

**PETROLOGIA DOS FILÕES GRANÍTICOS E SIENÍTICOS POTÁSSICOS DO
CINTURÃO MÓVEL SALVADOR-CURUÇÁ (BAHIA)**

H. Concelção

ABSTRACT

The polymetamorphic basement of the Salvador-Curuçá mobile-belt (CMSC) is intruded by a potassic dyke network composed by granitic and syenitic rocks associated with apatite-bearing pegmatite pockets. These dykes fill extensional fractures correlated to the late to pos-Transamazonic period.

The geologic, structural and chemical data support the hypothesis that these dykes represent a strong fractionated magma, saturated in fluor and enriched in potassium, related to important granitic postectonic magmatism that affected this part of the CMSC. The potassium syenitic dykes rich in barium represent cummatic products of the crystallization of a granitic magma coeval with the escape of the fluid phase.

In this context, apatite-bearing pegmatite pockets represent the product of complex metasomatic interactions between the magmatic fluids and the calciosilicatic rocks.

RESUMO

A rede filoniana potássica formada por rochas graníticas e sieníticas, à qual se associam os pegmatitos mineralizados em apatita, é intrusiva em fraturas distensivas nos terrenos polimetamórficos do Cinturão Móvel Salvador-Curuçá (CMSC), e correlatas ao período tardi a pós-Transamazônico.

Os dados geológicos, estruturais e litoquímicos sobre as rochas graníticas filonianas apontam a hipótese de que elas representam um líquido fortemente fracionado, saturado em flúor e enriquecido em potássio, proveniente do magmatismo granítico postectônico (1,9 Ga) expressivo nesta parte do CMSC. Os filões sieníticos com 11 a 13% K₂O, enriquecidos em bário, representam os produtos cumuláticos residuais da cristalização do magma granítico filoniano, formados quando do escape da fase fluida.

Neste contexto, os bolsões pegmatíticos mineralizados em apatita representam o produto das interações metassomáticas complexas entre os fluidos oriundos do magma filoniano e as rochas calciosilicáticas.

INTRODUÇÃO

As rochas sieníticas e graníticas potássicas conhecidas no Cinturão Móvel Salvador-Curuçá (CMSC), no Estado da Bahia (Fig. 1), apresentam-se em dois conjuntos distintos. Seja como plutões, que podem alcançar dimensões batolíticas, ou como uma complexa rede filoniana no embasamento granulítico e gnáissico-migmatítico.

Os plutões sieníticos intrusivos nos terrenos do CMSC apresentam idades entre 2,1 Ga, ao norte (Conceição, 1990), e 1,7 Ga, ao sul (Aillon & Barbosa, 1992), sugerindo zonalidade temporal deste magmatismo. Eles são alongados NS, seguindo o "trend" regional, indicando que as intrusões são controladas por antigas geossuturas reativadas desde o Transamazônico (Conceição et al., 1989a, b) até o Espinhaço.

A rede filoniana de textura fanerítica e pegmatítica, com composições graníticas e sieníticas potássicas, limita-se à parte centro-sul do CMSC, e distribui-se nas vizinhanças dos plutões postectônicos por uma região grosseiramente orientada NW-

SE, cobrindo uma área de 10.000 km², à qual se associam com frequência mineralizações de apatita.

Neste trabalho, serão apresentados e discutidos os dados obtidos dos filões das Fazendas São Tomé e Sapato, município de Pé de Serra, os das vizinhanças da cidade de Gavião e os de Ipirá estudados por Tanner de Oliveira & Jesus (1979) (Fig. 1).

CONTEXTO GEOLÓGICO

O CMSC é uma unidade geotectônica do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977) limitada lateralmente por dois núcleos antigos, Serrinha, a leste, e Remanso, a oeste (Mascarenhas, 1979) (Fig. 1).

Os terrenos polimetamórficos do CMSC podem ser agrupados em dois complexos: um supracrustal e outro infracrustal (Seixas et al., 1975; Delgado & Souza, 1975). O complexo supracrustal é constituído por mármore, diopsiditos, quartzitos, formações ferríferas e gnaisses aluminosos, que hospedam mineralizações de manganês (Conceição et al., 1992). Tanner de Olivei-

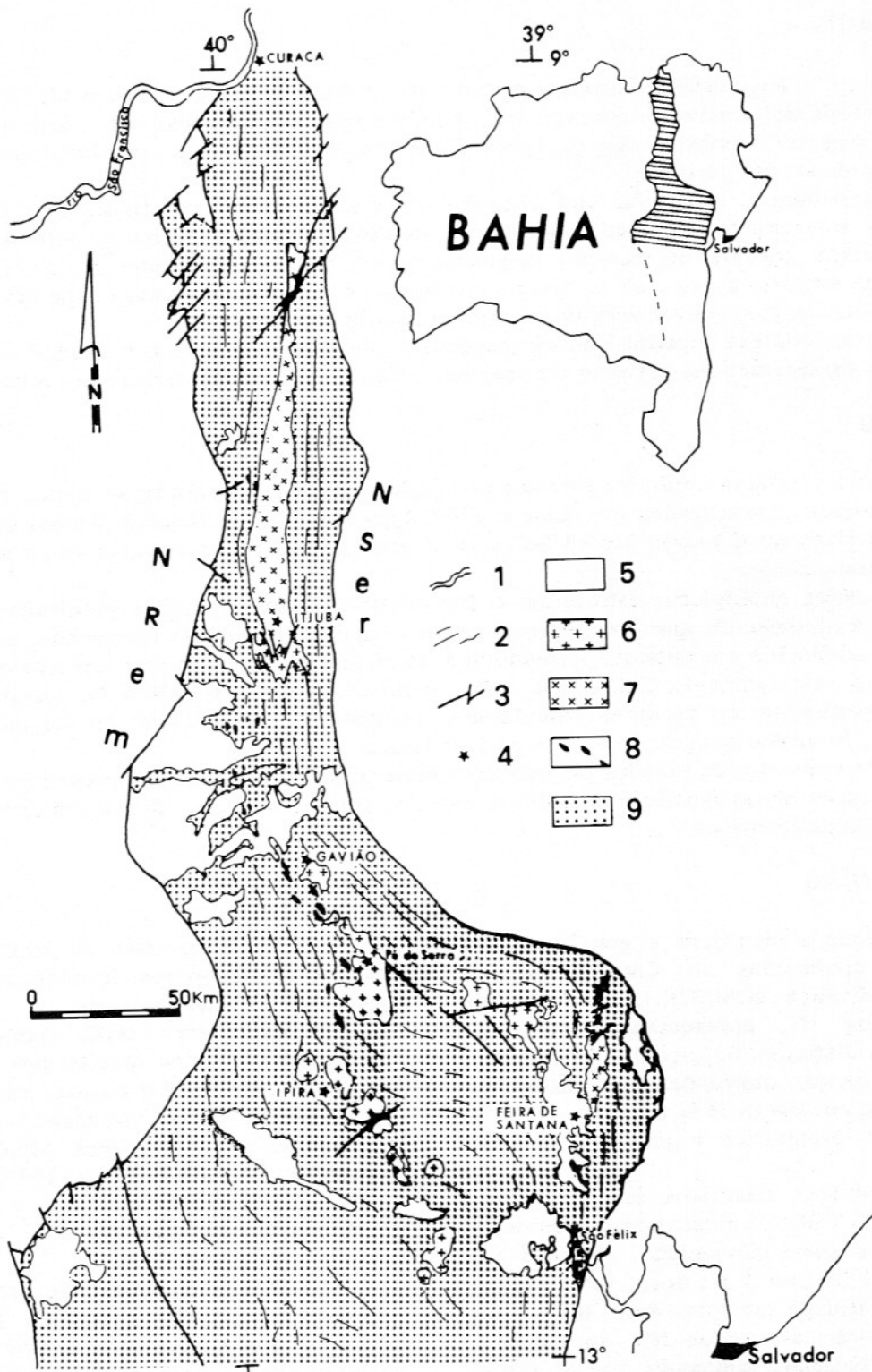


Figura 1 - Localização do Cinturão Móvel Salvador-Curuçá (CMSC), no Estado da Bahia, e mapa geológico simplificado do CMSC (1 = rio São Francisco, 2 = lineamentos estruturais, 3 = falhas, 4 = cidades, 5 = coberturas terció-quaternárias, 6 = plutões graníticos posttectônicos, 7 = maciços sieníticos, 8 = rochas calciossilicáticas (área de ocorrência dos sienitos potássicos), 9 = terrenos polimetamórficos do CMSC). NSer = núcleo Serrinha e NRem = núcleo Remanso.

ra (1976), com base nos estudos dos isótopos de oxigênio e de elementos terras raras das rochas calciossilicáticas define um protólito original sedimentar, posteriormente deformado e submetido ao metamorfismo granulítico. O complexo infracrustal é representado por rochas básicas-ultrabásicas (gabro-noríticas) de natureza toleítica, intermediárias de natureza cálcio-alcalina, tonalitos trondhjemitos e granodioritos (Teixeira, 1991).

