



PETROLOGIA DO MAGMATISMO ALCALINO POTÁSSICO COM AFINIDADE LAMPROFÍRICA E ASSINATURA DE SUBDUÇÃO NO SUL DO ESTADO DA BAHIA: MACIÇO SIENÍTICO DE ANURI

H. Conceição^{1,2,3}, O.M.C. de Oliveira³, H. Martin⁴, M.L.S. Rosa³, R.V. Conceição^{3,5}, J. Plá Cid^{3,5}

¹Departamento de Geoquímica-UFBA, Rua Barão de Geremoabo, s/n, CEP 40.210-340, Salvador, BA

²Programa de Pesquisa e Pós-graduação em Geofísica-UFBA, Rua Caetano Moura, 123, CEP 40.210-340, Salvador, BA

³Curso de Pós-graduação em Geologia-UFBA, Rua Caetano Moura, 123, CEP 40.210-340, Salvador, BA

⁴Université Blaise Pascal, UMRS 6524 CNRS, 5, Rue Kessler, F-6308, Clermont-Ferrand, França

⁵Curso de Pós-graduação em Geociências - UFRGS (atual), Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS

Recebido em 07/96; aprovado para publicação em 03/97

ABSTRACT

The early Proterozoic Anuri massif, located in southern Bahia (Brazil), is an homogeneous intrusion constituted by leucocratic syenites and diopside-phlogopite-apatite cumulates. Chemical data of minerals and their texture relationship show, at least, two important stages of crystallization: (i) diopside-phlogopite-apatite, crystallized earlier under high pressure (≈ 50 km), and (ii) amphibole-alkali feldspar, whose crystallization occurred at mesozonal levels (≈ 15 km). Geochemical data suggest that these syenites represent the evolution of an alkali-potassic magmatism enriched in Ba, Sr, Rb and REE, with subduction signatures. Geochemical modeling demands a magma with lamprophyric composition (minette) to explain the generation of these rocks and partial melt processes of a metassomatic mantle.

RESUMO

O maciço sienítico de Anuri, localizado no sul do Estado da Bahia, correlacionado ao Proterozóico Inferior, é uma intrusão homogênea, constituída, essencialmente, por sienitos leucocráticos e cumulatos de diopsídio, flogopita e apatita.

As relações texturais e o quimismo dos minerais evidenciam duas etapas importantes de cristalização: (i) o diopsídio, flogopita e apatita cristalizam-se precocemente a pressões elevadas (~ 50 km) e, posteriormente, (ii) cristalizam-se o anfibólio e o feldspato alcalino, quando o magma atinge condições mesozonais (~ 15 km). Neste contexto, o caráter hipersolvus e a saturação em sílica nestas rochas são argumentados pela cristalização do anfibólio.

Estes sienitos representam a expressão de um magmatismo alcalino potássico, enriquecido em Ba, Sr, K, Rb e ETR, com assinatura de subducção. As modelagens geoquímicas efetuadas apontam a necessidade de se considerar um magma máfico lamprofírico (minético), para explicar geração dos sienitos e dos cumulatos observados. Para justificar o perfil geoquímico, presente nestas rochas, torna-se imperativo invocar a fusão parcial de um manto metassomatizado.

INTRODUÇÃO

No setor centro-leste do Estado da Bahia, existe um grande alinhamento de plutões sieníticos, que perfaz mais de 600 km de extensão. Estes corpos chegam a alcançar dimensões batolíticas (e.g. o sienito de Itiúba aflora por 1800 km²) e apresentam uma geometria característica, alongada NS, lembrando a forma de dique. Os estudos desenvolvidos nestes plutões (Itiúba - Conceição, 1990; São Félix - Rosa, 1994, e Santanópolis - Conceição, 1994) permitiram: (i) caracterizar o caráter alcalino potássico e a cogeneticidade entre estas intrusões, e (ii) com base nas relações estruturais, sugerir a existência de uma geossutura NS no final do Proterozóico Inferior, que alojou e condicionou a forma destes corpos.

Os estudos geológicos regionais efetuados por Silva Filho *et al.* (1974), na parte sul da Bahia, evidenciaram a existência de duas intrusões sieníticas (Anuri, com 70 km², e Itamaratí, com 40 km²), com características de campo e petrográficas comparáveis às reportadas aos sienitos do centro leste do estado.

Diante da questão óbvia: os sienitos de Anuri e Itamarati constituem a expressão sul do plutonismo alcalino potássico?, selecionou-se, como objeto de estudo, o maciço de Anuri, por sua maior expressão cartográfica. Nele, foram realizados estudos de campo, petrográficos, mineraloquímicos e geoquímicos, objetivando responder esta questão. Neste trabalho, estes dados são apresentados e discutidos.

DOMÍNIOS TECTÔNICOS E MAGMATISMO ASSOCIADO NO SUL DO ESTADO DA BAHIA

Na porção do sul do Estado da Bahia, são reconhecidos dois domínios colisionais distintos (Figs. 1A e 1B): um de idade transamazônica (Cinturão Móvel Costeiro Atlântico) e outro, mais recente, correlacionado ao Brasileiro (Faixa Móvel Araçuaí).

O Cinturão Móvel Costeiro Atlântico (Mascarenhas, 1979) agrupa, predominantemente, rochas metaígneas com porções restritas de protólitos sedimentares (J.F.S. Barbosa, com. verbal). Os estudos realizados por Silva Filho *et al.* (1974), Figueiredo (1989), Barbosa (1991) e Oliveira *et al.* (1993) permitem identificar, nesta região, um sistema colisional (Fig. 1A), com dinâmica de leste para oeste, onde predominam rochas de natureza cálcio-alcalina, com termos toleíticos tipo arco e shoshonitos subordinados. Ainda neste período, nas etapas finais do Transamazônico, após o pico metamórfico granulítico, são intrusivos magmas lamprofíricos (diques e *stocks* espessartíticos; Souto, 1972), monzoníticos (Oliveira *et al.*, 1993) e sieníticos (Oliveira, 1995).

A Faixa Móvel Araçuaí traduz uma colisão, de oeste para leste, de terrenos essencialmente sedimentares (kingzíticos) sobre o Cráton de São Francisco. Nesta faixa, as expressões plutônicas deste evento (Fig. 1B) materializam-se por batólitos de natureza leucogranítica, onde é freqüente encontrar-se pórfiros centimétricos de cordierita roxa, granada, moscovita e silimanita e plutonismo cálcio-alcalino (Concei-

ção & Otero, 1996). Nos terrenos do Cráton, nos estágios pós a tardi-Brasiliano, instala-se, controlado por grandes suturas, um magmatismo alcalino miasquítico (cf. Conceição *et al.*, 1992).

ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

O maciço sienítico de Anuri (MSA) constitui um plutão alongado NS por aproximadamente 35 km, com largura média de 2 km (Fig. 1C). Topograficamente, este corpo expressa-se, na parte sul, como morros de pequeno porte e, a norte, a partir da cidade de Jussari, tem relevo arrasado. Distingue-se das rochas gnáissico-granulíticas encaixantes, nas observações em fotos aéreas ou imagens de radar, pela menor densidade da rede de drenagem e seus sistemas de fraturas e falhas que lembram juntas de resfriamento. As rochas sieníticas desaparecem na parte sul, encobertas pelos metassedimentos da Bacia do Rio Pardo e, a norte, na zona de cisalhamento Itabuna-Itajú do Colônia.

O MSA é constituído por rochas com uma estrutura gnáissica marcada pela orientação dos minerais máficos (N0-10°/70-80°E). Uma forte lineação mineral sub-horizontal (N10°/12°) mostra efeitos de um cisalhamento transcorrente sinistral (Oliveira, 1995). O plutão é deslocado por falhamentos tardios com orientações E-W e NW-SE. Associada a esta direção, tem-se a intrusão de filões básicos alcalinos correlacionada ao Brasileiro (M.A.F. Tanner de Oliveira, com. verbal). Os contatos com as unidades metamórficas do embasamento é feito por falhas,

sendo freqüentemente encobertos por sedimentos coluviais e fluviais.

O MSA é um corpo composicionalmente homogêneo, onde dominam sienitos gnáissicos leucocráticos (>99%), localmente porfíricos de cor violácea. De forma subordinada, ocorrem sienitos máficos cumuláticos dispostos em camadas e alguns filões hololeucocráticos tardios, de composição sienítica.

