

## **PETROLOGIA DA ASSOCIAÇÃO SIENITO-LAMPRÓFIRO: CASO DA INTRUSÃO DE MORRO DO AFONSO (GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BAHIA)**

H. CONCEIÇÃO<sup>1,2</sup>, D. R. RIOS<sup>3</sup>, M. L. S. ROSA<sup>1</sup>

1. Curso de Pós-Graduação em Geologia

2. Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica, Campus Universitário da UFBA, Salvador, Bahia.

3. Instituto de Geociências-UFBA.

## ABSTRACT

The Morro do Afonso pluton, part of the Serrinha's Nucleous in northeastern of the State of Bahia represents a particular association of syenite-lamprophyre rocks, intruded during the Late-Transamazonic. Its faciological distribution is complex and shows a close relationship between mafic and felsic rocks and structures indicative of magma mixing. Chemically, the rocks are classified as potassic/ultrapotassic, having high Ba, Sr, P and F values; they are also Nb and Ti depleted and enriched in LREE [ $Ce/Yb)_N > 41$ ]. These features suggest an inter-plate magmatism with signature of subduction, originated from an anomalous lithospheric mantle with maintenance of garnet in the source. Chemical evolution of the rocks can be explained as consisting of two stages: (i) fractionation of syenitic magma from the lamprophyric source (ii) and mixing processes.

## RESUMO

O plutão de Morro do Afonso, localizado no Núcleo Serrinha, nordeste da Bahia, representa uma associação particular do tipo sienito-lamprófito, intrusiva nas etapas finais do Transamazônico. A distribuição faciológica do corpo é complexa, exibindo íntimas relações entre as rochas máficas e félsicas com estruturas indicativas de processo de mistura de magmas. Quimicamente, estas rochas são potássicas/ultrapotássicas, enriquecidas em Ba, Sr, P, F, com baixos conteúdos de Nb, Ti e elevadas razões [ $Ce/Yb)_N > 41$ ]. Estes aspectos indicam um magmatismo intraplaca com assinatura de subducção, formado a partir de um manto litosférico anômalo, com retenção de granada na fonte. A evolução química das rochas pode ser explicada em duas etapas: fracionamento do magma sienítico a partir do lamprofítico, com posterior mistura entre eles.

## INTRODUÇÃO

A ocorrência de plutonismo sienítico no leste do estado da Bahia tem sido descrita por Conceição (1990, 1992, 1993). Este autor chama a atenção para o fato que os sienitos constituem corpos alongados NS, com intrusões controladas por sistemas "pull-aparts", condicionados por uma geossutura de mais de 600 km de extensão, mediana no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC). Estes sienitos representam as expressões plutônicas do magmatismo potássico tardi a pós-orogênico, correlacionável às etapas finais do ciclo Transamazônico (2 Ga).

Recentemente, durante a cartografia regional das intrusões graníticas (sensu lato) do Núcleo Serrinha, Matos & Conceição (1993) reconheceram a existência de um maciço sienítico, o qual denominaram de Morro do Afonso. Na cronologia estabelecida por esses autores para as rochas graníticas no setor, o maciço sienítico representava a última expressão plutônica.

Este trabalho se propõe a apresentar e discutir os resultados obtidos a partir dos estudos de campo, petrográficos e geoquímicos do plutão sienítico de Morro do Afonso.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A geologia da parte centro-oriental do

estado da Bahia (Fig. 1) é estruturada pela presença de dois núcleos antigos, Serrinha e Remanso, ambos constituídos por rochas gnáissica-migmatíticas (Mascarenhas, 1979) e soldados pelos terrenos polimetamórficos do CMSC. Sobre esses núcleos repousam o "Greenstone belt" do Rio Itapicuru (Kishida & Riccio, 1980) e Mundo Novo (Mascarenhas & Alves da Silva, 1994), responsáveis por importantes mineralizações de ouro.

O Núcleo Serrinha representa uma entidade tectônica que permaneceu rígida durante os eventos colisionais transamazônicos, quando os terrenos do CMSC acavalgaram-no (Padilha, 1992).

O embasamento do núcleo é constituído por rochas predominantemente gnáissicas, localmente desenvolvendo estruturação migmatítica. Estes gnaisses apresentam composições predominantemente granodiorítica (Teixeira, 1992). O "greenstone belt" do Rio Itapicuru, segundo Silva (1992), representa uma bacia do tipo "back-arch", onde empilham-se derrames basálticos toleíticos, seguidos por lavas andesíticas; no topo da pilha vulcânica, tem-se uma sequência de sedimentos pelíticos e clásticos. Toda esta evolução efetua-se em 100 Ma, tempo estimado entre os primeiros derrames toleíticos (2.2 Ga) e os finais cálcio-alcalinos (2.1 Ga; Silva, 1992).