Os trabalhos regionais recentes da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) no CMSC ratificam a existência dos núcleos antigos identificados por Mascarenhas (1979) e propõem um modelo estrutural complexo de evolução da região, marcado por colisão oblíqua, onde os terrenos do CMSC acavalgaram sobre os dois núcleos antigos adjacentes, com o desenvolvimento, posterior, de um sistema de falhas transcorrentes sinistrais NW/SE. Esta deformação modela a geometria das unidades litológicas em fatias, orientando-as segundo esta direção.

A granitogênese potássica tardi-tran-samazônica (1,9 Ga) tem sua colocação essencialmente controlada pelos falhamentos regionais NW-SE (Teixeira, 1991; Pinto, 1992). Os efeitos térmicos destes plutões provocaram nas encaixantes supracrustais acentuado grau de mobilização e migmatização localizada.

Aspectos de campo dos filões

Os filões graníticos e sieníticos estudados são corpos tabulares, intrusivos, com estrutura de fluxo marcada pelo alinhamento dos cristais de biotita e contêm usualmente xenólitos centimétricos das encaixantes em contato. Eles se dispõem geograficamente nas proximidades dos plutões graníticos posttectônicos de Pé de Serra e Gavião (Fig. 1). Apresentam em geral espessuras centimétricas a, no máximo, 1,5 m com terminações afuniladas controladas pela geometria das fraturas distensivas que preenchem. Estas, cortam as rochas encaixantes em uma rede onde dominam direções aproximadamente ortogonais, subhorizontais e verticais. É digno de nota que, nos sítios observados, o volume relativo dos filões graníticos é sempre superior ao dos sieníticos.

As composições sieníticas nos filões limitam-se sempre ao contato entre os filões graníticos e os pacotes decamétricos

de rochas calciossilicáticas (olivina-diopsiditos, olivina-mármore). Os sienitos apresentam-se sob forma de filões, mais frequente, ou de bolsões pegmatíticos, como observados por Veiga & Couto (1971) e Tanner de Oliveira & Jesus (1979).

Nas proximidades da cidade de Gavião (Fig. 1), é possível observar em três dimensões as relações de contato entre os filões e o nível de olivina-diopsidito que corta a estrada Ba 324 (Fig. 2). Os contatos entre os filões graníticos e as rochas calciossilicáticas são marcados pelo desenvolvimento de anfibólio verde, flogopita, titanita e o aparecimento das composições sieníticas. Observa-se a presença de brecha hidráulica nos filões e nas calciossilicáticas, indicando forte pressão de fluidos, cimentadas por material granítico e sienítico, respectivamente (Fig. 2).

PETROGRAFIA

Foram estudadas amostras representativas dos filões e de suas encaixantes nas ocorrências de Gavião, Fazendas São Tomé e Sapato, e de Ipirá (Fig. 1).

Filões de Gavião

Estes filões truncam a estrutura regional e são apenas afetados por deformação rígida, desenvolvendo texturas cataclásticas localizadas. São corpos de coloração avermelhada, com espessuras centimétricas, raramente métricas, e comprimento chegando a atingir 100 m. Eles são intrusivos nos gnaisses-migmatíticos, olivina-diopsiditos e anfibolitos (Complexo Araras, segundo Melo & Souza, 1991) que, nesta região, apresentam-se dobrados isoclinalmente com vergência para oeste (Fig. 2).

Os filões com espessuras menores que 50 cm são, via de regra, homogêneos. Eles são constituídos essencialmente por granitos hololeucocráticos com biotita e textura fanerítica fina a média. Os filões mais possantes, com espessuras entre 50 cm e 1,5 m, em contato com as rochas calciossilicáticas, apresentam, ocasionalmente, zonalidade textural marcada por granulação fanerítica fina nos bordos, que gradam à fácies de centro sienogranítica média a grossa. No contato com o olivina-diopsidito aparecem anfibólio, mica, titanita e a olivina desaparece. Por vezes, titanita é encontrada no sienito. São observados, eventualmente, bolsões pegmatíticos apresentando ou não

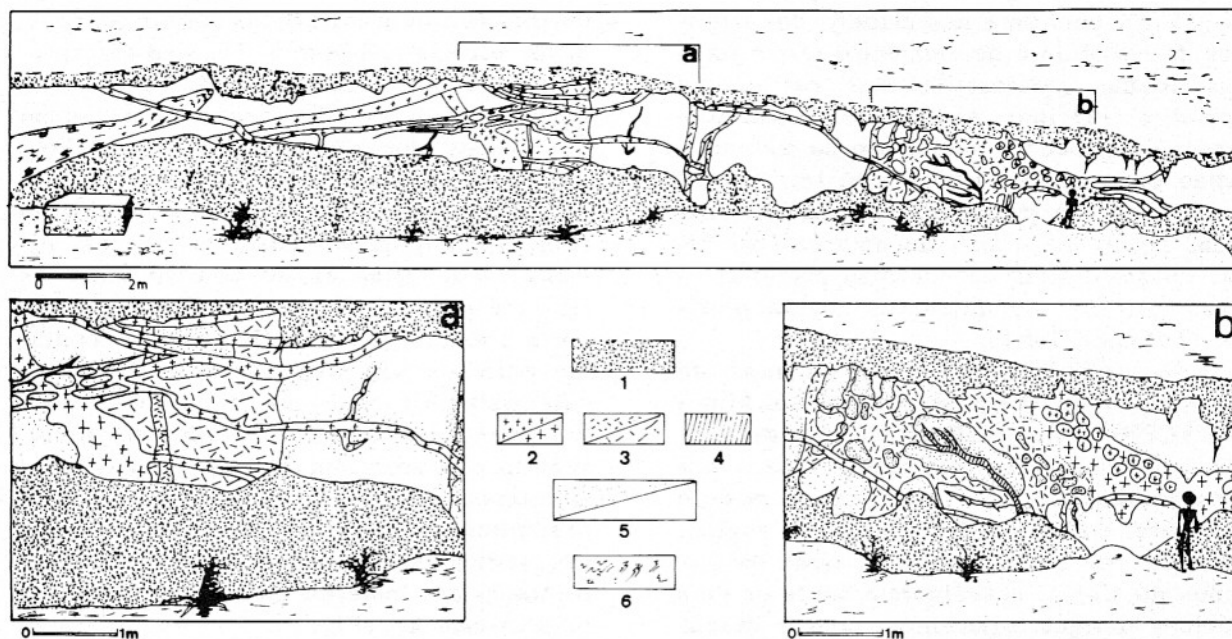


Figura 2 - Perfil geológico da ocorrência dos filões de Gavião. Detalhe das relações de contatos entre os filões graníticos, sieníticos e as rochas calciossilicáticas (a) e geometria da zona de brecha cimentada por sienito e por granito (b). 1 = solo e material rolado; 2 = filões graníticos (fanerítico fino/médio); 3 = filões sieníticos (fanerítico fino/médio); 4 = flogopitito; 5 = rochas calciossilicáticas (transformadas/sãs); e 6 = rochas migmatíticas.

contato com os filões.

As rochas sieníticas e graníticas são hololeucocráticas, com textura hipidiomórfica, constituídas por microclina pobremente pertítica, geminada segundo a lei albíta-periclina. Em alguns cristais, observa-se fantasmas da geminação Calrsbad. Nas fácies de bordo, o feldspato alcalino é poiquilítico, inclui com frequência anfibólio e, mais raramente, agregados de cristais de diopsídios coroados por anfibólio, biotita e titanita, interpretados como micro-xenocristais das rochas calciossilicáticas encaixantes. O plagioclásio (<15% An) apresenta-se subeuédrico, geminado segundo as leis albíta e albíta-Calrsbad, e altera-se para mica branca. A biotita marrom, apresenta inclusões ocasionais de apatita e zircão zonado. Apatita com baixo alongamento (<5), titanita, magnetita e zircão, são os acessórios.

Filões das Fazendas São Tomé e Sapato

Os filões das Fazendas São Tomé e Sapato, no município de Pé de Serra, são corpos aproximadamente tabulares, intrusivos em fraturas distensivas orientadas N290°-310°/86°-72°NE nas encaixantes

(mármore, diopsídios e flogopititos), seguindo o "trend" regional (Conceição, 1991).

São corpos homogêneos, essencialmente de sienitos hololeucocráticos vermelhos, com fácies graníticas subordinadas. Apresentam textura hipidiomórfica, fanerítica média, localmente grossa. São abundantes próximo a estes filões bolsões sieníticos com textura pegmatítica, onde cristais de feldspato alcalino podem atingir 25 cm e, as apatitas, cristalizadas tardiamente mostram dimensões centimétricas. As relações entre os filões e os bolsões pegmatíticos são complexas: ora truncando, ora sendo truncados. Elas indicam vários episódios de intrusões. Localmente, nestas rochas, observa-se o desenvolvimento de drusas centimétricas com quartzo e epídoto ao longo de fraturas que materializam a percolação de fluidos silicosos tardios. As mineralizações de apatita, de cor verde azulada, limitam-se às rochas com texturas pegmatíticas. Elas são afetadas, também, pelas soluções silicosas.