Os sienitos máficos são cumulatos com textura fanerítica grossa e um anisotropismo incipiente, dado pela orientação dos cristais de mica, concordante com o presente nos sienitos gnáissicos (descritos a seguir). Estes cumulatos ocorrem como camadas com espessuras de até 1,8 m e são mais abundantes na parte sul do maciço. Gradam para os sienitos gnáissicos por uma série de ritmitos com espessuras centimétricas. Nos sienitos máficos, a fase *cumulus* é constituída por diopsídio, mica marrom e apatita (Tabela 1). Os cristais de diopsídio (35-54% vol.) são anédricos, têm cor verde intensa e tamanhos variando de 3,5 a 1,5 mm. Contêm, com freqüência, inclusões de cristais aciculares de apatita. Os cristais de apatita *cumulus* têm forma arredondada (até 3,5 % vol.) e tamanho 2-0,8 mm. A mica *cumulus* é euédrica, apresenta cor marrom com pleocroísmo com tons avermelhados e tamanho em torno de 1,8 mm. A fase *intercumulus* é constituída por cristais anédricos de feldspato alcalino pertítico (0,6-0,05 mm), macroscopicamente com cor cinza, mica e minerais opacos. Esse último é anédrico e ocupa os interstícios entre os cristais de feldspato alcalino. Os minerais da fase *intercumulus* têm como inclusões cristais

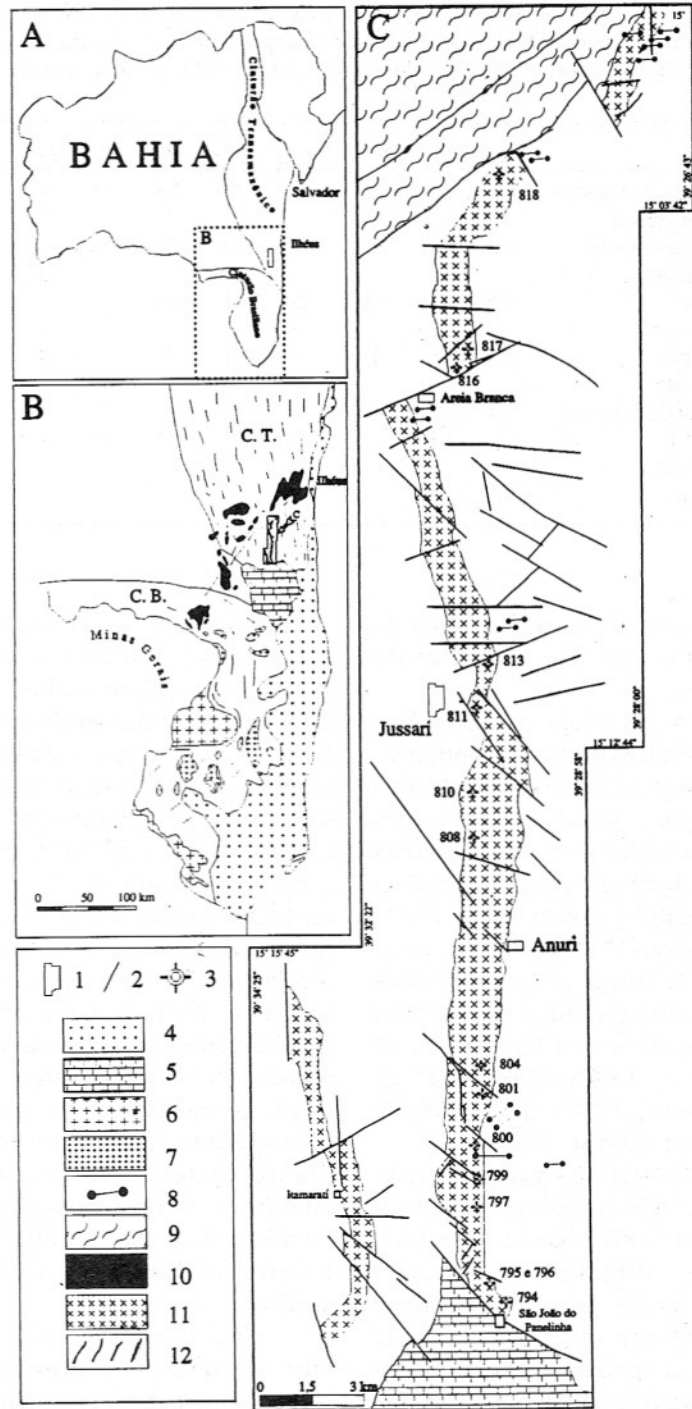


Figura 1 - Esquema do Estado da Bahia apresentando os cinturões Transamazônico (Cinturão Móvel Costeiro Atlântico) e Brasileiro (Faixa Móvel de Araçuaí) [A]. Síntese, segundo Conceição & Otero (1996), do plutonismo da parte sul da Bahia (C.T.= Cinturão Transamazônico e C.B.= Cinturão Brasileiro) [B]. Mapa geológico simplificado do maciço sienítico de Anuri, cf. Oliveira (1995) [C]. Cidade (1), fraturas e falhas (2), localização das amostras (3), sedimentos recentes (4), metassedimentos da Bacia do Rio Pardo (5), leucogranitos (6), granitos cálcio-alcalinos (7), filões básicos (8), zona de cisalhamento (9), rochas alcalinas miasquíticas (10), sienitos de Anuri e Itamarati (11) e terrenos dos cinturões móveis (12).

Tabela 1 - Análises modais representativas das diferentes fácies petrográficas do maciço sienítico de Anuri: cumulatos máficos (Ams. 800 e 794 correspondem a camadas com 1,5 m de espessura e 795 a um ritmito com 20 cm de espessura); sienitos gnáissicos (Ams. 818 a 797); e filão sienítico (Am. 976).

	800	794	795	816	813	810	799	801	797	811	817	808	818	804	796
Feldspato Alcalino	20	31	45	20	50	58	54	50	58	70	88	90	80	90	100
Plagioclásio					5	5		10							
Clinopiroxênio	44	54	35	45	25	20	35		10					5	
Anfibólio								30	25	20	8	5			
Mica	32,5	13	15	26	10	10	5	<1	<1	<1	<1	<1	<1	5	
Quartzo				8	8			5	3	7	2	2	20		
Apatita	3,5	2	1	1	2	2	1	2	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Esfênio					<1		<1						<1	<1	<1
Minerais Opacos	<1	<1	4	<1	<1	5	5	3	3	3	2	3	<1	<1	<1
Zircão	<1	<1		<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Epidoto													<1		
Calcita	<1	<1													

aciculares e/ou arredondada de apatita, zircão e minerais opacos.

A presença de episódios cumuláticos precoces, constituídos por diopsídio e apatita (\pm mica), é uma feição comum na evolução dos sienitos potássicos do leste da Bahia (Conceição, 1990; Rosa 1994; Conceição, 1994); sendo, também, usualmente mencionadas nos fracionamentos de magmas ultrapotássicos (Thompson & Fowler, 1986; Mitchell & Bergman, 1991; Rock, 1987; Laval & Hottin, 1992).

Os sienitos gnáissicos são rochas mesocráticas a leucocráticas com textura fanerítica média, atingindo, localmente, granulação grossa. Os tipos porfíricos chegam a conter 10% de fenocristais de feldspato alcalino com até 6 cm. Os minerais essenciais presentes são os mesmos descritos nos sienitos máficos cumuláticos, acrescentando-se anfibólio, quartzo e raros cristais de plagioclásio. Os cristais de feldspato alcalino pertítico apresentam macroscopicamente cor branca, com uma tonalidade violácea, refletindo, provavelmente, a grande quantidade

de de minerais opacos inclusos. Os minerais máficos ocorrem sempre em aglomerados, lembrando as texturas glomeroporfíricas das rochas vulcânicas. Nestes glomérulos, é possível identificar-se o caráter precoce da paragênese diopsídio, apatita e mica, seguida da formação uralítica do anfibólio verde, o que é confirmado pelos dados modais (Tabela 1), onde a presença do anfibólio é marcada pela diminuição ou desaparecimento do clinopiroxênio e da mica. Os acessórios frequentes são: apatita e zircão, ocasionalmente observa-se titanita e allanita. Calcita e pistacita são os minerais usuais de alteração e ocorrem nas microfaturas tardias.

Os filões sieníticos ocorrem em fraturas centimétricas (<40 cm de espessura). São álcali-feldspato sienitos hololeucocráticos, *hipersolvus* e têm, como acessórios, anfibólio, mica, sulfetos e óxidos de Fe-Ti.

SEQÜÊNCIA DE CRISTALIZAÇÃO

As diferentes texturas e estruturas observadas nas fácies

petrográficas desta intrusão sugerem acumulação dos minerais cristalizados precocemente (diopsídio, mica e apatita). Estes são segregados em camadas, formando as fácies cumulativas. As texturas em glomérulos, reunindo clinopiroxênio, mica e apatita presentes nos sienitos gnáissicos, podem refletir as etapas intermediárias desta segregação, seguindo-se, a este estágio, a cristalização do anfibólio e do feldspato alcalino. Neste contexto, a cristalização do anfibólio produz, provavelmente, a extração de água do sistema magmático ($\leq 2\%$ H₂O), favorecendo as condições *hipersolvus* para cristalização de um único feldspato. Nas etapas finais do estado magmático, formam-se os filões que representam, provavelmente, líquidos evoluídos, expulsos para as fraturas.

MINERALOGIA

As descrições dos minerais, apresentadas a seguir, seguem a ordem de cristalização. As análises foram efetuadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGEO-UFBA.

Tabela 4 - Análises representativas dos anfibólios do sienito de Anuri (C = centro e B = borda). O cálculo da fórmula estrutural foi efetuado considerando-se 22 oxigênios.

