Rio Manoel José e Marapicu	461	3443	99	—	7,1	38	13	—	—	15	256	107	213

Em partes por milhão (g/ton)

			Nb	Zr	Y	Co	Ni	Ga	Be	V	Sc	Cr	La	Ba	Sr
ARQUIPÉLAGO FERNANDO NORONHA															
FN-24	Fonolito	Fernando Noronha	252	2776	52	—	—	45	22	—	—	16	—	8,1	86
FN-4	Fonolito	Fernando Noronha	134	600	—	—	—	18	4,3	51	—	27	—	994	647
FN-19	Fonolito	Fernando Noronha	84	600	—	—	—	18	9,7	29	—	8,2	—	118	279
FN-32	Fonolito	Fernando Noronha	84	600	—	—	—	13	5,4	33	—	6,4	—	470	380
FN-16	Fonolito	Fernando Noronha	140	1777	—	—	—	8	12	—	—	12	—	59	152
FN-2	Ankaratrito	Fernando Noronha	185	311	128	71	302	15	—	255	—	3489	—	1424	558
FN-27	Ankaratrito	Fernando Noronha	189	378	123	71	151	18	—	255	37	246	—	1612	736

TABELA V

Em partes por milhão (g/ton)

			Nb	Zr	Y	Co	Ni	Ga	Be	V	Sc	Cr	La	Ba	Sr
CABO FRIO. ESTADO DO RIO DE JANEIRO															
RJ-8a	Fonolito alterado	Morro do Guilherme	294	888	66	—	—	11	1,7	—	—	6,2	269	13	13
RJ-94	Fonolito	Entre Areal e Pedra do Portal	367	1866	47	—	—	27	18	—	—	15	—	13	58
RJ-7	Fonolito porfirítico		399	2132	—	—	—	38	19	—	—	16	—	11	51
RJ-588	Fonolito		409	1111	—	—	—	10	10	—	—	15	256	7,2	48

Em partes por milhão (g/ton)

			Nb	Zr	Y	Co	Ni	Ga	Be	V	Sc	Cr	La	Ba	Sr
ILHA DA TRINDADE															
IT-3	Fonolito	Ponte do Valado	201	1244	87	—	7,1	11	9,3	65	—	14	—	2096	1217
IT-4	Fonolito	Ponte do Valado	193	1111	85	—	7,1	11	9,7	69	49	15	—	1880	888

Em partes por milhão (g/ton)

			Nb	Zr	Y	Co	Ni	Ga	Be	V	Sc	Cr	La	Ba	Sr
MATO GROSSO															
MT-1	Pulaskito	Fecho dos Morros, Porto Murtinho	755	5553	189	—	10	29	32	—	—	19	363	89	36
MT-2	Foiaíto	Fecho dos Morros, Porto Murtinho	325	733	113	—	—	4,5	13	29	—	—	—	1720	536

TABELA V (contin.)

Em partes por milhão (g/ton)

			Nb	Zr	Y	Co	Ni	Ga	Be	V	Sc	Cr	La	Ba	Sr
SÃO PAULO															
SP-92	Shonkinito	Pedreira de Cal, Campo Largo, Ipanema	78	231	83	29	14	4,5	18	86	—	23	—	9405	698

TABELA VI

Distribuição média de alguns elementos-traços das rochas alcalinas do Brasil (em g/ton)

	Nb	Zr	Y	Co	Ni	Ga	Be	V	Sc	Cr	La	Ba	Sr	Cu
Foiaíto	253	1648	67,4	1,7	2,9	17,4	6,8	38,6	5,2	10,7	343,6	887,6	944,3	28,5
Lujaurito	252	6070	41	0	4,2	16	0	0	0	0	375	197	998	38
Shonkinito	78	231	83	29	14	4,5	18	86	0	23	0	9407	698	—
Pulaskito	358	1244	94,8	0	1,6	9,5	5	20	2,5	18,5	175,6	553	183,5	—
Tinguaíto	272	1371,6	80,7	3,2	2,9	25,1	6,0	55,5	19,4	5,0	465,5	599	1782	41,9
Fonolito	253,5	1426,8	40,3	0	1,0	18,6	10,6	21,2	5,4	12,9	88,9	573	396	—
Ankaratrito	187	344	125	71	226	16,5	0	255	18	1867	0	1518	647	—

sôbre a precisão do método com relação ao granito G-1 (Ahrens 1954, paginas 20-21 (*) apareceram nas publicações citadas.

k) Preparação das amostras: Para diminuir a diferença de composição entre as rochas alcalinas e os padrões de granitos as mesmas foram diluidas com igual pêso de quartzo e essa preparação foi ìntimamente misturada, em seguida, com pó de grafita espectroscòpicamente pura na relação de 2:1.