O feldspato alcalino pertítico é subeuédrico a euédrico, sendo geminado segundo as leis albíta e periclina e, por vezes, Calrsbad. Na fazenda São Tomé, ele é

de cor vermelha e tem forma prismática curta; já aqueles da fazenda de Sapato são de cor cinza e apresentam hábito tabular. Incluem magnetita, zircão, quartzo arredondado e, por vezes, albita, hornblenda e diopsídio. Os discretos cristais de albita apresentam-se bastante alterados. O quartzo é anédrico e intersticial. Apatita verde azulada, constituindo prismas curtos, e zircão são os acessórios constantes.

Filões de Ipirá

Três tipos petrográficos distintos estão presentes, encaixados em duas direções preferenciais de N80°E e N63°E, que correspondem àquelas dos falhamentos regionais (Tanner de Oliveira e Jesus, 1979). Eles são os filões graníticos róseos, cinzas, e os sieníticos róseos. São rochas hololeucocráticas, com texturas hipidiomórficas e alotriomórficas, localmente exibindo textura pegmatítica. Em alguns filões tem-se o desenvolvimento de texturas tectônicas com matriz protoclastica. A microclina é anédrica, finamente perítica, com geminação albita-periclina, incluindo apatita e quartzo arredondados. Nos filões graníticos róseos a microclina aparece em duas gerações: uma fortemente perítica, bastante alterada, e outra pobremente perítica, que não mostra sinais de alteração e apresenta a geminação albita-periclina bem desenvolvida. Seus contatos com o quartzo são do tipo côncavo-convexo, dispondo-se, ora incluindo o quartzo, ora sendo incluída nele. Texturas similares são observadas nas rochas sieníticas. Contudo, nestas, os zircões inclusos apresentam cor marrom escura a opaca. O plagioclásio varia de composição, de oligoclásio, nos termos graníticos, a oligoclásio-Na a albita, nos termos sieníticos. Apresentam-se como cristais subeudrícos a anédricos, freqüentemente alterados para minerais de argila, mica branca, e, localizadamente, incluem microclina. O quartzo ocorre sempre anédrico, intersticial, rico em inclusões fluidas bifásicas, e com extinção ondulante. Por vezes, seus grãos dispõem-se em agregados granulares, de contatos retos com ângulos de 120°. Estes cristais são pobres em inclusões fluidas e a textura poligonizada sugere recristalização posterior. Nas rochas sieníticas, o quartzo ocorre anédrico com aspecto injetado. Biotita, hornblenda, diopsídio, magnetita, titanita e zircão ocorrem como minerais acessórios. Entretanto, são mais fre-

qüentes nos termos sieníticos.

GEOQUÍMICA

Amostras representativas de rochas, dos feldspatos alcalinos, de apatitas dos filões sieníticos fanerísticos dos três sítios estudados (Sapato, São Tomé e Gavião), e de duas rochas calciossilicáticas de Gavião foram analisadas para os elementos maiores, menores e alguns traços, inclusive terras raras, por fluorescência de raios-X e ICP. As análises foram efetuadas no Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), Nancy-França, e na Geosol. A separação dos minerais foi efetuada pelos métodos clássicos de líquidos densos e magnética (Hutchinson, 1974). Os conteúdos de fósforo (0.08 a 0.19% P₂O₅) e ítrio (3.8 a 4.2 ppm) nos feldspatos sugerem a existência de diminutas inclusões de apatita. Os dados obtidos são listados nas Tabelas de 1 a 5.

Os filões das diferentes regiões apresentam composições de sienitos e granitos alcalinos (Fig. 3), evoluindo sobre um estreito patamar de valor de R₂ (de la Roche et al., 1980), indicando o fracionamento do feldspato alcalino. Esta evolução é comparável às das rochas alcalinas das suítes anorogênicas saturadas em silício (Batchelor & Bowden, 1985). São rochas de alcalinidade média (Fig. 4) e potássicas (29 > K₂O/Na₂O > 1.4). A presença de coríndon ou do metassilicato de potássio normativos (<1%) traduzem, provavelmente, as variações da composição dos feldspatos devido às substituições celsiana (BaAl₂Si₂O₈) e do silicato teórico de estrôncio (SrAl₂Si₂O₈).

Os diagramas de Harker (Fig. 5) colocam em evidência a correlação negativa para o K₂O e Al₂O₃, dispersão nos valores de Na₂O, CaO e nos baixos valores de Fe₂O_{3t}, MgO e TiO₂. Algumas amostras, contudo, apresentam valores mais elevados que o conjunto em CaO, Fe₂O_{3t}, e TiO₂. Estas correspondem às que contém xenocristais de diopsídio, anfibólio e titanita assimilados das encaixantes calciossilicáticas. A composição das rochas graníticas estudadas são comparáveis àquelas das fácies mais evoluídas (>70% SiO₂) dos maciços posttectônicos. A evolução descrita pelos sienitos, entretanto, é secante e empobrecida em MgO, CaO, TiO₂, MnO e P₂O₅ em relação aos granitos, sendo controlada pelo

Tabela 1 – Análises químicas e cálculos normativos dos filões granfíticos e sienfíticos potássicos estudados (440 = Fazenda Sapato, 441 e 442 = Fazenda São Tomé e 443, 494, 504, A e B = Gavião).

	440	440-A	440-B	440-C	440-D	441	441-A	441-B	441-C	442	493	494	504	A	B
SiO ₂	64,69	65,10	66,06	67,72	69,74	66,40	64,00	65,18	64,53	64,48	73,60	75,00	75,00	64,03	65,01
TiO ₂	0,12	0,13	0,14	0,16	0,08	0,27	0,13	0,14	0,12	0,01	0,05	0,10	0,05	0,02	0,20
Al ₂ O ₃	17,83	17,00	16,93	15,72	15,00	16,70	17,92	17,32	17,04	17,96	13,70	13,70	14,30	17,79	17,96
Fe ₂ O ₃	0,56	0,53	0,45	0,12	0,32	0,54	0,60	0,58	0,58	0,04	0,30	0,66	0,17	0,60	0,64
FeO											0,15	0,22	0,15		
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,05	0,09	0,30	0,32	0,13	0,36	0,08	0,21	0,21	0,02	0,26	0,12	0,10	0,02	0,09
CaO	0,73	0,52	0,49	0,45	0,92	0,43	0,80	0,72	0,68	5,47	1,30	0,67	0,78	0,57	0,89
Na ₂ O	2,43	2,61	2,68	2,69	4,31	2,72	2,31	3,00	2,53	0,02	1,50	3,60	3,30	2,56	2,56
K ₂ O	12,00	11,00	11,60	9,72	7,15	10,63	13,10	10,99	11,93	12,01	8,20	5,30	5,60	11,78	11,06
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,15	0,20	0,10	0,19	0,09	0,12	0,21	0,42	0,07	0,05	0,05	0,06	0,23
P.F.	0,81	0,85	0,98	0,96	0,89	0,78	0,56	0,70	0,99	0,35	0,04	0,03	0,45	0,68	0,56
CO ₂											< 0,05	< 0,05	< 0,05		
Total	99,44	99,78	99,78	98,06	98,64	99,02	99,59	98,96	98,82	100,80	99,18	99,46	99,96	98,12	99,21
Qz	3,38	6,96	5,18	11,21	14,88	8,87	0,00	2,25	3,18	10,14	30,45	31,95	32,57	2,67	6,30
Or	70,92	65,01	68,55	63,35	48,16	62,82	77,42	70,86	70,50	70,98	48,46	31,32	33,09	69,62	65,36
Ab	20,56	22,08	22,55	21,23	31,83	23,01	17,91	22,39	21,28	0,17	12,69	30,45	27,92	21,66	21,66
An	2,20	1,22				0,90				13,47	5,99	2,82	3,45	2,29	2,93
Aeg			0,10	0,06	0,17		0,21	0,31	0,11						
Di			1,18	0,56	1,27		1,50	2,18	1,67	0,24				0,13	
Hip	0,60	0,65	0,52			1,10			0,23		0,78	1,24	0,60	0,69	0,47
Wo				0,99	0,99		0,68	0,07		4,45					
Mt	0,15	0,14	0,07			0,15	0,05		0,10	0,01	0,04	0,24	0,09	0,16	0,17
Il	0,23	0,25	0,27	0,19	0,15	0,51	0,25	0,27	0,23	0,02	0,09	0,19	0,09	0,04	0,38
Esf				0,15											
Rut															
Cor	0,05	0,36				0,40					0,17	1,02	1,56		0,72
Ap	0,52	0,50	0,36	0,47	0,24	0,45	0,21	0,28	0,50	0,99	0,17	0,12	0,12	0,14	0,54
Met-K			0,34	0,34	1,03			0,61							

Tabela 2 – Análises químicas dos elementos traços dos filões estudados.