Amostra	817		816		808	
	Posição C	B	C	B	C	B
SiO ₂	44,67	45,83	45,23	45,97	46,10	46,31
TiO ₂	1,85	1,68	1,78	1,79	1,48	1,03
Al ₂ O ₃	8,92	8,09	9,13	8,83	8,38	8,11
FeO	13,35	12,08	12,55	12,02	12,90	12,44
MnO	0,26	0,25	0,17	0,22	0,19	0,17
MgO	13,45	14,21	13,53	14,38	14,12	14,94
CaO	11,42	11,53	11,49	11,90	11,52	11,86
Na ₂ O	2,11	1,97	2,08	2,12	2,24	1,90
K ₂ O	1,41	1,28	1,43	1,36	1,29	1,34
F	1,15	0,92	0,97	0,96	1,13	0,83
O=F	-0,48	-0,39	-0,41	-0,40	-0,48	-0,35
Total	98,12	97,46	97,95	99,15	98,87	98,58
Si	6,599	6,761	6,672	6,684	6,722	6,731
Al ₄	1,401	1,239	1,328	1,316	1,278	1,269
Ti	0,206	0,187	0,198	0,196	0,162	0,113
Al ₆	0,152	0,168	0,260	0,197	0,162	0,120
Fe ₂	1,298	1,244	1,369	1,289	1,257	1,065
Fe ₃	0,349	0,244	0,177	0,170	0,313	0,445
Mn	0,033	0,031	0,021	0,027	0,023	0,021
Mg	2,962	3,125	2,975	3,117	3,068	3,236
Ca	1,808	1,823	1,816	1,853	1,800	1,847
Na	0,605	0,563	0,595	0,597	0,633	0,535
K	0,266	0,241	0,268	0,253	0,240	0,248
Total	15,679	15,627	15,679	15,700	15,660	15,631

sional é um traço característico nos sienitos alcalinos metaluminosos das suítes potássicas/ultrapotássicas (cf. Conceição, 1990). O baixo conteúdo em titânio no diopsídio pode refletir: (i) um magma parental pobre em titânio; (ii) a preferência do titânio pela flogopita, quando esta cristaliza-se simultaneamente com clinopiroxênio (Foley *et al.*, 1987); e (iii) fracionamento precoce de óxidos ferro-titanados (Ti-magnetita, ilmenita...). A última hipótese pode ser descartada, pois os óxidos de Fe-Ti cristalizam-se tardiamente nestas rochas. A primeira e a segunda hipóteses podem ter agido em conjunto para explicar a

pobreza de titânio das rochas (descrita a seguir) nos clinopiroxênios e os elevados valores de titânio presente nas micas *cumulus*. Os dados experimentais de Edgar *et al.* (1976) sobre a cristalização de clinopiroxênios em magmas ultrapotássicos explicam a riqueza em cálcio e os baixos conteúdos em Al e Ti nesses minerais, como reflexo da alta atividade do potássio que, nestes magmas, impede o desenvolvimento de ligações do tipo Ca-Al e Ca-Ti com as cadeias básicas dos inossilatos. Estes mesmos autores chamam atenção para o fato de que as altas razões Al/Ti nos clinopiroxênios cálcio-magnesianos, como os presen-

tes nas rochas do MSA, são indicativos de pressões elevadas (>10 kbar). Conclusões similares são reportadas nos trabalhos experimentais de Esperança & Holloway (1986).

As micas marrons, presentes no MAS, são quimicamente biotitas magnesianas e flogopitas titaníferas normais (Tabela 3, Fig. 2A e 2B), embora algumas apresentem caráter tetrassilicoso (Si>6 na fórmula estrutural [f.e.]). Dois grupos podem ser reconhecidos com base nos valores de titânio: as flogopitas *cumulus* ricas em titânio (0,51-0,6 Ti f.e.) e as com moderados valores neste elemento (0,3-0,42 Ti f.e.; Fig. 2C), representadas pelas micas *intercumulus* e as dos sienitos gnáissicos. Normalmente, o conteúdo de titânio nas micas é interpretado como o reflexo da temperatura de cristalização (Deer *et al.*, 1992). Seifert & Schreyer (1971), a partir de estudos experimentais, explicam o caráter tetrassilicoso nas micas como resultado da substituição $Mg + 2Al(IV) \leftrightarrow 2Si + [\text{sítio vago}]$, que expressa a fraca atividade de alumínio e alta de magnésio do meio.

Embora não se tenha realizado de forma sistemática análises químicas dos cristais de apatita, as duas efetuadas colocaram em evidência o preenchimento de 80% do flúor no radical aniônico. Este dado permite denominar as apatitas deste maciço como flúor-apatitas.

Os anfibólios verdes do MSA apresentam composições limitadas a edenita e edenita-hornblenda (Tabela 4, Fig. 3A). Segundo os critérios estabelecidos por Leake (1971), as edenitas de Anuri posicionam-se no campo dos anfibólios magmáticos (Fig. 3B). Estes cristais são caracterizados pelos baixos valores de Ti (<0,21

f.e.), refletindo, provavelmente, sua formação uralítica a partir do diopsídio pobre em titânio. As pressões obtidas, utilizando-se a equação proposta por Johnson & Rutherford (1989), são da ordem de $2,8 \pm 0,4$ kbar. A cristalização do anfibólio, a partir da desestabilização do clinopiroxênio, é um processo bem conhecido (e.g. Bowen, 1956) e tem por efeito empobrecer o sistema magmático em fluídos (até 2%) e aumentar o seu conteúdo de quartzo normativo. Admitindo-se que os dados geobarométricos reflitam as condições reais para a cristalização do anfibólio, esta processa-se em ambiente mesozonal (≈ 15 km).

Os feldspatos alcalinos desta intrusão encontram-se exsolvidos em uma fase potássica, com composição $>90\%Or$, que hospeda a uma fase sódica com $<10\%An$. Os raros cristais de albita têm composições similares à fase sódica das pertitas e foram interpretados, por Oliveira (1995), como produtos da exsolução. A presença da cristalização de um único feldspato nos sienitos indica uma evolução magmática *hipersolvus*.

GEOQUÍMICA

Quinze análises representativas das principais fácies petrográficas do MSA são apresentadas na Tabela 5. Estas análises foram realizadas pelo GEOLAB - Geologia e Sondagens Ltda.

As rochas do MSA são alcalinas potássicas, com alcalinidade média, metaluminosas e saturadas em sílica (Figs. 4A - 4C). Sete das quinze amostras do MSA satisfazem os requisitos químicos estabelecidos por Foley *et al.* (1987), $K_2O > 3\%$,

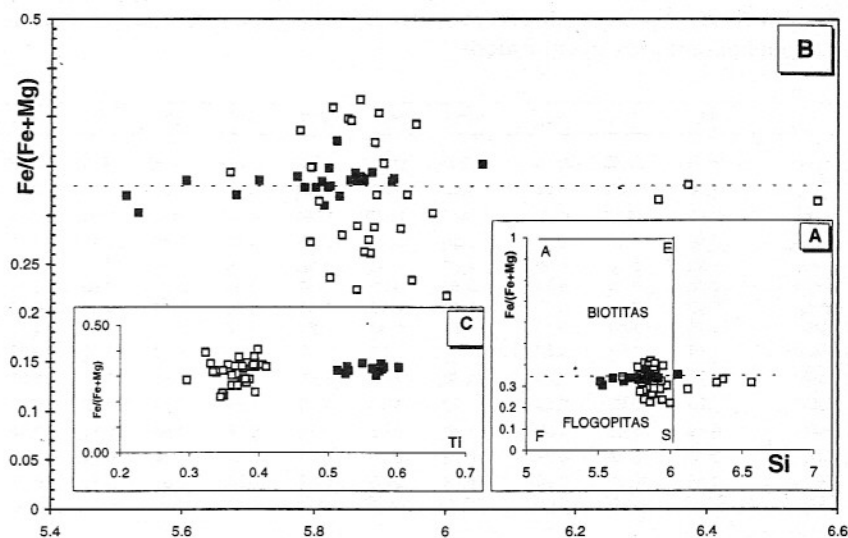


Figura 2 - Evolução química das micas das diferentes fácies do maciço sienítico de Anuri (■ = fácies cumulática e □ = fácies cumulática fase *intercumulus* e dos sienitos gnáissicos) nos diagramas: (A e B) Fe/(Fe+Mg) vs. Si para classificação das micas, segundo Deer *et al.* (1992), com os pólos puros A=annita, F=flogopita, E=eastonita e S=siderofilita. (C) Diagrama Fe/(Fe+Mg) versus Ti.

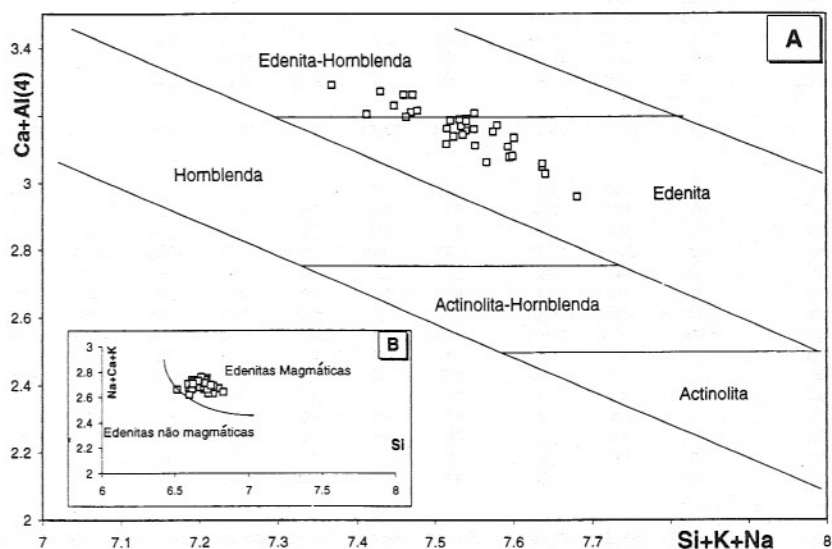


Figura 3 - Disposição dos anfibólios das rochas sieníticas gnáissicas do maciço de Anuri nos diagramas: (A) Ca+Al[4] versus Si+K+Na de Bonin (1980) e (B) Na+Ca+K versus Si de Leake (1971).