Quando uma amostra apresentava elementos com teôres mais elevados que os dos padrões a mesma era repetida usando-se maior diluição em quartzo.

DESCRIÇÃO SUMÁRIA DE ALGUMAS ROCHAS FELDSPATÓIDICAS

Algumas das rochas cujos dados analíticos figuram nos quadros I, II, III, IV e V contêm minerais zirconíferos e estronciferos, mas na maioria das amostras não foram identificados tais minerais.

As amostras são referidas sòmente pelo seu prefixo, pois nos quadros estão indicados os locais de ocorrência.

PC-3 — Foiaíto. Granulação média a fina (inequigranular). Compõe-se de: anortoclásio tabular em cristais de dimensões variadas até microlítica e com inclusões de minúsculos cristais de nefelina, por vêzes zeolitizada total ou parcialmente, e egirina, também microlítica ou em pequenos cristais, além de abundantes inclusões indeterminàveis sob forma de fina poeira. A geminação de Carlsbad é habitual. A nefelina só ocorre em restos de sua alteração em zeólitas ou de transformação em anortoclásio, como sugerem suas inclusões nesse feldspato. A egirina é relativamente abundante e os maiores cristais são zonados, com núcleo augito-egirítico. Natrolita e analcita são intersticiais. A giannettita ocorre em grandes cristais geminados e, por vêzes hipidiomórficos e pecilíticos.

PC-4 — Foiaíto. Análogo ao PC-3, mas de granulação maior e a nefelina, em grandes cristais, está pontuada pela natrolita e analcita ou inteiramente zeolitizada e alguns cristais estão penetrados pelo anortoclásio. Êste contém inclusões de nefelina, por vêzes zeolitizada, em cristais idiomorfos. A egirina ocorre em maiores cristais do que no foiaíto PC-3. Contém raros cristais de titanita e magnetita.

(*) Ahrens, L. H. (1954) — Quantitative Spectrochemical Analysis of Silicates Pergamon Press, London.

O mineral zirconífero foi alterado e quase inteiramente substituído por calcita.

PC-9 — Foiaíto análogo ao PC-4, mas com predominância de anortoclásio.

Contém raros cristais de eudialita e titanita.

PC-11 — Foiaíto. Análogo ao PC-3 e contém bastante apatita e raros cristais de titanita.

PC-15 — Tinguaíto. Compõe-se de sanidina, nefelina, escassa albita, egirina granular ou microlítica, anfibólio sódico em micro-fenocristais, natrolita rara (alteração da nefelina).

A rocha contém bastante giannettita e lamprofilita.

PC-17 — Tinguaíto. Variedade rica em porfiroblastos de anortoclásio, geralmente zeolitizado (natrolita) parcial ou totalmente; também na massa fundamental o feldspato e a nefelina foram natrolitizados. Os fenocristais de egirina têm a parte nuclear alterada em mica pleocróica e contêm inclusões de feldspato e feldspatóides alterados.

É uma variedade de transição para foiaíto e se poderia classifica-la como microfoiaíto.

PC-20 — Tinguaíto análogo ao PC-15 e rico em giannettita.

PC-21 — Tinguaíto análogo ao PC-20, mas ainda mais rico em giannettita, eudialita e contém porfiroblastos de anfibólio sódico pecilítico.

PC-22 — Tinguaíto zeolitizado (?)

PC-26 — Fonolito, em parte zeolitizado e com piroxênio inteiramente decomposto.

PC-30 — Tinguaíto. Análogo aos precedentes, e contendo fenocristais de anortoclásio e nefelina. Sua textura é variável, com zonas microfoiaíticas; contém abundante giannettita, por vêzes geminada, e apatita rara. (microfoto).

PC-31 — Foiaíto. A nefelina está em grande parte natrolitizada e o anortoclásio contém inclusão de natrolita, provàvelmente de alteração de nefelina; além disso, o feldspato está cheio de inclusões aciculares. A egirita ocorre em grandes cristais e grupos fibro-radiados. Contém titanita e calcita.

PC-32 — Foiaíto de granulação média, no qual o anortoclásio inclui nefelina, por vêzes zeolitizada. Egirina perceptìvelmente zo-

nada, com núcleo augito-egirítico. Nefelina parcialmente natrolitizada. Contém eudialita e titanita em cristais milimétricos. Alguns cristais de eudialita foram decompostos e substituidos por calcita e óxidos de Mn, Fe e Zr. O processo de alteração, em sua intensidade, varia localmente.

PC-33 — Foiaíto de granulação média. O anortoclásio pode atingir mais de 5 mm na maior dimensão e contém inclusões de nefelina zeolítizada. Os cristais milimétricos de piroxênio são de augita-egirina que é zonada. Alguns cristais de nefelina foram inteiramente natrolitizados. Contém titanita.