	Ba	Rb	Sr	Nb	Zr	Y
440	2831	263	223	<5	60	6,38
440-A	2913	260	220		120	
440-B	3148	238	198		183	
440-C	2742	198	171		291	
440-D	2913	171	128		112	
441	3183	230	185	<5	200	5,82
441-A	3050	258	235		78	
441-B	2980	261	232		123	
441-C	2730	290	241		65	
442	2293	263	222		62	
493	2240	290	300	<8	<5	21
494	620	260	150	19	140	19
504	860	220	140	8	140	10
A	2989	250	230	12	165	15

vetor de acumulação do feldspato alcalino (Fig. 5).

Nestas rochas os valores do somatório quartzo, albita e ortoclásio normativos são superiores a 90% e os conteúdos de anortita dos plagioclásios normativos são inferiores a 5% An. No clássico sistema Qz-Ab-Or (Tuttle & Bowen, 1958), a maior parte das rochas estudadas situa-se deslocada, à direita, do vale térmico dos líquidos residuais (Fig. 6), refletindo o seu caráter potássico; exceto no caso de três amostras de granitos que se alocam na pro-

ximidade do ponto mínimo a 2 kb, situando-se no centro da região ocupada pelos granitos postectônicos.

A ausência de texturas de reação ou cristalização epitáxica nos feldspatos alcalinos, associada à presença da albita tardia, sugere condições de cristalização em equilíbrio a partir de um magma granítico (Conceição et al., 1991b). A riqueza em potássio dos feldspatos alcalinos ($Or_{96}Ab_4An_1$), segundo os dados experimentais de Carron & Lagache (1980), reflete o caráter saturado em fluidos (subsolvus, Tuttle & Bowen, 1958), deste magma granítico filoniano. O mecanismo envolvendo a interação de um magma granítico não alcalino e rochas ricas em cálcio para a formação de sienitos foi inicialmente proposto por Daly & Shand (Shand, 1945). Contudo, esta hipótese envolve necessariamente a assimilação (fusão) das rochas cálcicas, propiciando a cristalização de minerais cálcicos (p.ex. plagioclásio), e o magma granítico passa a evoluir enriquecendo-se em álcalis e empobrecendo-se em sílica, podendo gerar alcali-feldspato-sienitos. No caso dos filões, este mecanismo seria de difícil viabilidade, haja visto que um magma granítico usual apresenta temperaturas entre 700 a 850°C, não possuindo portanto calor que propicie a fusão de um diopsidito com olivina (>900°C). Além disso, há de se considerar o fato de que os xenólitos presentes nos filões não apresentam texturas que apoiem a hipótese da fusão, mas sim transformações por incorporação de fluidos (diopsídio → tremolita).

Tabela 3 – Análises dos Terras Raras dos filões estudados.

	440	441	493	494	504	A
La	26,61	31,28	12,63	32,22	23,62	29,93
Ce	41,33	48,34	27,18	66,05	45,75	45,8
Nd	15,27	16,58	11,24	22,26	14,88	18,6
Sm	2,84	3,01	2,065	3,561	2,304	2,64
Eu	1,66	1,5	0,343	0,53	0,549	1,4
Gd	2,13	2,17	1,442	2,163	1,325	2,2
Dy	1,3	1,17	1,352	1,664	0,942	1,5
Ho			0,257	0,326	0,176	
Er	0,6	0,63	0,634	0,853	0,423	0,65
Yb	0,45	0,57	0,506	0,829	0,399	0,38
Lu	0,08	0,12	0,061	0,113	0,049	0,1
Tot TR	92,27	105,37	57,71	130,57	90,42	103,21

Tabela 4 – Análises químicas da média dos fácies evoluídos dos granitos postectônicos segundo os dados de Teixeira (1991) e Pinto (1992) [MGPT] e rochas calciossilicáticas (537 = não transformada e 509 = metassomatizada).

	MGPT	537	509
SiO ₂	71,62	54,80	63,20
TiO ₂	0,27	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	14,20	1,90	5,40
Fe ₂ O _{3t}	2,17	0,68	1,37
MnO	0,04	0,10	0,13
MgO	0,42	16,80	9,80
CaO	1,62	24,90	16,00
Na ₂ O	3,59	0,19	0,86
K ₂ O	5,23	0,04	1,30
P ₂ O ₅	0,10	0,05	0,32
F		0,046	0,054
CO ₂		0,10	0,15
P.F.	0,63	0,42	0,79
Total	99,89	100,08	99,42
Rb	219	<5	50
Ba	1394	23	1230
Sr	431	110	110
Nb		<8	<8
Y	33	10	25
Zr	498	73	50
La	42,73	3,040	22,940
Ce	59,36	10,670	57,150
Nd	20,18	4,379	23,780
Sm	4,09	0,923	4,368
Eu	1,32	0,134	0,402
Gd	2,98	0,700	3,242
Dy	2,00	0,566	2,785
Ho	0,36	0,102	0,523
Er	0,92	0,242	1,244
Yb	0,81	0,215	0,863
Lu	0,14	0,039	0,113

As rochas sieníticas e os granitos ricos em potássio estudados, de acordo com os dados experimentais (p.ex. Tuttle & Bowen, 1958; von Platen, 1965; Luth et al., 1964; Moorse, 1969; Nekvasil, 1990), não devem representar a simples cristalização em equilíbrio de um líquido mas, provavelmente, o produto da mistura sólido + líquido, ou mesmo, a fração sólida residual. Esta última hipótese encontra suporte na sua evolução em alto ângulo no diagrama

Qz-Ab-Or (Fig. 6), comparável à descrita para a composição dos sólidos produzidos em sistema que evolui segundo cristalização fracionada (Moorse, 1980; Fig. 15.12). Neste caso, seria necessário, no mínimo, o fracionamento da fase fluida do magma granítico filoniano. A formação de brechas nas calciossilicáticas cimentadas por sienitos e as transformações metassomáticas por elas sofridas com a formação de apatita, flogopita e tremolita, indicam efetivamente o escape de fase fluida silicosa rica em flúor, potássio e fósforo oriunda dos filões.

O caráter potássico é também presente em outras rochas sieníticas do CMSC (p.ex. Itiúba), que se aloca à direita dos líquidos residuais. Contudo, elas apresentam evolução no diagrama Qz-Ab-Or com concavidade inversa à dos filões potássicos. Esta evolução tem sido atribuída a um processo cumulativo (feldspato alcalino hipersolvus + líquido, Conceição, 1990 e Conceição et al., 1991b).

O zircônio apresenta uma correlação positiva com o silício dos sienitos aos granitos menos evoluídos (<70% SiO₂), estabilizando-se em um valor médio de 150 ppm nos granitos evoluídos (>74% SiO₂, Fig. 7). Estes valores são compatíveis aos admitidos para a saturação de líquidos félsicos metaluminosos (Watson, 1979a). As correlações negativas para o Ba, Sr e Rb são bem marcadas (Fig. 7). O ítrio varia de 5 a 6 ppm nos sienitos e de 10 a 21 ppm nos granitos. Outros elementos traços analisados (V, Sc, Ni, Cr, Cu, e Nb) apresentam teores baixos, normalmente inferiores a 8 ppm (Tabela 2).

A hipótese da cogeneticidade entre os filões graníticos e os sieníticos, devido às íntimas relações de campo e às evoluções dos elementos maiores, encontra suporte ao nível dos elementos traços e TR, materializado por espectros similares nos "spidergrams" (Fig. 8). Da comparação entre o espectro médio das fácies evoluídas dos granitos postectônicos (MGPT, Tabela 4) e os filões graníticos potássicos, observa-se uma mesma geometria (Fig. 8). Ressaltam-se, entretanto, os valores mais elevados no MGPT do que nos filões graníticos, em todos os elementos, exceto para o Ba, Rb e K. Estes indicam, provavelmente, taxas de acumulação de feldspato alcalino. As anomalias negativas em Sr, P, Ti, Yb, presentes em ambos, podem ser indicativas do fracionamento contínuo dos minerais aces-

Tabela 5 – Análises químicas de feldspatos e apatitas separados dos filões sieníticos (n.d. = não detectado).