$MgO > 3\%$ e $K_2O/Na_2O > 2$, para serem classificadas como ultrapotássicas (Fig. 4D).

Nas rochas cumuláticas, a ausência (Amostras [Am.] 794 e 795) ou o baixo valor ($<1\% An$, Am. 800) de anortita normativa traduz fielmente os

minerais modais e sugere que o plagioclásio não seja um mineral *liquidus* neste magma, o que é compatível com os elevados conteúdos de Sr e as moderadas anomalias em Eu nestas rochas (Tabela 5). A presença de olivina normativa, em todas as

Tabela 5 - Análises químicas representativas das rochas do maciço sienítico de Anuri com os dados normativos e alguns parâmetros geoquímicos.

	800	794	795	816	813	810	799	801	797	811	817	808	818	804	796
SiO ₂	51,70	52,90	58,20	53,50	55,20	55,30	56,00	57,20	58,50	59,90	60,00	60,10	60,20	62,50	62,00
TiO ₂	1,50	1,60	0,84	1,60	1,10	1,20	1,10	1,10	1,20	0,98	1,10	0,97	1,30	0,52	0,28
Al ₂ O ₃	9,90	10,80	13,00	14,10	14,50	13,30	14,30	14,40	13,80	15,40	14,30	14,50	14,00	16,40	15,40
Fe ₂ O ₃	1,90	2,10	2,40	5,40	3,00	3,60	2,70	2,40	4,70	3,70	3,80	3,50	3,90	2,30	1,50
FeO	6,30	5,20	4,00	4,60	3,30	4,20	3,40	3,30	3,00	1,80	3,00	2,30	2,20	1,60	1,40
MgO	7,70	6,70	4,10	3,50	3,30	3,40	3,30	3,00	2,60	2,30	2,30	2,60	2,40	1,60	1,50
MnO	0,09	0,11	0,11	0,14	0,10	0,13	0,10	0,10	0,10	0,08	0,13	0,09	0,10	0,05	0,06
CaO	9,10	7,40	4,80	6,30	5,30	5,60	5,40	5,00	4,50	3,70	3,80	4,40	5,40	1,70	3,00
Na ₂ O	1,40	1,70	3,50	2,60	2,20	2,60	3,00	2,90	3,10	3,30	3,20	3,20	3,20	4,00	4,50
K ₂ O	6,70	7,80	7,20	4,70	7,70	6,90	7,50	7,70	5,50	6,20	5,60	6,20	4,60	8,80	8,60
P ₂ O ₅	2,20	2,00	0,62	1,50	1,30	1,60	1,50	1,30	1,10	0,72	0,99	0,92	0,83	0,32	0,45
H ₂ O+	0,49	0,46	0,30	1,10	0,45	0,74	0,34	0,58	0,84	0,82	1,00	0,38	0,88	0,24	0,18
CO ₂	0,04	0,03	0,01	0,02	0,44	0,07	0,10	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,46
%F	0,45	0,42	0,20	0,43	0,45	0,42	0,35	0,31	0,31	0,35	0,31	0,26	0,37	0,12	0,07
Total	99,47	99,22	99,28	99,49	98,34	99,06	99,09	99,33	99,28	99,27	99,55	99,44	99,40	100,17	99,40
Qz				7,02	1,78	2,11		0,99	10,66	8,68	11,74	8,98	13,58	1,50	
Or	39,59	46,09	42,55	27,77	45,50	40,77	44,32	45,50	32,50	36,64	33,09	36,64	27,18	52,00	50,82
Ab	11,85	12,13	26,78	22,00	18,62	22,00	25,39	24,54	26,23	27,92	27,08	27,08	27,08	33,85	28,85
An	0,94			12,92	6,95	4,24	3,40	3,53	7,50	8,90	8,12	6,89	10,25	0,80	
Ne															1,35
Mg-Di	8,25	6,71	5,23	2,70	3,32	4,46	4,02	3,69	2,76	1,72	1,39	3,22	4,01	1,90	2,79
Fe-Di	3,31	2,39	2,50	0,50	0,79	1,58	1,16	1,21			0,19			0,13	2,00
Ca-Di	12,46	9,87	8,25	3,56	4,53	6,56	5,67	5,34	3,19	1,99	1,78	3,73	4,64	2,31	4,99
Aeg		1,99	2,50												5,94
Mg-Hip	0,91		0,89	6,01	4,90	4,00	2,67	3,78	3,72	4,01	4,33	3,25	1,97	2,08	
Fe-Hip	0,36		0,43	1,11	1,16	1,42	0,77	1,24			0,60			0,14	
Mg-Ol	7,02	7,59	2,87				1,08								0,66
Fe-Ol	3,10	2,98	1,51				0,34								0,52
Ap	5,10	4,63	1,44	3,48	3,01	2,78	3,48	3,01	2,55	1,67	2,29	2,13	1,92	0,74	1,04
Ilm	2,85	3,04	1,60	3,04	2,90	2,28	2,09	2,09	2,28	1,86	2,09	1,84	2,47	0,99	0,53
Mag	2,75	2,05	2,23	7,83	4,35	5,22	3,91	3,48	6,52	3,22	5,51	4,89	3,65	3,33	
He									0,21	1,48		0,12	1,38		
	98,49	99,47	98,78	97,94	97,81	97,42	98,30	98,40	98,12	98,09	98,21	98,77	98,13	99,77	99,49
V	140	140	94	130	87	98	87	78	84	70	75	74	85	43	16
Cr	194	163	226	57	60	73	58	62	61	34	53	43	40	39	10
Co	50	44	39	50	28	28	22	28	22	22	22	28	22	17	22
Ba	366	5160	2140	3470	4380	4640	4770	4360	3400	3400	3370	3560	3490	3870	2710
Ni	132	141	78	29	29	39	34	39	29	20	34	20	24	15	93
Cu	80	86	199	95	33	50	44	24	56	24	53	33	44	12	296
Rb	210	230	220	76	210	180	190	200	110	130	110	130	81	280	200
Sr	1710	1970	1040	1360	2170	2040	2360	1980	1780	1900	1800	1940	1070	2110	1920
Y	50	45	29	64	37	36	45	36	42	27	38	36	31	16	81
Zr	190	150	340	680	460	620	520	430	690	410	660	470	410	230	78
Nb	5	10	11	14	9	8	9	6	11	10	12	11	14	<5	8
Th	<5	<5	22	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	140
Ga	<5	<5	16	18	16	10	13	13	18	18	15	15	9	26	29
Hf	<8	<8	16	15	9	10	11	10	18	8	15	10	11	<8	<8
Cl	140	110	120	31	270	220	240	220	240	210	290	180	200	63	140
La	231,200	169,000	83,420	150,600	136,800	151,100	197,300	138,300	143,900	79,850	115,500	135,100	81,860	50,000	560,200
Ce	498,800	385,600	187,100	364,100	326,700	345,100	403,000	315,600	334,200	179,800	271,700	319,700	213,000	110,900	1202,000
Nd	251,600	194,500	87,490	184,800	180,200	179,400	214,300	176,600	173,400	89,790	146,500	163,500	117,600	51,250	489,200
Sm	37,710	31,010	13,800	28,590	28,270	30,470	31,530	26,600	25,580	13,470	20,780	23,870	18,770	8,016	66,870
Eu	7,115	5,670	2,718	4,775	5,495	5,820	5,980	4,825	4,596	2,627	3,870	4,509	3,491	2,398	4,139
Gd	22,230	17,060	8,357	16,730	16,830	17,780	17,410	14,800	14,740	7,844	12,510	14,180	11,590	4,792	37,710
Dy	10,560	8,199	5,177	10,600	7,531	8,886	7,828	7,574	7,831	3,975	6,609	7,411	6,371	2,391	17,780
Ho	1,899	1,454	1,000	2,033	1,354	1,634	1,407	1,404	1,492	0,764	1,269	1,393	1,213	0,453	3,009
Er	4,051	3,008	2,529	5,045	2,893	3,691	3,013	3,228	3,652	1,919	3,158	3,316	2,960	0,850	6,065
Yb	1,969	1,478	1,641	3,687	1,321	1,805	1,384	1,723	2,291	0,914	1,987	1,906	1,717	0,521	2,425
Lu	0,277	0,191	0,233	0,479	0,218	0,304	0,193	0,244	0,302	0,157	0,292	0,265	0,247	0,086	0,355
Tot ETR	1067,411	817,170	393,465	771,439	707,612	745,990	883,345	690,898	711,984	381,110	584,175	675,150	458,819	231,657	2389,753
K ₂ O+Na ₂ O	8,10	9,50	10,70	7,30	9,90	9,50	10,50	10,60	8,60	9,50	8,80	9,40	7,80	12,80	13,10
K ₂ O+Na ₂ O	4,79	4,59	2,06	1,81	3,50	2,65	2,50	2,66	1,77	1,88	1,75	1,94	1,44	2,20	1,91
CaO/Al ₂ O ₃	0,92	0,69	0,37	0,45	0,37	0,42	0,38	0,35	0,33	0,24	0,27	0,30	0,39	0,10	0,19
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,68	0,72	0,55	0,33	0,53	0,52	0,52	0,53	0,40	0,40	0,39	0,43	0,33	0,54	0,56
La/Yb	79,26	77,18	34,31	27,57	69,89	56,50	96,22	54,18	42,39	58,96	39,23	47,84	32,18	64,76	155,92
Eu/Eu*	0,69	0,68	0,72	0,62	0,71	0,70	0,71	0,68	0,66	0,72	0,68	0,69	0,67	1,09	0,23