PC-38 — Foiaíto constituído de egirina zonada, com núcleo augito-egirítico, anortoclásio tabular e micropertítico; analcita nos espaços de seções quadrangulares ou triangulares, entre os cristais de anortoclásio. Apatita e magnetita.

PC-41a — Tinguaíto com raros porfiroblastos de anfibólio sódico (arfvedsonita e barkevikita) pecilíticos e formados pela alteração de egirina. Giannettita frequente e rara lamprofilita. A rocha contém xenolitos automorfos de foiaíto.

PC-41 — Foiaíto. A particularidade dessa rocha é ter seu feldspato (anortoclásio) e nefelina cristalizados em dois tempos e como os maiores cristais (milimétricos) de anortoclásio inclui os menores ou microlíticos de nefelina, esta se teria cristalizado no primeiro tempo.

A augita-egirina é zonada e, por vêzes irregularmente, revelando a pré-existência de augita diopsídica que foi egirinizada; geralmente os bordos são mais sódicos. Contêm titanita.

PC-41b — Foiaíto. Análogo ao PC-41, porém de granulação mais grossa.

PC-41c — Foiaíto análogo ao 41b mas com a nefelina inteiramente alterada em muscovita e zeolita. Contém egirina intergranular e em grupos fibro-radiados.

PC-41d — Foiaíto. Granulação média, com grandes cristais de anortoclásio turvo e cheio de inclusões aciculares, também de natrolíta e analcita de alteração de nefelina inclusa; nefelina inteiramente zeolitizada; egirina acicular e em cristais desenvolvidos. A eudialita ocorre em cristais heterogêneos, com zonas irregulares de catapleíta e outras de bi-refringência muito baixa ou nula e com tons róseos; êstes minerais estão, em sua maior parte alterados ou decompostos (zeolitizados) e, em parte substituídos por calcita.

PC-41f — Foiaíto relativamente fresco. A nefelina é inequigranular. O piroxênio é diopsídico na parte central e egirínico na periferia; os menores cristais são de egirina e freqüentemente em grupos fibro-radiados. Analcita intergranular é frequente.

PC-42a — Foiaíto zeolítico. Nessa rocha a nefelina foi completamente natrolitizada e o anortoclásio também apresenta inclusões e infiltrações de natrolita. A egirina é acicular, em prismas finos e longos ou microlítica e em agulhas microscópicas inclusas no anortoclásio. No interior das massas zeolíticas, cuja extinção é ondulante, a egirina está decomposta.

RJ-721 — Foiaíto. Já estudado em outra publicação (Boletim n.° 28). Nefelina em sua maior parte zeolitizada e muscovitizada; contém carbonatos.

RJ-100 — Foiaíto. Compõe-se de anortoclásio, nefelina, augita-egirita (acmita), biotita, titanita, anfibólio sódico, magnetita e raros cristais de giannettita.

RJ-2 — Micro-foiaíto. Difere do RJ-395 porque não contém ou são raros os fenocristais de feldspato e nefelina. Esta é abundante na massa fundamental e está penetrada pelos microlitos de oligoclásio. A egirina não só ocorre em micrólitos, como também em microfenocristais, juntamente com a biotita. A nefelina apresenta indício de analcitização ou está completamente alterada nesse mineral. A giannettita ocorre em raros grãos ou cristais incompletos.

RJ-89 — Fonolito biotítico. Tem fácies tinguaítico e os fenocristais são de anortoclásio pertítico; biotita abundante na massa fundamental e inclusa nos feldspatos. Grãos microscópicos, incolores de bi-refringência e índice médios que parecem ser de giannettita.

RJ-88 — Fonolito traquitóide. Compõe-se de sanidina, egirina, nefelina, analcita e natrolita intersticiais, magnetita e biotita escassas. Os micrólitos e egirina apresentam côr amarelo-dourada que no mesmo cristal pode passar a quase incolor. Pelo teor relativamente elevado de Zr é provável que êsse piroxênio seja zirconífero, como já foi observado em Poços de Caldas, o processo de substituição da egirina pela giannettita.

RJ-4 — Anfibólio-pulaskito. Compõe-se de anortoclásio micropertítico e pertítico, albita anti-pertítica; anfibólio quase uniaxial, com Z = verde escuro, X = amarelo, Y = pardo-esverdeado. Biotita ocorre em grandes palhetas. Apatita escassa.

RJ-105 — Pulaskito. Constituído de cristais tabulares de feldspato pertítico e anti-pertítico, biotita e augita-egirina.

RJ-701 — Pulaskito. Contém anortoclásio pertítico, albita-oligoclásio antipertítica, arfvedsonita, raros restos de augita-egirina que na maior parte foi anfibolizada, biotita, natrolita, calcita e escassos restos de nefelina (feldspatizada).