Amostra	Feldspato alcalino			Apatita		
	440	441	A	440	441	A
SiO ₂	64,37	63,85	64,74	4,48	4,79	4,96
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	17,89	18,61	18,01	0,05	0,03	0,08
Fe ₂ O ₃	0,27	0,10	0,20	0,04	0,05	0,01
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	-
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,01	n.d.
CaO	0,19	0,15	0,20	55,47	56,09	55,89
Na ₂ O	0,35	0,35	0,43	0,02	0,04	0,03
K ₂ O	15,38	14,78	14,98	n.d.	n.d.	n.d.
P ₂ O ₅	0,19	0,08	0,01	33,42	34,51	32,96
P.F.	0,52	0,39	0,45	0,35	0,50	0,37
Total	99,17	98,32	99,03	93,87	96,02	94,30
Ba	8787	9999	8986	249	312	232
Rb	435	545	400	22	20	18
Sr	469	474	458	384	365	289
Zn	18	7	21	7	5	6
V	<5	<5	<5	28	19	23
Th	<5	<5	<5	885	965	783
Nb	<5	<5	<5	10	12	15
Zr	<5	<5	<5	7	<5	8
Co	12	11	11	n.d.	n.d.	n.d.
Y	3,85	4,26	3,99	240,55	236,76	189,57
La	25,43	32,32	30,54	279,51	350,41	268,92
Ce	42,60	50,30	45,89	938,93	1045,23	1009,23
Nd	15,52	20,35	13,98	478,68	510,59	483,69
Sm	2,55	2,76	1,98	91,27	105,37	95,61
Eu	0,63	0,74	0,67	14,50	13,58	13,01
Gd	1,87	2,43	1,69	69,63	72,32	68,79
Dy	0,87	1,96	1,01	46,19	50,78	49,34
Er	0,38	0,49	0,40	20,51	21,78	18,56
Yb	0,23	0,36	0,19	13,17	14,59	11,31
Lu	0,04	0,08	0,01	2,00	2,12	1,06
Σ	90,12	111,79	96,36	1954,39	2186,77	2019,52

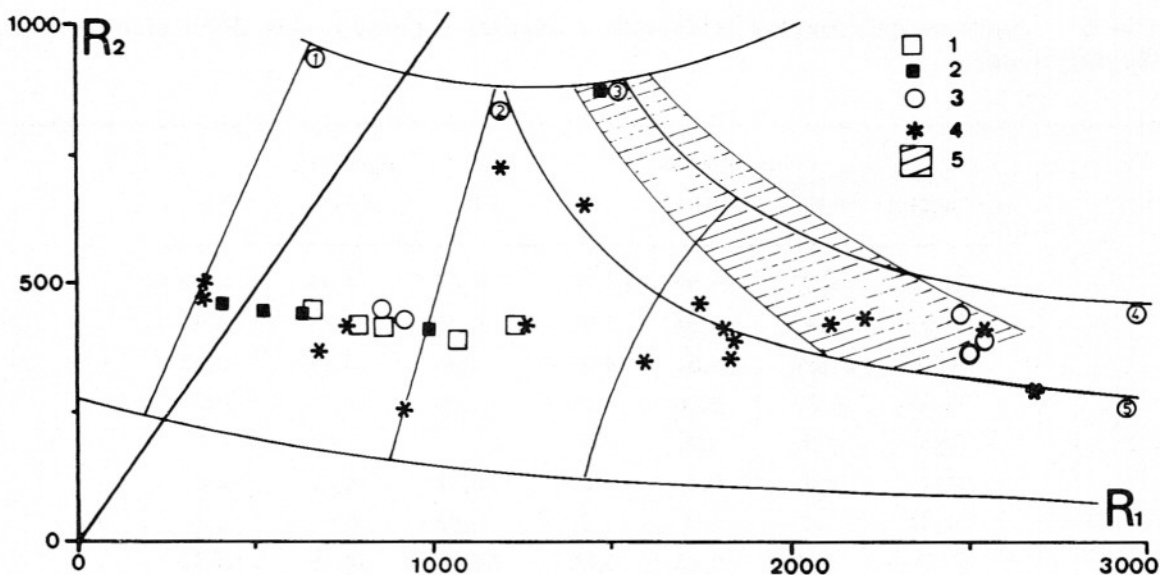


Figura 3 - Diagrama R_1 - R_2 (de la Roche et al., 1980) para as rochas estudadas [$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$]. Os números no interior dos círculos correspondem aos campos: alcali-feldspato sienito (1), quartzo-sienitos (2), quartzo-monzonito (3), granitos (4), granitos alcalinos (5). A numeração da legenda corresponde aos filões de: Fz. Sapato (1), Fz. São Tomé (2), Gavião (3), Ipirá (4). A região hachuriada corresponde a evolução dos granitos postectônicos segundo os dados de Teixeira (1991) e Pinto (1992).

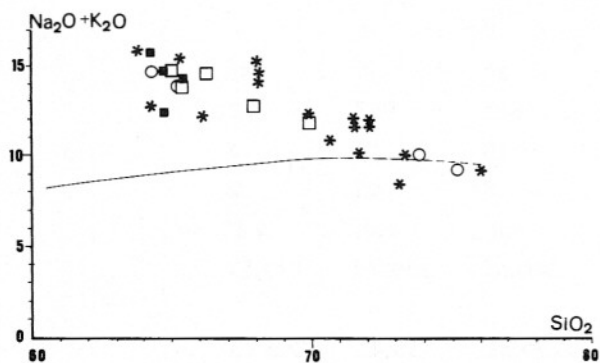


Figura 4 - Diagrama $Na_2O + K_2O - SiO_2$, com o limite entre as rochas alcalinas e subalcalinas segundo Irvine & Baragar (1971). Mesma legenda da Figura 3.

sórios (apatita, zircão e minerais opacos), comum em magmas metaluminosos evolutivos (Watson, 1979a, b).

Os espectros de TR dos filões são marcados pelo enriquecimento dos TRL (Fig. 9) com razão Ce_N/Yb_N , variando de 13 a 31, mais elevadas nos sienitos ($[Ce_N/Yb_N]_{\text{médlo}} = 25,6$) e menores nos

granitos ($[Ce_N/Yb_N]_{\text{médlo}} = 21,4$). Os filões sieníticos apresentam anomalias positivas em európio ($Eu/Eu^* = 1,7$ a $1,9$), contrastando com as negativas dos graníticos ($Eu/Eu^* = 0,5$ a $0,8$), sugerindo um processo de acumulação e fracionamento de feldspato, respectivamente.

Os efeitos da interação dos fluidos oriundos dos filões graníticos com as calciosilicáticas desestabilizam a mineralogia original destas rochas e promovem o aumento no conteúdo de Si, Al, Fe, Na, K, P, F, CO_2 , Rb, Ba, Sr, Y (Tabela 4) e de todos os TR ($\Sigma TR 21 \rightarrow 117$), da anomalia em európio ($0,3 \rightarrow 0,5$), bem como a diminuição da anomalia em cério ($1,54 \rightarrow 1,24$, Fig. 10). A capacidade de transporte de metais por fluidos graníticos, assim como o coeficiente de partição mineral/fluido, são fortemente influenciados pelos valores dos halogênios que eles transportam, notadamente o cloro (p.ex. Holland, 1972). O conhecimento destes valores para este fluido é atualmente desconhecido, contudo, o estudo das inclusões fluidas bifásicas nos cristais de quartzo das rochas filonianas poderá fornecer esta informação. De qualquer maneira, o aumento da anomalia em európio e a diminuição da de cério indicam

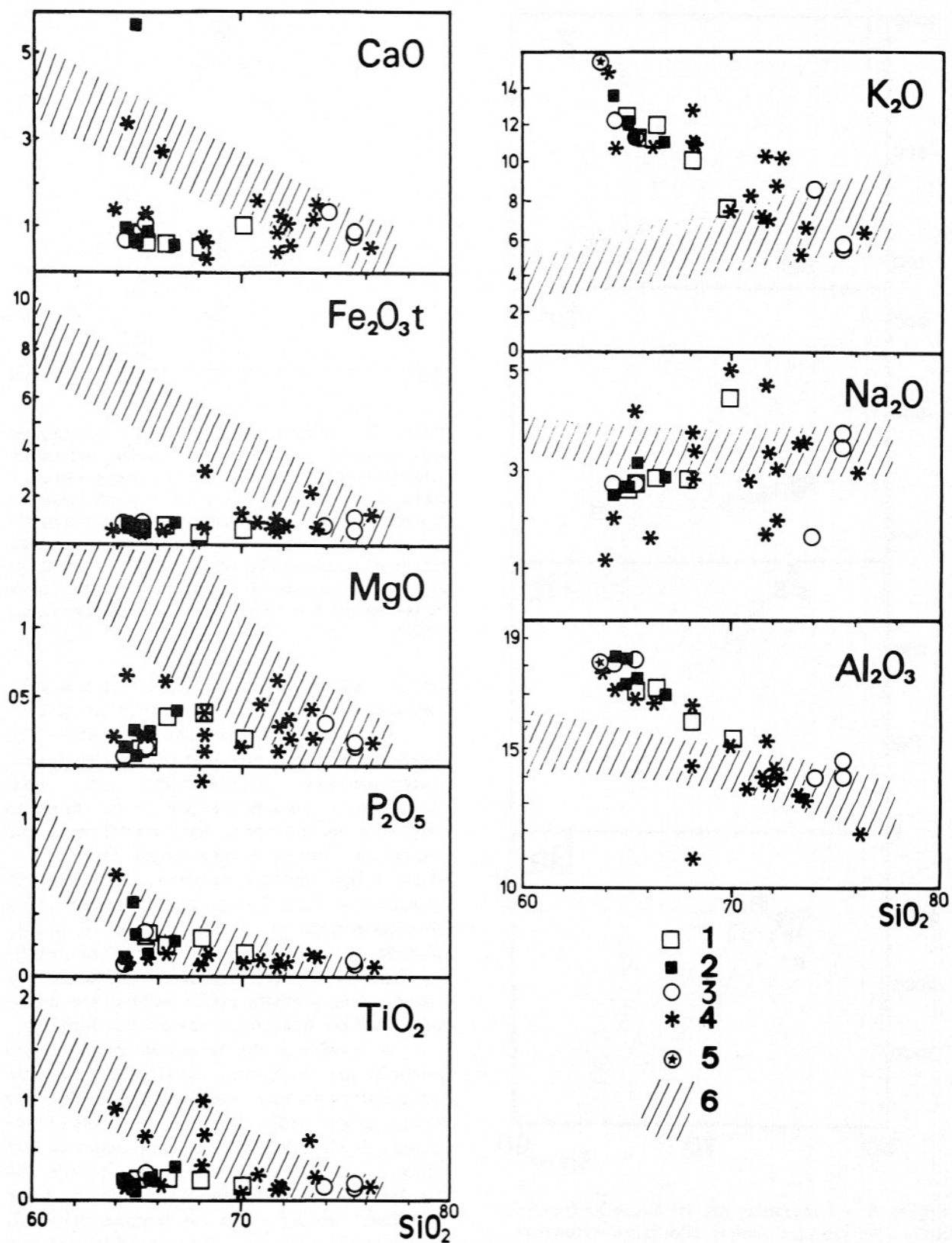


Figura 5 – Diagrama de Harker para as rochas filonianas estudadas, mesma legenda da Figura 3. Composição média dos feldspatos das rochas sieníticas (Tabela 5) [5]. A região hachuriada corresponde à evolução dos granitos postectônicos.