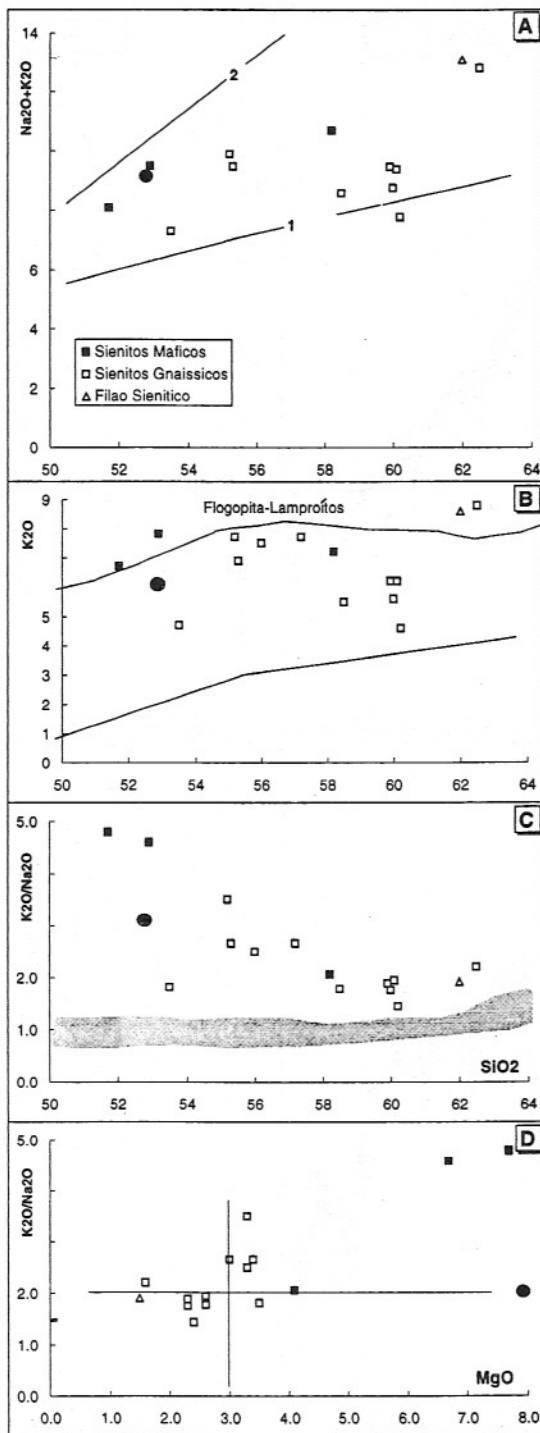


Figura 4 - Diagramas dos álcalis *versus* a sílica (A-C) e MgO (D). O círculo negro corresponde à composição média dos minettes, segundo Bergman (1987). [A] Distinção entre as rochas alcalinas e subalcalinas (1) segundo Irvine & Baragar (1971) e o limite entre as rochas fortemente alcalinas e de alcalinidade média (2), segundo Schwager & Rogers (1974). [B] Relação K_2O - SiO_2 apresentando a curva discriminante das suítes potássicas, segundo Peccerillo & Taylor (1976) e a área ocupada pelos flogopita-lamproítos de Mitchell & Bergman (1991). [C] Relação entre a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e SiO_2 , a região hachurada corresponde a rochas shoshoníticas de Turner *et al.* (1996). [D] Diagrama $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ *versus* MgO para as rochas de Anuri.

amostras desta fácies, associada a da egrina, nas amostras 794 e 795, traduzem a importância modal da mica e a deficiência em alumínio no balanço estequiométrico. O aparecimento de nefelina (1,35%), egrina (5,94%) e olivina (1,18%) normativas no filão indicam o caráter peralcalino das rochas mais evoluídas deste maciço.

As rochas sieníticas do MSA apresentam valores de sílica compreendidos entre 53-62% SiO_2 (Tabela 5); altos conteúdos de Ba (4800-3300 ppm), Sr (2400-1000 ppm), ETR ($\Sigma\text{ETR}=900-200$ ppm), em particular dos ETRL (Fig. 5), Cl (290-31 ppm) e F (0,45-0,12%); moderados valores de Rb (76-280 ppm), Zr (230-690 ppm); e baixos de Nb (<5-14 ppm), Y (16-64 ppm), Ni (15-39 ppm) e Cr (39-62 ppm). Nas rochas cumuláticas, o SiO_2 varia de 51 a 59% e apresenta as mesmas características dos sienitos (Fig. 5). No filão sienítico, existe um forte enriquecimento dos ETR ($\Sigma\text{ETR}=2400$ ppm). O perfil geoquímico, presente nas rochas do MAS, é similar àquele encontrado nas suítes alcalinas potássicas orogênicas continentais (cf. Thompson & Fowler, 1986; Foley *et al.*, 1987).

ASSINATURA DE SUBDUCÇÃO E DA FONTE

As rochas do MSA são caracterizadas pelo enriquecimento em elementos incompatíveis (Ba, K, Sr, Rb e ETR) e os baixos conteúdos de Ti e Nb. Esta assinatura é presente nestas rochas, independentemente do seu grau de fracionamento (Fig. 5), refletindo o caráter cogenético e traduzindo, provavelmente, a assinatura da fonte.

Este perfil geoquímico é,

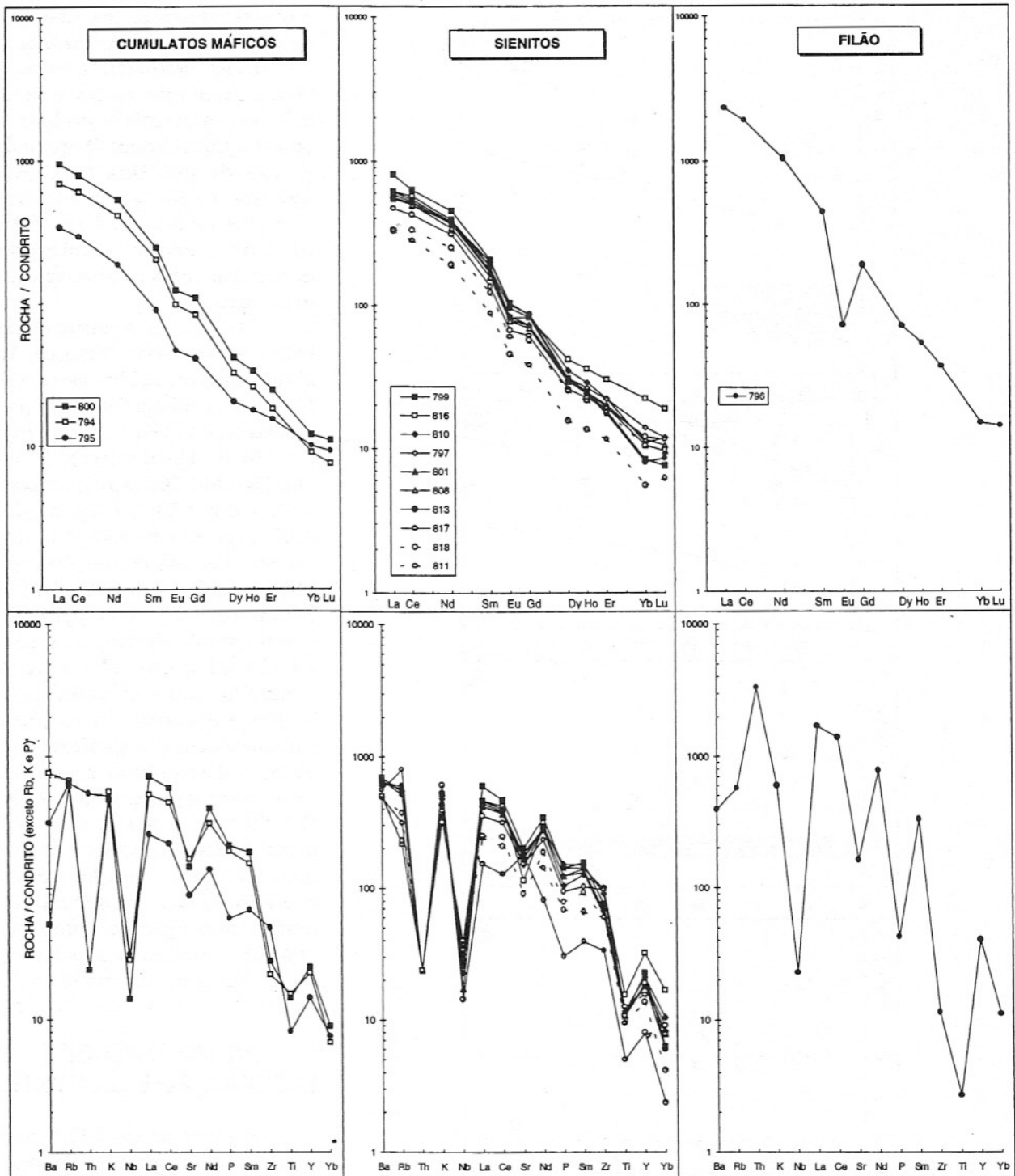


Figura 5 - Diagramas multielementares normalizados pelos valores condriticos das rochas do maciço sienítico de Anuri. A normalização dos ETR foi efetuada com os valores condriticos de Evensen *et al.* (1978) e a dos elementos traço pelos valores de Thompson (1982).

usualmente, interpretado como assinatura de subducção (Pearce, 1983). Diversas hipóteses existem para explicar esta

assinatura, dentre elas destacam-se duas extremas: (1) modificação direta do patrimônio geoquímico da cumha mantélica

(50-150 km) sobre a placa subductada (neste caso, a idade do magmatismo é próxima à do evento subductivo; Pearce,

1983), e (2) a contaminação do manto processa-se em condições mais profundas (~650 km) pelo material subductado (*megalithic*; neste caso, a idade do magmatismo é bem posterior ao evento de subducção, podendo manifestar-se até 1 Ga; Ringwood, 1990). A ausência de dados isotópicos, notadamente Sm/Nd, impedem, no momento, de avaliar as idades de extração deste magma. Todavia, chama atenção que Anurí, igualmente como ocorre com os outros sienitos alcalinos potássicos do leste da Bahia, esteja alinhado em um cinturão Transamazônico (Conceição, 1990). Este fato sugere que existe uma ligação entre o magmatismo e esta orogenia. De qualquer maneira, existe um consenso entre diversos autores (cf. e.g. Pearce, 1983; Foley *et al.*, 1987; Ringwood, 1990; Rock, 1987, 1991) que, para explicar o patrimônio geoquímico de rochas comparáveis às do MSA, torna-se necessário admitir uma fonte mantélica metassomatizada e enriquecida previamente em elementos incompatíveis.