RJ-110 — Compõe-se de anortoclásio, egirina e augita-egirina zonada, arfvedsonita, analcita intersticial, biotita. Nos grupamentos de piroxênio e anfibólio ocorre, por vêzes, mineral acessório alterado em óxidos de ferro e manganês e mineral incolor de bi-refringência média; é provável que sejam produtos de alteração de eudialita.

RJ-96 — Sienito zeolítico constituído de: anortoclásio micropertítico, por vêzes com envoltório incompleto de albita; natrolita resultante da alteração de nefelina; augita-egirina zonada e por vêzes com núcleo diopsídico alterado em anfibólio sódico.

RJ-60 — Pulaskito. Compõe-se de: anortoclásio tabular e pertítico; biotita e analcita intersticial; magnetita, titanita e calcita.

GB-128 — Sienito analcítico. ;Compõe-se de: anortoclásio tabular, por vêzes micropertítico; diopsídio com ou sem envoltório egirínico ou também incompleto e apresentando alguns cristais microlíticos com estrutura em ampulheta; biotita abundante, pardo-avermelhada; titanita, magnetita.

GB-476 — Pulaskito. Compõe-se de anortoclásio tabular, por vêzes pertítico, augita-egirina, piroxênio diopsídico, biotita em grandes palhetas, magnetita, titanita. O piroxênio sódico apresenta alguns cristais perifèricamente alterados em biotita e o diopsídio ocorre também em cristais prismáticos, com dimensões microlíticas.

GB-393 — Micro-foiaíto. Tem fácies husebyítico, mas é porfirítico e compõe-se de: fenocristais de anortoclásio micro-pertítico, de forma tabular e geminada, com inclusões microscópicas do piroxênio; fenocristais de nefelina e analcita. Massa fundamental microlítica e traquitóide, constituída de augita-egirina, egirina (acmita), anortoclásio, oligoclásio, nefelina e analcita. A egirina ocorre também em forma acicular. Os acessórios são fluorita e titanita. A natrolita é escassa e ocorre como alteração da nefelina, assim como a analcita. Esta quando em fenocristais contém inclusões microscópicas, restos de nefelina e micrólitos de egirina, o que permite presumir ter-se formado à custa dos fenocristais de nefelina. A eudialita incolor é alotriomorfa e intersticial na massa fundamental.

FN-24 — Fonolito com micro-fenocristais de nefelina e egirina, esta sempre em grupos com tendência à disposição fibro-radial. O teor elevado em Zr só é explicável pela presença de egirina pálida, na qual é provável a presença de Zr.

FN-4 — Fonolito com fenocristais de anfibólio sódico com pleocroismo Z = Y = castanho, X = amarelo, extinção $Z \wedge c = 10°$, não raramente geminados e com auréolas de alteração em egirina e magnetita; a auréola externa é de egirina e a interna de magnetita. É provável que seja um fenômeno de refusão incongruente e alguns cristais foram inteiramente transformados em magnetita e egirina. Êste anfibólio foi descrito por F. F. de Almeida como sintagmatita (*).

Existem fenocristais de egirina e maiores de sanidina e nefelina. A massa fundamental tem textura perceptìvelmente flúida e compõe-se de micrólitos de egirina, sanidina e escassa nefelina. Acessórios: magnetita e titanita.

FN-19 — Fonolito. Massa fundamental microcristalina, constituída de egirina, feldspato e egirina acicular; fenocristais de sanidina parcialmente reabsorvida; fenocristais de nefelina zeolitizada e parcialmente reabsorvida.

FN-32 — Fonolito análogo ao FN-19.

FN-16 — Fonolito traquítico. Compõe-se de fenocristais de nefelina e sanidina parcialmente zeolitizadas; massa fundamental de micrólitos de sanidina, egirina e cristais de nefelina. Escassos microcristais de eudialita.

FN-2 — Ankaratrito com fenocristais de olivina, massa fundamental de micrólitos de augita, nefelina e grãos de magnetita.

FN-27 — Análogo ao FN-2.

RJ-8a — Fonolito. Contém fenocristais de nefelina e sanidina; massa fundamental microlítica e constituída de egirina, sanidina e nefelina. Raros cristais de titanita.

RJ-94 — Fonolito porfirítico. Compõe-se de: fenocristais de sanidina tabular e de nefelina em parte analcitizada; microfenocristais de augita-egirina; massa fundamental de sanidina e egirina microlíticas e nefelina, em sua maior parte zeolitizada. É provável que o Zr esteja integrado na egirina.

RJ-7 — Fonolito análogo ao RJ-88, mas contém maior quantidade de natrolita e seus fenocristais são de anortoclásio. Contém biotita e escassos fenocristais de augita-egirina.

RJ-588 — Fonolito com fenocristais de nefelina e sanidina, raros fenocristais de augita-egirina e massa fundamental pilotaxítica, constituída de micrólitos de sanidina, egirina e zeolitas intersticiais (natrolita e analcita).