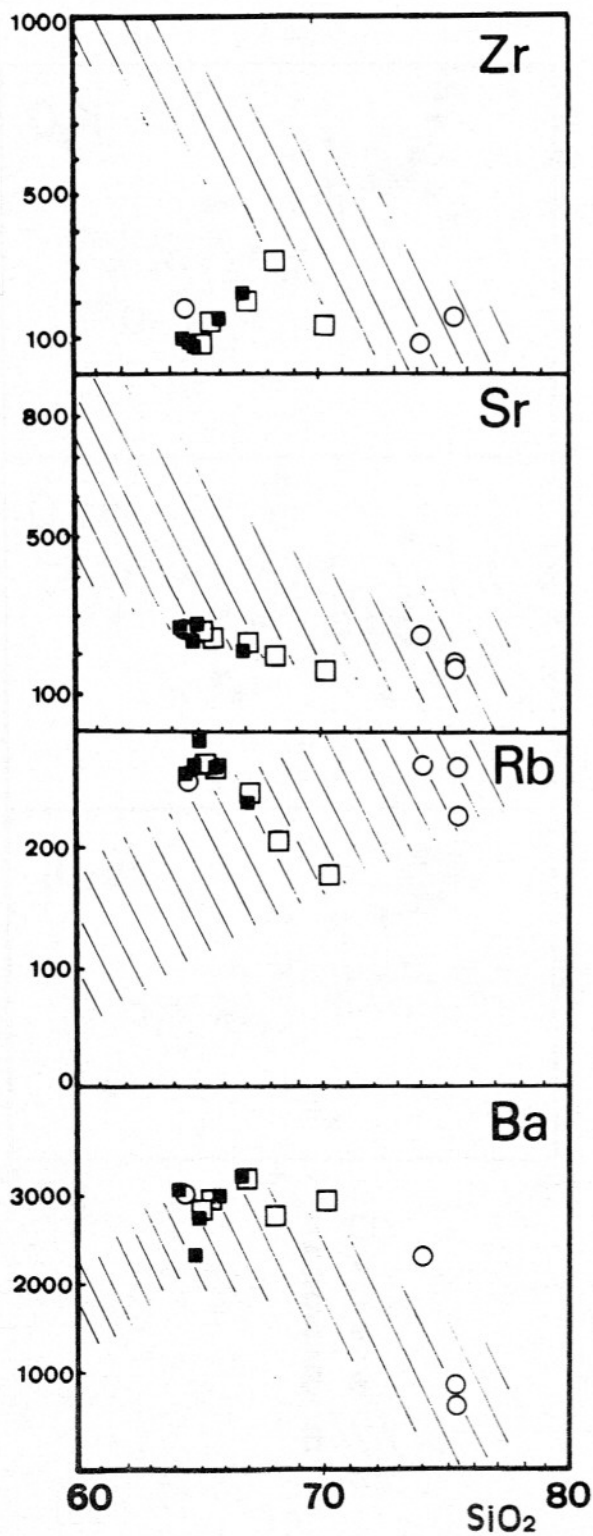


Figura 6 - Diagramas Zr, Sr, Rb, e Ba (ppm) - SiO₂ (%) para as rochas filonianas estudadas. Mesma legenda da Figura 5.

um fluido empobrecido em európio e fortemente enriquecido em cério. De acordo com os estudos de Michard (1989), fluidos com fortes anomalias em Eu e enriquecidos

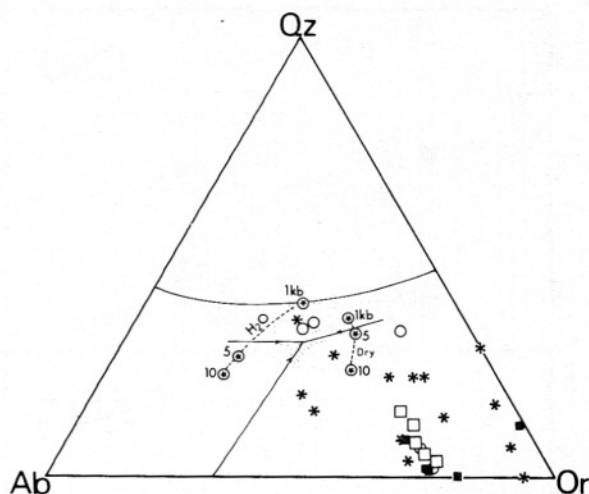


Figura 7 - Diagrama Qz-Ab-Or normativos apresentando as rochas filonianas estudadas (mesma legenda da Figura 3) e o campo hachurado corresponde ao dos granitos postectônicos. Apresenta também as posições dos pontos mínimos a vários valores de pressões sob condições hidratadas e secas (Tuttle & Bowen, 1958; Luth et al., 1964; Luth, 1969). A curva cotética para os feldspatos é para 3% An (James & Hamilton, 1969).

em TR são normalmente restritos a temperaturas elevadas, pH < 7 e ricos em cloro.

Os feldspatos potássicos (Tabela 5), fracamente perfiticos, das rochas sieníticas, apresentam-se enriquecidos em TRL ($Ce_N/Yb_N = 36$ a 62) e com fraca anomalia negativa de európio, nas ocorrências das fazendas Sapato e São Tomé ($Eu/Eu^* = 0,8$), a ligeiramente positiva, na de Gavião ($Eu/Eu^* = 1,1$). Estes dados revelam que o feldspato alcalino potássico não é o responsável, portanto, pelas anomalias positivas em európio das rochas sieníticas, o que sugere que a albita tardia seja deste feldspato ou fase acessória rica em európio(?).

A ausência de anomalia positiva em európio em feldspatos alcalinos é descrita para outras rochas sieníticas do CMSC, por exemplo em Itiúba (Conceição, 1990; Conceição & Correia, 1992). Esta ausência tem sido explicada pela não incorporação do európio pelos feldspatos, devido a forte atividade do Sr e Ba no magma original. Esta hipótese foi inicialmente advogada por Birk et al. (1979) para explicar a ausência de anomalias negativas em európio em sienitos, utilizando-se das observações de Taylor et al. (1968) sobre as correlações negativas entre o Eu, Sr e Ba, o que implica necessariamente em um magma original enriquecido em bário e estrôncio.

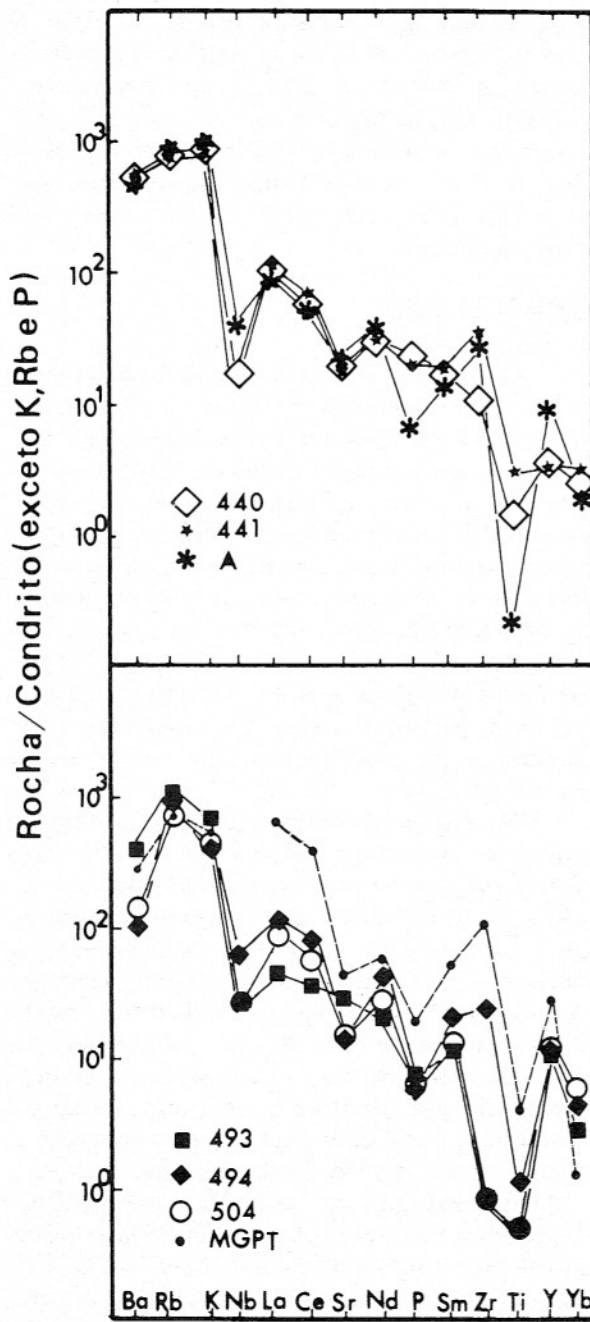


Figura 8 - "Spidergrams" para as rochas sieníticas e graníticas estudadas (os números correspondem aos das amostras, Tabelas 2 e 3), e MGPT representa a média dos granitos postectônicos com $69 < \%SiO_2 < 71$ (Tabela 4). A normalização foi efetuada segundo Thompson et al., (1984).