FILIAÇÃO MAGMÁTICA DAS ROCHAS DO MSA

Os dados apresentados anteriormente condicionam as rochas do MSA às suítes potássicas. Dentre eles, a riqueza de elementos incompatíveis e a cristalização precoce da paragênese clinopiroxênio, mica e apatita, nestas rochas básicas e intermediárias, sugerem um magma máfico genitor, relativamente enriquecido em fluidos, onde o plagioclásio não é estável. Estes dados descartam a viabilidade de um magma básico usual, seja ele alcalino ou subalcalino.

A presença de cumulatos mica-clinopiroxêníticos ricos em apatita são usualmente reportados aos flogopita lamproítos (Mitchell & Bergman, 1991) e aos lamprófiros minétticos (Rock, 1987, 1991).

Mitchell & Bergman (1991) estabelecem uma série de critérios sistemáticos para distinção entre os lamproítos e as rochas das suítes potássicas (e.g. shoshonitos, lamprófiros...). Dentre estes, a presença da paragênese acessória constituída de minerais raros (e.g. Ba-Cr titanatos, wadeita $[K_2ZrSi_3O_9]$, davanita $[K_2TiSi_6O_{15}]$, magnesiocromita...) é um critério diagnóstico. Além disto, observa-se que nos flogopitas lamproítos com quartzo normativo e com conteúdos de SiO_2 compreendidos entre 54-60%, os valores de K_2O situam-se entre 7-13% (Fig. 4B), $MgO=5-15\%$, $K_2O/Na_2O=4-8$ (Fig. 4C), $K_2O/Al_2O_3 > 0,9$ e conteúdos de $Nb_{\text{médio}} > 20$. Estes valores são bem mais elevados que os presentes nas rochas do MSA (cf. Tabela 5). Estes aspectos característicos descartam a possibilidade de uma filiação lamproítica para o MSA. Todavia, os conteúdos dos ETR nos sienitos em estudo são similares ou mesmo superiores aos reportados para os flogopita-lamproítos com conteúdos de sílica equivalente. Este fato vem reforçar a hipótese da origem das rochas do MSA a partir de uma fonte profunda e fortemente enriquecida nestes elementos.

Rock (1987, 1991) relaciona as características principais para o reconhecimento das rochas do clã dos lamprófiros, que ele reúne em três famílias (excluímos aqui os lamproítos por terem sido descritos anteriormente): ultramáfica, alcalina e cálcio-alcalina. Segundo

este autor, os lamprófiros são rochas filonianas com texturas porfiríticas, glomeroporfiríticas e globulares, onde os fenocristais são essencialmente flogopita-biotita e anfibólio ricos em F e Cl. Ocasionalmente, em composições propícias, podem conter, como fenocristais, olivina e piroxênio. A matriz é essencialmente feldspática a quartzo feldspática na família cálcio-alcalina e o feldspatóide e melilita são presentes nas famílias ultramáfica e alcalina.

Os lamprófiros potássicos são comuns na família cálcio-alcalina (minette, vogesito, espessartito, kentallanito e appinito). Dentre estas rochas, as minétticas são as mais ricas em potássio e elementos incompatíveis, caracterizando-se pela cristalização precoce de flogopita e ausência da cristalização de plagioclásio durante sua evolução, características estas presentes nas rochas do MSA. As amostras do MSA, nos diversos diagramas discriminantes elaborados por Rock (1987), posicionam-se nos campos estabelecidos para as rochas minétticas (Fig. 6). A ocorrência de rochas espessartíticas na região em apreço (cf. Souto, 1972) evidencia a presença de magma lamprofirico contemporâneo ao magmatismo sienítico.

A associação genética entre minettes e traquitos/sienitos potássicos tem sido colocada em evidência por diversos autores (e.g. Müller & Petty, 1985; Macdonald *et al.*, 1986; Rock *et al.*, 1986; Rock, 1991; Thompson & Fowler, 1986; Leat *et al.*, 1988; Conceição *et al.*, 1995) com base em argumentos de campo, mineralógicos e geoquímicos.

O estudo experimental, desenvolvido por Esperança & Holloway (1987), com minette máfico demonstra que se pode

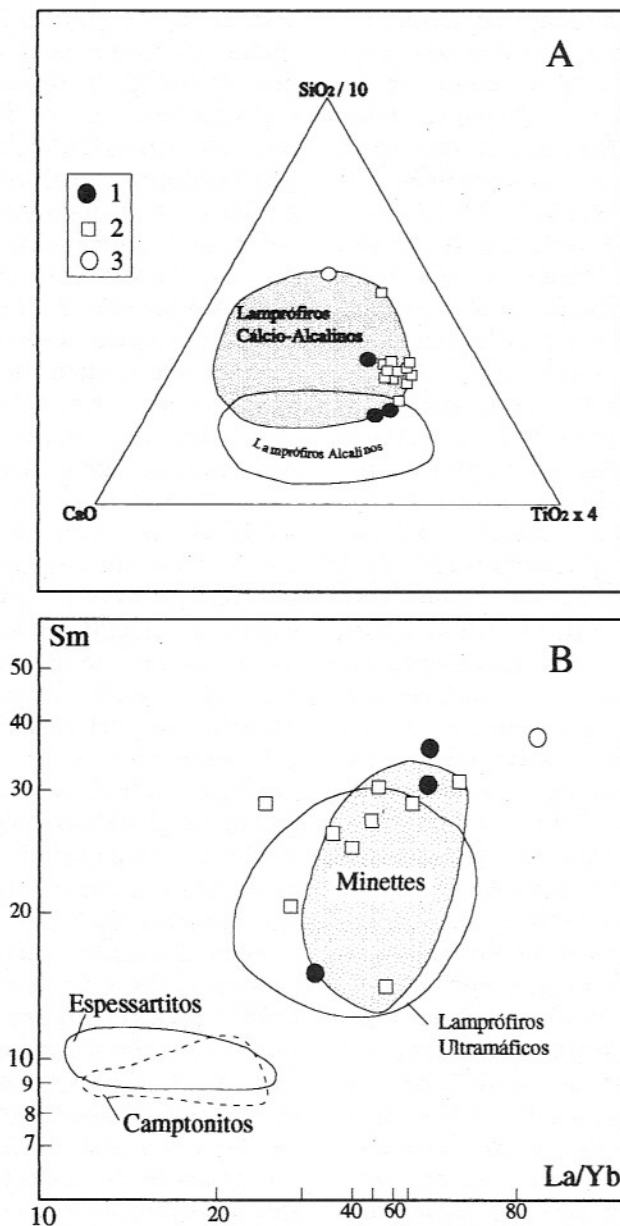


Figura 6 - Diagramas discriminantes para as rochas lamprofíricas, segundo Rock (1987). $[\text{SiO}_2/10]-\text{CaO}-[\text{TiO}_2 \times 4]$ (A) e $\text{Sm}-[\text{La}/\text{Yb}]$ [B]. Sienitos máficos cumulativos (1), sienitos gnáissicos (2) e filão sienítico (3).

gerar, a partir deste protólito, líquidos com composições equivalentes a traquitos/sienitos potássicos (\approx minettes félsicos) por cristalização fracionada de 20-30%, sob condições oxidantes ($\geq \text{NiNiO}$). Neste estudo, fica evidente que a ausência da olivina a temperaturas superiores a 1130°C , na paragênese precoce constituída por diopsí-

dio+flogopita, é indicativa de pressões superiores a 16 kbar. A composição dos cristais de diopsídio obtidos neste experimento, a pressões entre 10 e 16 kbar, caracterizam-se pela pobreza em titânio ($\text{TiO}_2 < 1\%$) e alumínio ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 1,5\%$); sendo que a flogopita tem $\text{TiO}_2 = 3-4\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 15\%$ e $\text{MgO}/\text{FeO}_{\text{total}} = 2-4$. Composições, estas, similares

àquelas encontradas nos minerais do MSA (cf. Tabelas 2, 3 e 4).