(*) Almeida, F. F. de, (1955), Monografia XIII, Div. Geol. Min., Rio de Janeiro.

IT-3 — Fonolito com grandes fenocristais de sanidina, de nefelina e augita-egirina. Esta tem composição variável, pois freqüentemente os maiores cristais são zonados e a geminação é freqüente. São raros os restos de anfibólio sódico, de côr castanha que sofreram fusão incongruente apresentando auréolas de magnetita e egirina. A massa fundamental é pilotáxica e contém, sanidina, egirina, nefelina. A titanita é relativamente abundante e o zircão raro e sob forma granular.

IT-4 — Fonolito análogo ao IT-3, mas contendo maior proporção do anfibólio sódico castanho escuro.

MT-1 — Pulaskito, cortado por veio de bostonito composto de anortoclásio, egirina em pequenos cristais situados intersticialmente e alguma giannettita em cristais desenvolvidos.

MT-2 — Foiaíto. Compõe-se de: anortoclásio em grandes cristais, nefelina, anfibólio sódico, apatita, magnetita.

SP-92 — Shonkinito porfirítico. Rocha alterada e venulada pela calcita. Contém fenocristais de augita-egirina, biotita, raros de nefelina substituída por carbonatos e massa fundamental alterada pela substituição dos feldspatóides e piroxênio pelos carbonatos.

DISCUSSÃO DOS DADOS ANALÍTICOS

Zircônio

Em várias rochas alcalinas a concentração relativamente elevada de Zr tem sua justificativa na presença de eudialita ou giannettita, mas em outras não foi observada a presença dêsses minerais, nem mesmo com exame microscópico sob forte aumento.

Nêsse último caso foi, entretanto, observado certo alvejamento em partes de alguns cristais de egirina, o que sugere processo de substituição do piroxênio pela giannettita como já havia sido comprovado por Guimarães (*) nos foiaítos e tinguaítos de Poços de Caldas.

É freqüente a presença de fluorita nas rochas mencionadas a qual não raro é encontrada em foiaítos, microfoiaítos e tinguaítos de outras ocorrências do Brasil. Parece, assim, que o fluor teve influência na mobilização do zircônio, particularmente na fase final de cristalização das rochas alcalinas. Sua concentração inicial é muito baixa para que possa ser fixado em silicatos e concorre para isso sua elevada carga e raio iônico (0,87 Å). Na fase líquida residual, de cristalização dos componentes principais, dá-se uma concentração relativa do Zr, o que possibilita a formação

(*) Guimarães, D., (1948) — Bol. 6, Inst. Tecn. Ind., Belo Horizonte.

de silico-zirconatos diretamente do líquido residual ou por substituição total ou parcial de piroxênio sódico.

Nos centros vulcânicos de Mato Grosso, Rio de Janeiro (Itatiaia, Cabo Frio) e Minas Gerais (Poços de Caldas), a concentração do Zr teria sido relativamente elevada nos resíduos finais, especialmente em alguns pulaskitos. Como tais rochas se originam de maior assimilação de rochas graníticas das paredes da câmara magmática, que determina o desaparecimento da nefelina (*), parece lógico supor-se que nova adição de Zr se verifica. Tal acréscimo de Zr está condicionado à frequência de zircão nas rochas graníticas regionais. Isto explicaria as diferenças encontradas nos diversos focos vulcânicos e os elevados teôres exibidos pelas rochas alcalinas de Poços de Caldas.

Deve ser acentuado que grande parte das rochas aqui investigadas pertencem a focos vulcânicos encravados em formações poli-granitizadas de idade pré-câmbrica, geralmente arqueozóicas.

Mesmo no caso de Fernando Noronha e Ilha de Trindade, os teôres em Zr são elevados, o que conduz a admitir-se um substrato granito-gnáissico sôbre o qual assentam as formações sedimentares do arquipélago e da ilha. Esta, por exemplo, se acha como elevação da plataforma continental.

A média do teor em Zr das lavas tinguaíticas e fonolíticas (quadro VI) é de 1.399 g/ton. e dos foiaítos 1.648 g/ton., bastante acima do que foi anteriormente aceito por Guimarães como média de 6 determinações.

Zr em g/ton em diferentes variedades de rochas

	Ultra-Básicas	Basálticas	Granitos cálcicos	Granitos Calco-alcs.	Sienitos	Sienitos felds-patóidicos do Brasil
Zr	45	140	140	175	500	1422,6

Os cinco primeiros dados são de Turekian e Wedepohl (**).

No quadro acima doi calculada a média de teôres sòmente de rochas mais abundantes (foiaíto, tinguaíto, fonolito), se bem que a variedade pulaskito contenha 1.244 g/ton. Segundo Guimarães (*) essa última variedade seria um foiaíto em que a nefelina teria sido substituída pelo anortoclásio ou ortoclásio pertítico e seu teor em Zr deve ser da mesma ordem de grandeza da do foiaíto.