As apatitas associadas aos filões sieníticos (Tabela 5) apresentam valores de Sr superiores aos de Ba, indicando uma cristalização a partir de magma potássico (Dawson et al., 1985; Edgar, 1989). Elas caracterizam-se pelo somatório dos TR compreendidos entre 152 e 2086 ppm, es-

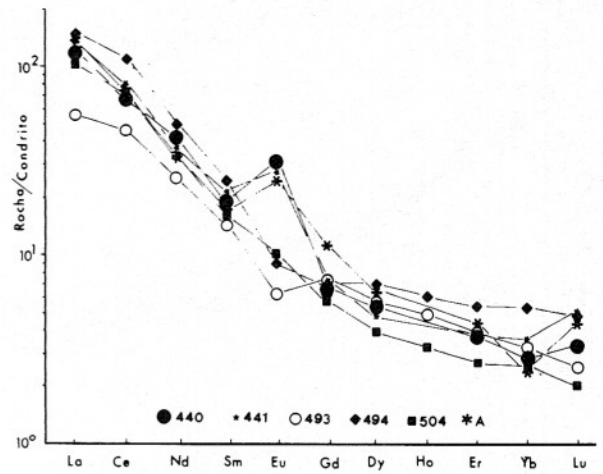


Figura 9 - Diagrama dos TR, normalizados pelo condrito Cl (Evensen et al., 1978) para as rochas filonianas. A região hachuriada corresponde à dos granitos postectônicos.

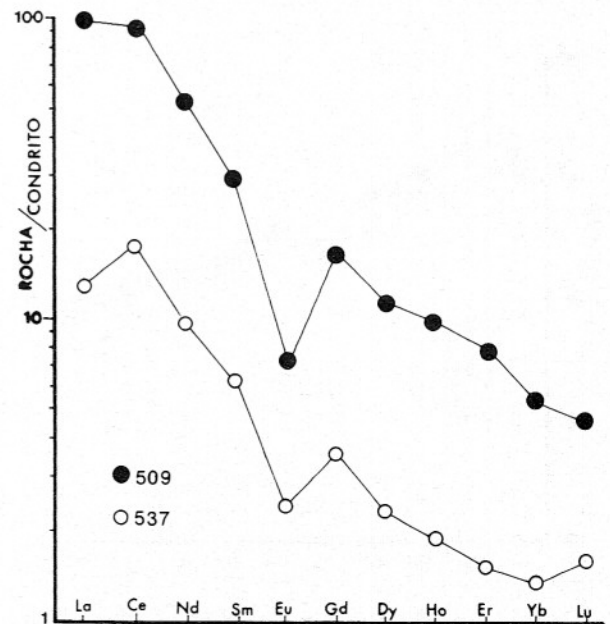


Figura 10 - Diagrama dos TR, normalizados pelo condrito de Evensen et al., (1978), para as rochas calciossilicáticas: sã (537) e metassomática (509).

pectros similares entre si, marcados pelas seguintes anomalias: positiva em cério ($Ce/Ce^* = 1,2-1,4$) e negativa em európio ($Eu/Eu^* = 0,18-0,46$). A anomalia positiva em cério reflete, provavelmente, a assinatura complexa da interação da fase fluida, associada ao magma filoniano, com as rochas calciossilicáticas. Os conteúdos de TR

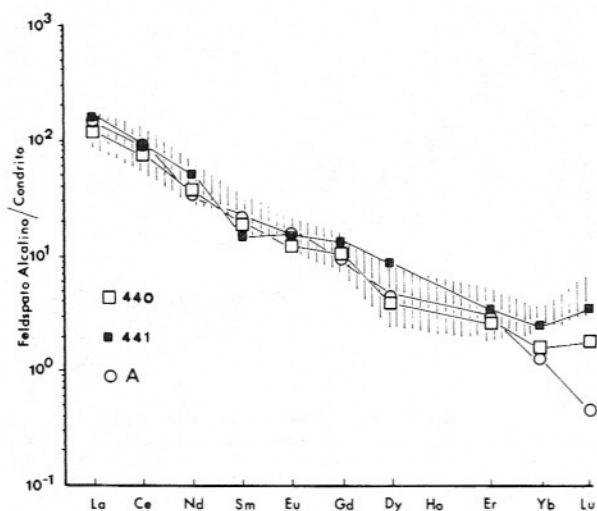


Figura 11 - Diagrama dos TR, normalizado pelo condrito Cl (Evensen et al., 1978), para os feldspatos das rochas sieníticas e a região hachuriada corresponde ao dos feldspatos hipersolvus do maciço de Itiúba (Conceição, 1990; Conceição & Correia, 1992).

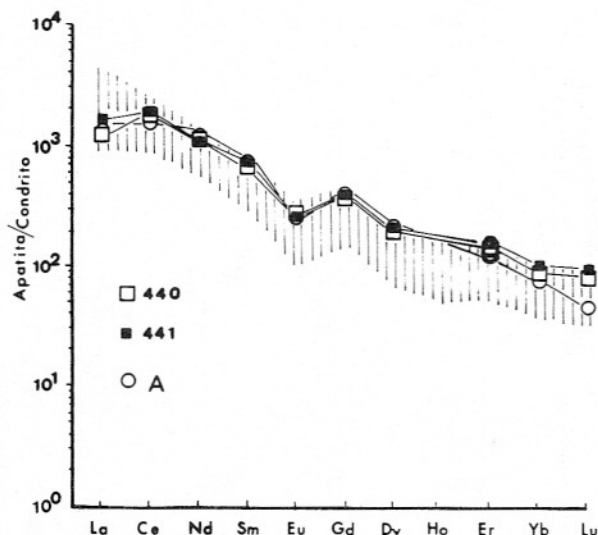


Figura 12 - Diagrama dos TR, normalizado pelo condrito Cl (Evensen et al., 1978) para as apatitas dos diferentes sítios estudados. A região hachuriada corresponde às apatitas associadas aos bolsões pegmatíticos desta região, segundo os dados de Veiga & Couto (1971).

destas apatitas são relativamente elevados quando comparados aos de apatitas sedimentares, mas baixos em relação aos de rochas peralcalinas subsaturadas em silício (Rónsbo, 1989; Dutra & Formoso, 1991), refletindo provavelmente o caráter metaluminoso potássico do magma original (Conceição, 1990). Os dados disponíveis sobre apatitas associadas a filões e bolsões pegmatíticos, mineralizados em apatita, de ou-

tros sítios nesta mesma região (Veiga & Couto, 1971; Tanner de Oliveira, 1976 e Dutra & Formoso, 1991), apresentam espectros similares, entretanto, sem que seja constante a anomalia positiva em cério, o que indica a complexibilidade do processo metassomático entre os fluidos e as calciossilicáticas.

CONCLUSÕES

Os filões potássicos que ocorrem na região compreendida entre as cidades de Pé de Serra e Gavião, na Bahia, intrusivos nos terrenos polimetamórficos do CMSC, preenchem fraturas distensivas e as relações estruturais caracterizam uma colocação postectônica. Suas ocorrências, sempre limitadas às proximidades dos plutões graníticos postectônicos, datados de 1,9 Ga, associados às evidências litoquímicas, sugerem que os filões graníticos representam o produto fracionado dos granitos mais evoluídos destes plutões (70-72% SiO₂), saturados em fluidos.

Os filões sieníticos, sempre condicionados a uma interação complexa entre os filões graníticos potássicos e as rochas calciossilicáticas, segundo os dados litoquímicos, representam provavelmente o resíduo sólido cristalizado a partir do magma filoniano granítico potássico, subsolvus, devido ao escape da fase fluida. A formação de brechas nas rochas calciossilicáticas cimentadas por sienitos e as transformações metassomáticas sofridas por elas indicam o forte fracionamento da fase fluida.