Fusões experimentais realizadas em minettes félsicos (58-59% SiO_2), comparáveis aos sienitos gnáissicos do MAS, obtêm-se como paragênese *liquidus* clinopiroxênio+flogopita+apatita (Esperança & Holloway, 1986). Estes autores demonstram que a ordem de cristalização dos minerais precoces diopsídio \rightarrow flogopita \rightarrow apatita, como a observada nas rochas máficas cumuláticas do MSA, está condicionada a pressões superiores a 10 kbar. Estes mesmos autores chamam atenção de que, dependendo da composição inicial do magma, durante o resfriamento, ele pode reter os voláteis (e.g. cristalização de anfibólio) e, a baixas pressões, cristaliza-se o feldspato potássico no lugar da flogopita.

EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA

Da observação direta das relações multielementares (Fig. 5) e interelementares (Fig. 7), constata-se a presença de duas tendências evolutivas com o aumento da diferenciação. Uma traduzindo a evolução dos cumulos máficos e suas interações com os líquidos intersticiais e, outra, a evolução das rochas sieníticas (Fig. 7).

A disposição linear observada entre as rochas máficas cumuláticas e o sienito mais evoluído (Am. 804) pode ser explicada como uma mistura entre os dois pólos extremos (Ams. 800 e 804). Esta hipótese encontra suporte na boa correlação linear observada para todos os óxidos ($0,93 < r^2 < 0,99$), exceto para o potássio ($r^2 = 0,61$). Esta última deve refletir as variadas taxas de fracionamento e acumulação do feldspato alcalino.

A evolução apresentada pelas rochas sieníticas, associada à existência de cumulatos, são evidências de que a cristalização fracionada é um processo atuante na evolução do MSA. Diante deste fato e considerando-se a paragênese mineral presente nestas rochas, testou-se a possibilidade de gerar as rochas evoluídas (60% SiO_2) e os cumulatos presentes no MSA, a partir da amostra menos fracionada (816). Os resultados obtidos (Tabela 6) sugerem a viabilidade do processo e explicam a formação dos sienitos com 60% de SiO_2 , mas não são suficientes para explicar a formação dos cumulatos identificados. Os cumulatos obtidos nos cálculos correspondem a titanomagnetita-apatita-hornoblenditos (appinito) que não foram observados nesta intrusão. Chama atenção a ausência de fracionamento de feldspato. Este dado é a favor da seqüência de cristalização, observada através das relações texturais, onde o feldspato alcalino é o último mineral a cristalizar-se.

Levando-se em consideração as condicionantes barométricas para a cristalização dos clinopiroxênios (≥ 10 kbar), estes minerais seriam formados em condições relativamente profundas, compatíveis com aquelas presentes na base da crosta continental (± 50 km). Esta hipótese encontra suporte, haja visto que o clinopiroxênio não é estável quando da formação do anfibólio (± 15 km). Objetivando testar a hipótese da formação precoce destes cumulatos e apoiados no caráter minético das rochas desta intrusão, utilizou-se a composição média dos minettes, estabelecida por Bergman (1987) como magma genitor. Este foi fracionado para gerar o

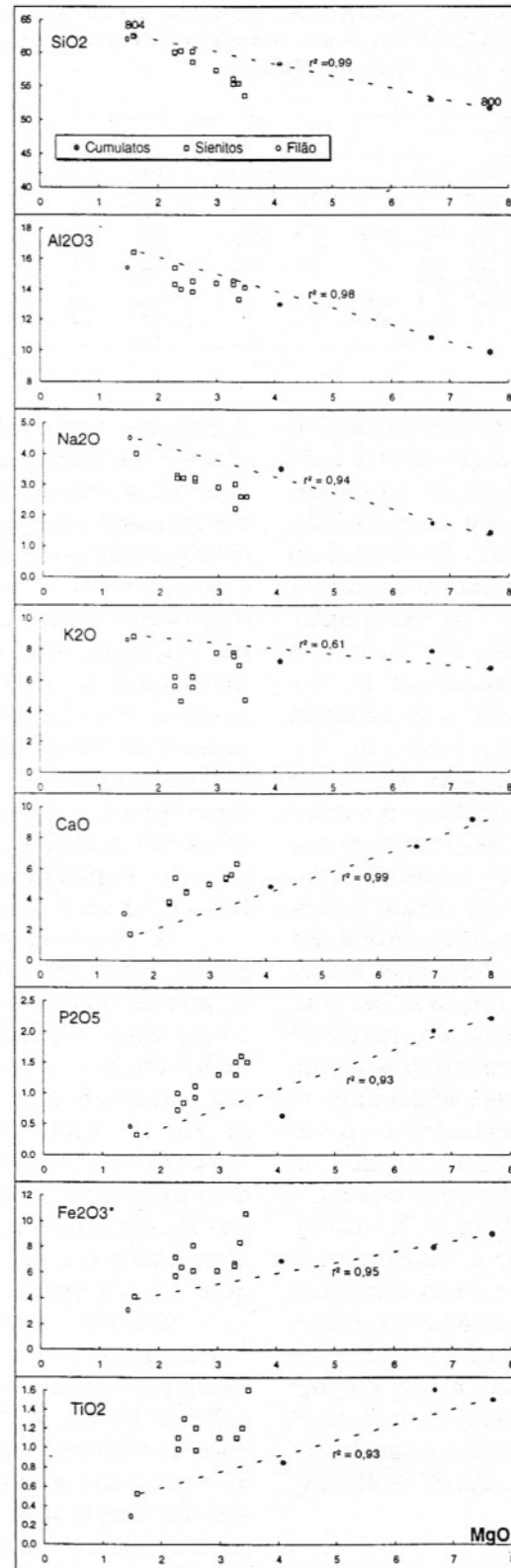


Figura 7 - Diagramas de relação dos elementos maiores em função do MgO para as rochas do maciço sienítico de Anuri. O r^2 corresponde ao valor da precisão obtida no cálculo da reta, considerando-se as rochas máficas cumuláticas e o sienito 804. O ferro total é expresso sobre a forma de Fe_2O_3 (Fe_2O_3^*). Mesma legenda da Figura 6.

Tabela 6 - Dados utilizados no cálculo do fracionamento (explicações no texto). MM = média dos minettes de Bergman (1987). Utilizou-se as composições estequiométricas para o ortoclásio (Or), albita (Ab), apatita (Ap), magnetita (Mt) e ilmenita (Ilm).

	816	811	L1	C1			MM	816	Lo	Co				Cpx	Mica	Anfibólio			
					Fases	% Fases					Fases	% Fases		assoc	assoc	assoc			
					Extraiadas	Extraiadas					Extraiadas	Extraiadas							
SiO ₂	54,42	61,00	60,99	28,59			SiO ₂	52,29	54,42	54,31	51,74			SiO ₂	52,92	41,13	45,92		
Al ₂ O ₃	14,34	15,68	16,36	5,7			Al ₂ O ₃	12,52	14,34	14,95	11,11			Al ₂ O ₃	0,71	12,42	9,16		
Fe ₂ O ₃ *	10,69	5,80	5,88	29,55	Hb	-12,62	62,26	Fe ₂ O ₃ *	8,35	10,69	10,42	7,95	Cpx	-20,22	26,80	Fe ₂ O ₃ *	10,74	14,75	13,51
MgO	3,56	2,34	2,18	9,16	Ap	-2,79	13,77	MgO	7,95	3,56	3,69	9,2	Mica	-25,94	34,37	MgO	12,51	17,01	14,72
CaO	6,41	3,77	4,14	14,96	Mt	-3,71	18,29	CaO	7,85	6,41	6,75	7,87	Ap	-2,76	3,66	CaO	21,76	0,03	11,76
Na ₂ O	2,64	3,36	3,05	1,31	Ilm	-1,15	5,68	Na ₂ O	1,99	2,64	2,31	2,22	Or	-14,63	19,38	Na ₂ O	1,21	0,09	2,11
K ₂ O	4,78	6,31	5,89	0,86				K ₂ O	5,96	4,78	4,56	6,64	Ab	-11,92	15,80	K ₂ O		9,87	1,38
TiO ₂	1,63	1,00	1,07	3,74	%Lo	20,27		TiO ₂	1,89	1,63	1,87	1,65	%Lo	75,48		TiO ₂	0,14	4,70	1,44
P ₂ O ₅	1,53	0,73	0,44	6,13	resíduo ²	0,93		P ₂ O ₅	1,19	1,53	1,12	1,63	resíduo ²	0,99					

sienito 816. O valor do resíduo indica a operacionalidade do processo (Tabela 6). O cumulado obtido tem composição comparável aos observados no MSA, confirmando o caráter precoce deste fracionamento. Contudo, além dos minerais esperados (clinopiroxênio, flogopita e apatita), estes cálculos revelam a necessidade de fracionamento de cerca de 35% de um feldspato alcalino com composição sanidina-sódica, o que não é coerente com as observações texturais. A presença deste feldspato traduz, provavelmente, as interferências das reações entre a fração máfica cumulativa (glomérulos máficos) e o magma, materializadas no sienito 816, que exprimem-se no cumulado calculado por valores em alumina e álcalis um pouco mais elevados que o esperado (Am. 800; cf. Tabela 6). Levando-se em conta estas ponderações, as rochas sieníticas podem ser explicadas como formadas a partir de 40% de fracionamento de um magma minético, o que é compatível com os resultados experimentais de Esperança & Holloway (1986).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os diferentes dados obtidos neste estudo permitem advogar que o maciço sienítico de

Anuri tem uma evolução complexa e em duas etapas principais. Na primeira, em condições compatíveis com as da base da crosta continental (>10 kbar), cristaliza-se a paragênese diopsídio+flogopita+apatita e, na segunda, em condições mesozonais (> 3 kbar), processa-se a cristalização do anfibólio e do feldspato alcalino. Neste contexto, o caráter *hipersolvus* e a saturação em sílica das rochas deste maciço pode ser explicado pela cristalização do anfibólio.