(*) Guimarães, D., (1961) — Bol. 28, Inst. Tecn. Ind. Belo Horizonte.

(**) Turekian, K. K. and Wedepohl, K. H., (1961) — Geol. Soc. Amer. Bull. n.º 2, Vol. 72.

A considerável diferença em relação às rochas básicas e ácidas exige interpretação de processo petrogenético em que a recorrência de diferenciação magmática seja um fator de acumulação de Zr nos resíduos magmáticos de tendência alcalina.

Titânio

Guimarães (Idem) já discutiu a concentração do titânio nas rochas feldspatóidicas, baseado em análises químicas colhidas na literatura petrográfica. Os elevados teôres sugerem interferência das frações basálticas no processo de evolução de magmas hibridos.

Bário e estrôncio

Como pode ser previsto e foi acentuado por Rankama, Sahama e Mason, o raio iônico de Ba^{2+} é muito maior do que os de Ca^{2+}, Mg^{2+} e Fe^{2+}, para que possa substituir êsses catiônios nas estruturas dos minerais ferro-magnesianos e em particular dos piroxênios e anfibólios sódicos.

Iônio	kX
Ba^{2+}	1,43
Sr^{2+}	1,27
K^{+}	1,33
Ca^{2+}	1,06
Mg^{2+}	0,78
Fe^{2+}	0,83
Fe^{3+}	

Em relação ao K^{+} é possível a substituição por Ba^{2+} e Sr^{2+} devido a menor diferença de raio iônico, mas durante o processo de diferenciação de magmas alcalinos parece que o bário se separa em maior proporção nas frações básicas de cristalização precoce, como testemunha o teor dos ankaratritos (1518 g/ton).

De modo geral, há tendência para o estrôncio se concentrar nos resíduos magmáticos alcalinos, provàvelmente devido a seu menor raio iônico em relação ao do bário (vide quadro abaixo).

Distribuição do Ba e Sr em diferentes rochas (g/ton)

	Ultra-básicas	Basálticas	Graníticas cálcicas	Graníticas alcale-calc.	Sienitos	Feldspatóidicas do Brasil
Ba	0,4	330	420	840	1.600	653
Sr	1	465	440	100	200	826

Os 5 primeiros dados são devidos a Turekian e Wedepohl.

Nos sienitos constituídos sòmente de feldspato potássico e minerais ferro-magnesianos pode haver predominância de bário sôbre estrôncio, mas no caso das rochas feldspatóidicas do Brasil a média da distribuição geoquímica nas variedades tipicamente vulcânicas revela predominância do estrôncio. A frequente presença de eudialita, giannettita, catapleíta e lamprofilita esclarece, em parte, vários teôres elevados em Sr, enquanto o Ba provàvelmente substitui o K^+ nos feldspatos.

Aliás, Noll (1934) citado por Ramkama e Sahama, já havia notado que o bário se concentra, em relação ao estrôncio, nas rochas com feldspato potássico. Em Poços de Caldas predominam os feldspatos potássicos e nos sienitos nefelínicos e fonolitos de outros centros vulcânicos por nós investigados; no entanto, nêsse centro vulcânico predomina o estrôncio devido a duas causas: primeiro, a frequência de sílico-zirconatos e titano-silicatos ricos em estrôncio; segundo, processo de diferenciação que teria mobilizado êsse elemento na fase final de vulcanismo.

Lantânio

R. basáltica	Granitos cálcicos	Granitos alcalinos	Sienitos alcalinos	Sienitos feldspatoidais do Brasil
15	45	55	430	268

K. K. Turekian e K. H. Wedepohl
Geol. Soc. Amer. Bol. n.º 2, vol. 72, 1961

Rankama e Sahama reproduzem o dado de Goldschmidt (1937) sôbre rochas nefelínicas que é 430 g/ton. Segundo a teoria proposta por Guimarães para a gênese de magmas alcalinos, ter-se-ia duas fases de diferenciação magmática, uma primária decorrente de magma formado pela assimilação de sial por magma olivino-basáltico e outra a partir da miscibilização dêsse magma basáltico com o residual da diferenciação primária que seria riolítico ou daci-riolítico (*). É, portanto, concebível uma concentração relativa do La, devido à recorrência de diferenciação segundo a qual os minerais ferro-magnesianos se separam deixando líquidos residuais, cada vez mais ricos em elementos alcalinos. Sabe-se que os lantanídios só ocorrem em muito baixa distribuição nos minerais ferro-magnesianos e cálcicos, devido às maiores dimensões de seus raios iônicos e isso também acontece em relação aos plagioclásios. Assim, vários fatores influem na concentração de La, a partir da miscibilização de magmas basálticos e graníticos até a formação de magma alcalino.