A evolução química das rochas calciossilicáticas sob ação dos fluidos conduz a um aumento significativo de F e TR, exceto o Eu, o que acentua ainda mais a anomalia negativa existente. Estas características indicam um fluido de alta temperatura, rico em cloro, de pH < 7. Da interação dos fluidos provenientes dos filões potássicos com as rochas calciossilicáticas são reunidos os ingredientes essenciais (cálcio das rochas calciossilicáticas, o flúor, P e os TR dos fluidos) para as mineralizações de apatita nos bolsões pegmatíticos da região central do Cinturão Móvel Salvador-Curuçá.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho foi possível graças aos auxílios do CNPq (n.ºs. 403640/90-3 e 300200/91-9).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AILLON, M.P. & BARBOSA, J.F.S. (1992) Rochas metamórficas de alto grau da região de Cachoeira, São Felix e Cruz das Almas - Bahia. I Simp. Reg. Geol. Bahia-Sergipe, Ext. Abst., 52-54.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1977) O cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**: 349-364.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, **48**: 43-55.
- BARKER, F.; WONES, D.R.; SHARP, W.M.; DESBOROUGH, G.A. (1975) The Pikes Peak batholit, Colorado Front Range, and a model for the origin of gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precam. Res.*, **2**: 97-160.
- BIRK, D.; KOLOGENEN, T.; ROSENBERG, R.J. (1979) Rare earth distribution in archaic granitoid plutons of the Wabigoon volcanic-plutonic belt, northwest Ontario. *Cand. J. Earth Sci.*, **16**: 270-289.
- BURNHAM, C.W. & NEKVASIL, H. (1986) Equilibrium properties of granite pegmatite magma. *Am. Mineral.*, **71**: 239-263.
- CARRON, J.P. & LAGACHE, M. (1980) Étude expérimentale du fractionnement des éléments Rb, Cs, Sr et Ba entre feldspaths alcalins, solutions hydrothermales et liquides silicatés dans le système Q.Ab.Or à 2 kbar entre 700° et 800°C. *Bull. de Minéralogie*, **103**: 571-578.
- CONCEIÇÃO, H. (1990) Petrologie du massif syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude mineralogique des roches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil). Tese de doutoramento, Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay-França, 395p.
- CONCEIÇÃO, H. (1991) Dique sienítico das fazendas São Tomé e Sapato: exemplo de magmatismo hiperpotássico no Estado da Bahia. 43º Reunião Anual da SBPC, Anais, 691-692.
- CONCEIÇÃO, H. & CORREIA, D.R. (1992) Feldspatos alcalinos das rochas sieníticas do Estado da Bahia: o caso particular do maciço sienítico de Itiúba. I Simp. Reg. Geol. Bahia-Sergipe, Anais, 26-29.
- CONCEIÇÃO, H.; BONIN, B.; SABATE, P.; LAMEYRE, J. (1989a) Le massif syénitique proterozóique d'Itiúba (Bahia, Brésil): contexte géologique et pétrologie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, sér. II: 45-50.
- CONCEIÇÃO, H.; SABATE, P.; ALONSO, M.D.; BONIN, B. (1989b) Mise en évidence d'un contrôle structural de la mise en place du massif syénitique d'âge protérozoïque inférieur d'Itiúba (Bahia, Brésil). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, sér. II: 403-408.
- CONCEIÇÃO, H.; BARBOSA, J.F.S.; AILLON, M.P. (1991a) O maciço sienítico de São Félix-Bahia: petrologia e implicações geodinâmicas. 3º Congr. Bras. Geoq., São Paulo, Ext. Abst., **1**: 134-138.
- CONCEIÇÃO, H.; SABATE, P.; BONIN, B. (1991b) The Itiúba alkaline syenite massif, Bahia State (Brazil): mineralogical, geochemical and petrological constraints-relations to the genesis of rapakivi magmatism. *Precam. Res.*, **51**: 283-314.
- CONCEIÇÃO, H.; CONCEIÇÃO, R.V.; PLACID, J.; CORREA GOMES, L.C.; CONCEIÇÃO, M.A.G. (1992) Maciço sienítico de Santanópolis (Bahia): geologia e petrografia. I Simp. Reg. Geol. Bahia-Sergipe, Anais, 22-25.
- DAWSON, J.B.; SMITH, J.V.; JONES, A.P. (1985) A comparative study of bulk rock and mineral chemistry of olivine melilites and associated rocks from East and South Africa. *N. Jb. Miner. Abh.*, **152**: 143-175.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND-CLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses: its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**: 183-210.
- DELGADO, I. de M. & SOUZA, J.D. de (1975) Projeto Cobre Curuçá: geologia do distrito cuprífero do rio Curuçá, Bahia, Brasil. Relatório Final, CPRM, Salvador, Convênio DNPM/CPRM, 9 v.
- DUTRA, C.V. & FORMOSO, M.L.L. (1991) Algumas considerações sobre a distribuição de ETR em apatitas. 3º Congr. Bras. Geoq., Bol. Res., **2**: 640-646.
- EDGAR, A.D. (1989) Barium- and strontium-enriched apatites in lamproites from West Kimberley, Western Australia. *Am. Mineral.*, **74**: 889-895.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**: 1199-1212.
- HOLLAND, H.D. (1972) Granites, solutions, and base metal deposits. *Econ. Geol.*, **67**: 281-301.
- HUTCHINTON, C.S. (1974) Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. Wiley-Interscience, New York, 472p.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Cand. J. Earth Sci.*, **8**: 523-548.
- JAMES, R.S. & HAMILTON, D.L. (1969) Phase relations in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂ at 1 kbar water vapour pressure. *Contr. Mineral. Petrol.*, **21**: 111-141.
- LUTH, W.C. (1969) The systems NaAlSi₃O₈-

- SiO₂ and KAlSi₃O₈-SiO₂ to 20 Kb and the relationship between H₂O content, P_{H₂O} and P_{Total} in granitic magmas. *Am. J. Sci.*, **267-A**: 325-341.
- LUTH, W.C.; JANS, R.H.; TUTTLE, O. (1964) The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, **64**: 760-773.
- MASCARENHAS, J. de F. (1979) Evolução tectônica do Precambriano do Estado da Bahia. In: Inda, H.A.V. (ed.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, **2**: 57-165.
- MELO, R.C. & SOUZA, J.D. (1991) Aspectos Gerais da Região da Folha Pintadas (SC.24-Y-D-V). In: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, texto explicativo da Folha Pintadas. MIF-SNMM-DNPM, 3-12.
- MICHARD, A. (1989) Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 745-750.
- MOORSE, S.A. (1969) Syenites. *Carn. Inst. Year Book.*, **67**: 112-120.
- MOORSE, S.A. (1980) Basalts and phase diagrams: an introduction to the quantitative use of phase diagrams in igneous petrology. Springer-Verlag, 493p.
- NEKVASIL, H. (1990) Reaction relations in the granite system: implications for trachytic and syenitic magmas. *Am. Mineral.*, **75**: 560-571.
- PINTO, M.A.S. (1992) Petrogênese da associação plutônica da região de Pé de Serra-Bahia, Brasil. Dissertação de Mestrado, Dep. Geol., UFBA, 128p.
- RONSBØ, J.G. (1989) Coupled substitution involving REEs, Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion, South Greenland and the petrological implications. *Am. Mineral.*, **74**: 896-901.
- SEIXAS, S.R.; MARINHO, M.M.; MORAES FILHO, O. (1975) Projeto Bahia II: geologia das folhas de Serrinha e Itaberaba. Relatório Final, CPRM-Salvador, Convênio DNPM/CPRM, 6 v.
- SHAND, S.J. (1945) The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks. *Am. J. Sci.*, **234-A**: 495-507.
- TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F. (1976) Petrologia e geoquímica dos mármores e calciosilicáticas-Ipirá, Bahia. Dissertação de Mestrado, Dep. Geol., UFBA, 138p.
- TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F. & JESUS, V.F. de (1979) Petrologia dos sienitos e granitos de Ipirá-Bahia. Atas 9^o Simp. Geol. Nordeste, 317-331.
- TAYLOR, S.R.; EWART, A.; CAPP, A.C. (1968) Leucogranites and rhyolites trace evidence for fractionated crystallization and partial melting. *Lithos*, **1**: 179-186.
- TEIXEIRA, L.R. (1991) Geoquímica da Folha Pintadas (SC.24-Y-D-V). In: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, texto explicativo da Folha Pintadas. MIF-SNMM-DNPM, 79-115.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; PARRY, S.J. (1984) An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R.S. Lond.*, **A310**: 549-590.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **74**: 153p.
- VEIGA, P. & COUTO, P.A. (1971) Projeto Apatita. Relatório final, CPRM-Salvador, Convênio DNPM/CPRM, 75p.
- von PLATEN, H. (1965) Kristallisation granitischer Schmelzen. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **11**: 334-381.
- WATSON, B.E. (1979a) Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**: 407-419.
- WATSON, B.E. (1979b) Apatite saturation in basic and intermediate magmas. *Geophys. Res. Lett.*, **6**: 937-940.