A forma alongada do plutão traduz, provavelmente, a geometria do conduto original. Neste caso, o MSA pode ser interpretado como um grande filão sienítico. Esta concepção ajusta-se bem ao caráter lamprofirico (minético) apontado pela cristalização precoce da flogopita, texturas em glomérulos e a afinidade geoquímica observada.

O caráter alcalino potássico, a riqueza em elementos incompatíveis e a assinatura de subducção presentes nas rochas do MSA são comparáveis às atribuídas a magmas profundos originados por fusão parcial de um manto metasomatizado.

As semelhanças a nível da forma da intrusão, feições petrográficas, mineraloquímicas e geoquímicas das rochas do MSA são comparáveis às repor-

tadas aos sienitos do Proterozóico Inferior do leste da Bahia. Este fato torna o sienito de Anuri a expressão sul deste plutonismo e amplia o alinhamento de 600 km para aproximadamente 1100 km.

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento desta pesquisa foi possível graças aos financiamentos obtidos junto à Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM (Proj. Petrologia dos Maciços Sieníticos de São Félix e Anuri: Significado Geodinâmico e Potencialidades Metalogenéticas, Cart. Cont. 0008/92); ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq (Proj. Sienitos Precambrianos da Bahia, Proc. 403760/91-7 e 300200/91-9); ao Convênio PPPG-UFBA/PADCT (Operação 04 : Petrogênese do Plutonismo Alcalino na Bahia, Proj. Cráton do São Francisco na Bahia: Evolução Geodinâmica e Potencial Metalogénico; Proc. n° 60.94.0038.1). H.C. agradece à CAPES (Proc. BEX0741/95-7). O.M.C.O., M.L.S.R., J.P.C. e R.V.C. agradecem as bolsas de mestrado ao CNPq e CAPES, respectivamente. Os autores externam seus agradecimentos aos dois revisores anônimos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, J.S.F. (1991) Projeto Geologia e Metalogenia do Domínio da Costa Atlântica da Região Granulítica do Sul da Bahia - Brasil. Convênio SME/SGM/UFBA/PPPG, (Relatório Inédito), 87p.
- BERGMAN, S.C. (1987) Lamproites and other potassium rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. *In: J.G. Fitton & B.G.J. Upton (Eds.) Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc. SPc. Pub., 30:191-226.*
- BONIN, B. (1980) Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux: l'exemple de la Corse. Tese Doutorado. Estado, UPMC-França, 2 vols., 870p.
- BOWEN, H.J.M. (1956) The evolution of the igneous rocks. Dover Publication Inc. N.Y.-USA. 332p.
- CONCEIÇÃO, H. (1990) Petrologie du massif syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil). Tese de Doutorado. Université Paris-Sud, Centre d'Orsay-França, 395p.
- CONCEIÇÃO, H. & OTERO, O.M.F. (1996) Magmatismo Granítico e Alcalino no Estado da Bahia: Um epitome do tema. Cov. SIC-SME/PPPG-UFBA, Pub. Esp. SME-BA, Salvador-BA, 133p.
- CONCEIÇÃO, H.; ARCANJO, J.B.; OLIVEIRA, J.E. (1992) Província Alcalina do sul da Bahia: reflexões sobre o estado de conhecimento. *In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo - SP. Bol. Res. Exp., 2:84-85.*
- CONCEIÇÃO, H.; RIOS, D.R.; ROSA, M.L.S. (1995) Petrologia da associação sienito-lamprófiro: Caso da intrusão de Morro do Afonso (Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia): *Geochim. Brasil., 9(1):91-109.*
- CONCEIÇÃO, R.V. (1994) Petrologia dos sienitos potássicos do maciço de Santanópolis e alguns aspectos do seu embasamento granulítico. Dissert. de Mestrado. C.P.G. em Geologia - UFBA, 275p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals. 2nd ed., Longman Scientific & Technical, London -U.K., 696p.
- EDGAR, E.D.; GREEN, D.H.; HIBBERSON, W.O. (1976) Experimental petrology of high potassic magma. *J. Petrol., 17(3):33-356.*
- ESPERANÇA, S. & HOLLOWAY, J.R. (1986) The origin of the high-K latites from Camp Creek, Arizona: constraints from experiments with variable fO_2 and a_{H_2O} . *Contrib. Mineral. Petrol., 93(4):504-512.*
- ESPERANÇA, S. & HOLLOWAY, J.R. (1987) On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette. *Contrib. Mineral. Petrol., 95(2):207-216.*
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. (1978) Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta, 42(8):1199-1212.*
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1989) Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Am. Earth Sci., 2:131-145.*
- FOLEY, S.F.; VENTURELI, G.; GREEN, D.H.; TOSCANI, L. (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Eath Sci. Rev., 24(1):81-134.*
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, V.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci., 8:523-548.*
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. (1989) Experimental calibration of aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology, 17(9):837-841.*
- LAVAL, M. & HOTTIN, A.M. (1992) The Mlindi ring structure. An example of ultrapotassic pyroxenite to syenite differentiated complex. *Geol. Rund., 81(3):737-757.*
- LEAKE, B.E. (1971) On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineral. Mag., 38(3):389-407.*
- LEAT, P.T.; THOMPSON R.N.; MORRINSON, M.A.; HENDRY, G.L.; DICKIN, A.P. (1988) Silicic magma derived by fractional crystallization from Miocene minette, Elkhead Mountains, Colorado. *Mineral. Mag., 52(5):577-585.*
- MACDONALD, R.; ROCK, N.M.S.; RUNDLE, C.C.; RUSSEL, O.J. (1986) Relations between late Caledonian lamprophiric, syenitic and granitic magmas in differentiated dyke, southern Scotland. *Mineral. Mag., 50(4):547-557.*

- MASCARENHAS, J.F. (1979) Evolução geotectônica do Precambriano no Estado da Bahia. *In*: H.A.V. Inda (Ed.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos. Salvador - Ba, SME/CPRM, 2:57-165.
- MITCHELL, R.H. & BERGMAN, S.C. (1991) Petrology of lamproites. Plenum Press, N.Y. - USA, 447p.
- MÜLLER, E.D. & PETTY, W.B. (1985) Petrologic relations among syenites and lamprophyric rocks, Arkansas alkalic province. Geol. Soc. Can. Annu. Meet. Fredericton, NB. Progra. Abstr. A42.
- OLIVEIRA, O.M.C. DE (1995) Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do maciço sienítico de Anurí, Sul da Bahia. Dissertação de Mestrado, C.P.G. em Geologia - UFBA, 171p.
- OLIVEIRA, J.E.; BARBOSA, J.F.S.; ARCANJO, J.B. (1993) Petrologia e petroquímica dos granulitos da região de Itabuna-Bahia. Rev. Bras. Geol. (no prelo).
- PEARCE, J.A. (1983) Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In*: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (Eds.) Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Publishing Limited, Cheshire, p.230-249.
- PECCERILLO, E. & TAYLOR, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonu areas, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58(1):63-81
- RINGWOOD, A.E. (1990) Slab-mantle interactions: petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. Chem. Geol., 82(3/4):187-207.
- ROCK, N.M.S. (1987) A nature and origin of lamprophyres: an overview. *In*: J.G. Fitton & B.G.J. Upton (Eds.) Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc. Spc. Pub., 30:191-226.
- ROCK, N.M.S. (1991) Lamprophyres. Blackie, Glasgow, 285p.
- ROCK, N.M.S.; GASKARTH, J.W.; RUNDLE, C.C. (1986) Late Caledonian dyke-swarms of southern Scotland: a regional zone of primitive K-rich lamprophyres and associated vents. J. Geol., 94(3):505-522.
- ROSA, M.L.S (1994) Magmatismo shoshonítico e ultrapotássico no sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, maciço de São Félix: Geologia, mineralogia e geoquímica. Dissertação de Mestrado. CPG em Geologia - UFBA, 241p.
- SEIFERT, F. & SCHREYER, W. (1971) Synthesis and stability of micas in the system K_2O - MgO - SiO_2 - H_2O and their relations to phlogopite. Contrib. Mineral. Petrol., 30(2):196-215.
- SCHWAGER, R.R. & ROGERS, J.J.W. (1974) A worldwide comparison of alkaline olivine basalts and their differentiation trends. Earth Planet. Sci. Lett., 23(2):286-296.
- SILVA FILHO, M.A.; MORAES FILHO, O.; GIL, C.A.A.; SANTOS, R.A. dos (1974) Geologia da Folha SD.24-Y-D. *In*: Projeto Sul da Bahia - Relatório Final. MME/DNPM. Convênio DNPM/CPRM, 1:81p.
- SOUTO, P.G. (1972) Geologia e petrografia da área de Potiraguá - Bahia, Brasil. Tese de Doutorado. IG-USP, 65p.
- THOMPSON, R.N. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. Scot. J. Geol., 18:49-107.
- THOMPSON, R.N. & FOWLER, M.B. (1986) Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: A study of Siluro-Ordovician syenites from the Caledonides. Contr. Mineral. Petrol., 94(4):507-522.
- TURNER, S.; ARNAUD, N.; LIU, J.; ROGERS, N.; HAWKESWORTH, C.; HARRIS, N.; KELLEY, S.; CALSTERNEN, P.V.; DENG, W. (1996) Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. J. Petrol., 37(1):45-71.