(*) Guimarães, D., (1960) — Bol. 107, Div. Fom. Prod. Min.

Nessa última fase de evolução magmática surge a possibilidade de fixação do La, segundo ponto de vista defendido por Wickman, em estudo referente ao comportamento dos metais das terras raras, durante a cristalização magmática.

Mostrou Wickman (*) que as terras ítricas são análogas ao cálcio bivalente por sua coordenação, enquanto que as terras céricas têm índices de coordenação maior. Como os valores energéticos dos metais das terras raras são elevados, êles deveriam ser encontrados nos cristalizados iniciais. Encontram-se êles, entretanto, nos líquidos resíduais pelo fato de ser impossível atingirem a neutralidade eletrostática nas estruturas dos primeiros silicatos separados do magma. Quando o berilo está presente e substitui o silício, mesmo em pequena proporção, é possível serem os lantanídios incorporados à estrutura dos feldspatos alcalinos, em particular o európio.

No caso particular das rochas alcalinas que contêm sílico-zirconatos (eudialita, catapleíta, giannettita) é provável que parte do Sr^{2+} seja substituída pelo lantânio (La^{3+}), mas não a totalidade dêsse metal de terras raras, pois os feldspatos alcalinos formados em temperatura elevada podem reter pequena quantidade de lantânio.

Nióbio

Os dados existentes sôbre a abundância relativa do nióbio estão consignados no quadro que se segue:

Em g/ton

	Rochas básicas		Granitos cálcicos		Granitos pobres em Ca		Sienitos nefelínicos	Sienitos feldspatóidicos
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(2)	(3)
Nb	19	19	20	20	21		310	284
Ta	1,1	1,1	3,6	4,2	4,2		0,8	—

(1) Turekian e Wedepohl (op. cit.)
(2) Rankama e Sahama (op. cit.)
(3) Sienitos feldspatóidicos do Brasil

O problema do enriquecimento em nióbio nas rochas nefelínicas se apresenta sob dois aspectos:

1.º) A origem do enriquecimento

2.º) O considerável aumento da relação Nb : Ta.

(*) Citado por Rankama e Sahama em Geoquímica (1954).

Em outras publicações, um dos autores (D. G.) chamou a atenção para o impasse da teoria que propôs a assimilação, por magmas ácidos, de calcários ou dolomitos como solução para o problema da gênese de rochas alcalinas feldspatóidicas.

O impasse reside no fato de se tornar impossível explicar a concentração relativa dos elementos-traços, como zircônio, nióbio, lantânio, titânio, etc.

Turekian e Wedepohl (op. cit.) dão para rochas calcárias os valores seguintes, na revisão recentemente feita sôbre dados da literatura:

Em g/ton

Rochas	Nb	Ta	Zr	La	Ti	V	Ba	Sr	Be
Carbonatos	0,3	0,0X	19	X	40	20	10	610	0,X
Carb. de sedimentação abissal	4,6	0,0X	20	10	770	20	190	2.000	0,X

Sòmente em relação ao Sr poderia haver acréscimo de concentração relativa para o magma formado pela diferenciação do produto de assimilação carbonática; para os outros elementos, justamente os mais significativos, haveria diluição.

De outro lado, as ocorrências brasileiras situando-se em regiões granito-gnáissicas, com escassas lentes de dolomito, não podem servir de apoio à teoria mencionada desde que se leve em conta o volume de rochas alcalinas do planalto de Poços de Caldas e da Serra de Itatiaia.

O processo mais complexo, proposto por Guimarães, contorna a dificuldade acima referida.

Quanto ao nióbio, se bem que uma pequena parte acompanhe o titânio nos diferenciados ultra-básicos de magmas toleíticos, a maior parte se conserva nos magmas residuais, cada vez mais ácidos.

A miscibilização de dois magmas em estágios extremos de diferenciação (olivina-basáltico e riolítico ou daci-riolítico), provocada pela intercorrência de crise epirogênica, renova afluxo dos elementos-traços que se reconcentram nos magmas residuais do miscibilizado, logo que se inicia nova diferenciação.

Enquanto o titânio se concentra nos diferenciados básico-alcalinos, o nióbio dele em parte se divorcia sob influência de novas condições físico-químicas tais como elevação da alcalinidade nos magmas residuais e enriquecimento em elementos voláteis.

A solubilidade do fluo-niobato de sódio ou de potássio em relação à fraca solubilidade do fluo-tantalato de potássio, parece ser uma das causas da retenção do nióbio nos magmas alcalinos finais e sua possível fixação nos sílico-zirconatos (eudialita, astrofilita, catapleíta, wöhlerita, etc.).

Vanádio

Em g/ton

	Rochas basálticas	Granitos cálcicos	Granitos alcalinos	Sienitos	Sienitos nefelínicos
V	250	88	44	30	35,8

Segundo Turekian e Wedepohl

O dado sôbre sienitos nefelínicos corresponde sòmente a tinguaítos, fonolitos, foiaítos e pulaskitos que são produtos finais de diferenciação de magmas formados por miscibilização.

O vanádio tem tendência a se concentrar nas segregações básicas dos magmas gábricos e também nas rochas básico-alcalinas. Por êsse motivo, o teôr de tal elemento diminui nas frações residuais até baixar ao nível de 20 a 47 g/ton nas rochas feldspatóidicas.

Na primeira fase de diferenciação, o vanádio é retido pelo magneto-ilmenita e na segunda, pelos piroxênios (augita e anfibólios das rochas básica-alcalinas).

Cromo, níquel, cobalto

Os teores nulos ou muito baixos das rochas feldspatóidicas demonstram sua retenção nos primeiros produtos de cristalização do magma basáltico. É de se presumir que o mesmo aconteça nas rochas básica-alcalinas e isso esclarece o desaparecimento dêsses metais nas rochas feldspatóidicas, pobres em piroxênio e anfibólios sódicos. Mesmo, apesar de as rochas investigadas conterem teôr relativamente elevado em piroxênios sódicos, elas apresentam teôres muito baixos ou nulos em Cr, Ni e Co.

O ankaratrito é um representante hipabissal ou extrusivo de variedades teralítico-gabróides e por isso seria de se esperar teores mais elevados em Co, Ni e Cr. Seu caráter basáltico decorre do hibridismo cujo quimismo toma nova direção devido à reabsorção parcial da olivina, com formação de nefelina ou analcita:

$$6CaAl_2Si_2O_8 + 3\,(Fe_2SiO_4 + Mg_2SiO_4) + 12Na^+ +$$
$$6SiO_2^- + 8(OH)^- \longrightarrow 6CaMgSi_2O_6 + 12NaAlSiO_4 + 2Fe_3O_4 + 8H^+$$
$$NaAlSi_3O_8 + Mg_2SiO_4 + Fe_2SiO_4 \longrightarrow NaAlSiO_4 + 2MgFeSi_2O_6$$

Excesso de água determina a alteração da nefelina em analcita. A reação acima tem lugar quando a concentração de elementos voláteis se

eleva durante o processo de cristalização tranqüila da lava ou de sua diferenciação promotora da separação de cristalizados básico-alcalinos.

ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE A DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS DOSADOS NOS FOIAÍTOS, PULASKITOS, TINGUAÍTOS E FONOLITOS

Zr e Nb — As médias correspondentes aos foiaítos, pulaskitos, tinguaítos e fonolitos são da mesma ordem de grandeza, mas em relação ao Zr há uma oscilação muito grande dos teôres nos fonolitos.

Y — Há uma grande variação dos teôres dêsse elemento nos fonolitos.

Co e Ni — Os teôres são baixos ou nulos, o que seria de se esperar quando se considera a teoria ortodoxa de diferenciação magmática segundo a qual êsses elementos se separam durante a fase inicial de diferenciação do magma básico, na fase sulfurada ou são retidos nos silicatos ferro-magnesianos.

Ga — É pouco expressiva a distribuição geoquímica dêsse elemento, pois nas rochas basálticas e graníticas seus teôres são de ordem de grandeza pouco diferente.

Be — Seus teôres são bastante baixos, porém relativamente mais elevados do que as médias dadas por Turekian e Wedepohl para os granitos. Isso é significativo quando se considera a hipótese genética de Guimarães, defendida para os magmas alcalinos (*).

V — A média geral (33,8 g/ton) é muito mais baixa do que a das rochas básicas e um pouco mais baixa do que a dos granitos. É provável que êsse elemento seja fixado nas frações diferenciadas de rochas básico-alcalinas. Aliás os ankaratritos deixam entrever essa circunstância (255 g/ton.)

Sc — Em geral é menor do que as médias dadas por Turekian e Wedepohl para rochas básicas e granitos.

Cr — Seus teôres são significativamente mais baixos que os das rochas básicas e os dos granitos cálcicos. Sua maior concentração nos ankaratritos (1892 g/ton) revela o hibridismo dessa variedade de rochas alcalinas básicas.

Apesar do grande número de rochas analisadas, as médias calculadas devem ser aproximadas visto como alguns elementos apresentam oscilação muito grande em seus teôres. Não obstante, torna-se clara a concentração relativamente elevada de certos elementos (Zr, La, Ba, Sr), fato êsse já discutido por Guimarães em duas outras publicações (**).

(*) Guimarães, D., (1960) — Bol. 107, Div. Fom. Prod. Min.

(**) Guimarães, D., (1960) — Bol. 28, Instituto de Tecnologia Industrial, Belo Horizonte.