Matos & Conceição (1993), estudando os

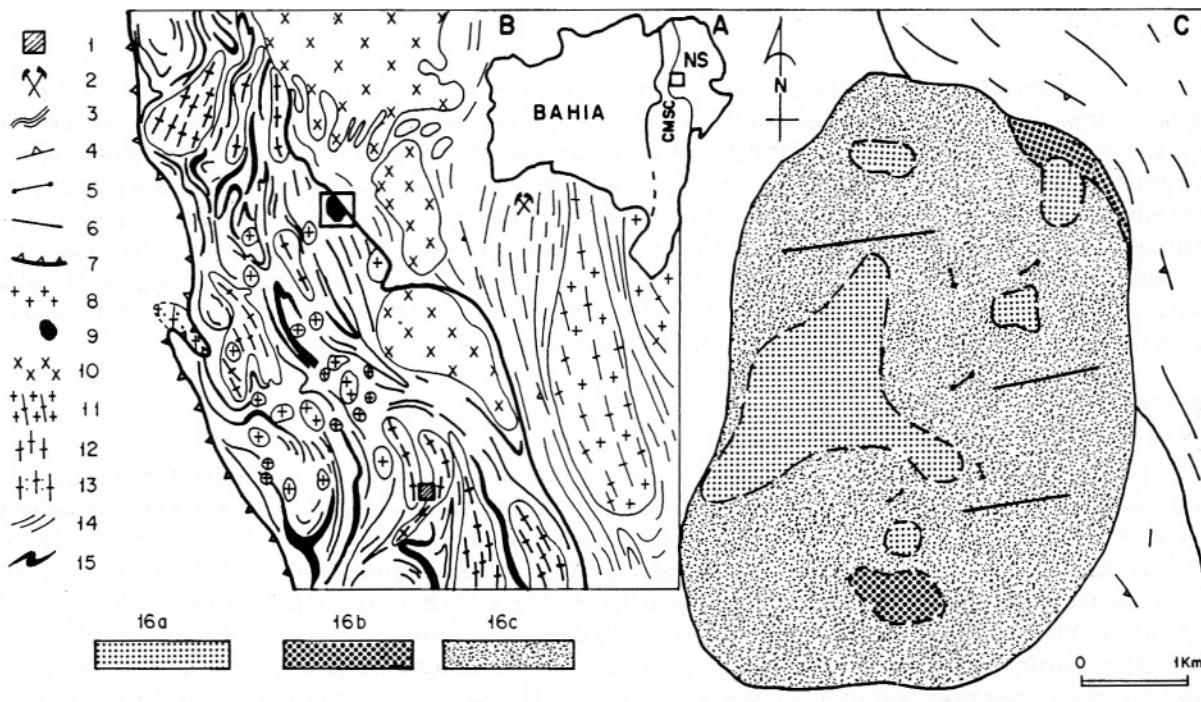


Figura 1 - Localização do plutão estudado no estado da Bahia (A). Mapa simplificado do plutonismo granítico na parte oeste do Núcleo Serrinha (B) (cf. Matos & Conceição, 1993) e mapa geológico do plutão sienítico de Morro do Afonso (C). Cidade (1), mina de ouro em exploração (2), linhas estruturais (3), atitude de foliação (4), filões (5), falha (6), falha de empurrão (7), granito tipo Morro do Lopes (8), plutão de Morro do Afonso (9), Monzonito tipo Nordeste (10), granodiorito-granito tipo Ambrósio (11), tonalitos-granodioritos tipo Santa Luz (12), monzosienito da Serra da Caraconha (13), terrenos do "greenstone belt" do Rio Itapicuru (14), embasamento gnáissico do Núcleo Serrinha (15). Fácies petrográficas do plutão de Morro do Afonso: sienitos e monzonitos mesocráticos porfíricos (A), sienitos e monzonitos leucocráticos porfíricos (B), sienitos grosseiros cumuláticos (C).

plutões graníticos (s.l.) nesse núcleo, estabeleceram, com base nas relações de campo, estruturas, dados petrográficos e alguns dados isotópicos disponíveis, a cronologia e a tipologia para as diferentes intrusões (Fig. 1). O plutonismo mais antigo consiste de 12 corpos de natureza tonalítica-granodiorítica com estrutura gnáissica e tem como exemplo típico o plutão de Santa Luz. O segundo conjunto é representado pela intrusão sienogranítica de Caraconha, que, devido a sua paragênese com hiperstênio e suas feições estruturais, foi interpretada, por aqueles autores, como uma "escama" do CMSC sobre o núcleo Serrinha. O terceiro conjunto é representado pelo domos de composição granítica-granodiorítica (plutão tipo Domo de Ambrósio), com idade Rb/Sr e U/Pb de 2.0 Ga (Gaal et al., em preparação) e quimismo cálcio-alcalino de ambiente colisional (Matos, 1988). O quarto conjunto (plutão tipo Nordeste) é constituído por intrusões ovaladas, com bordas gnáissicas e

núcleos isotrópicos, predominantemente de composição monzonítica com anfibólio, tendo termos monzograníticos e sieníticos subordinados, com idade de 2.0 Ga ( $R_i=0.703$ , Sabaté et al., 1990). O quinto conjunto é o mais abundante, com cerca de 35 pequenos corpos (plutão tipo Morro do Lopes), geralmente de dimensões inferiores a 8 km<sup>2</sup>, são granodioritos de granulação fina, contendo como máficos biotita e anfibólio subordinado. Os dados isotópicos K/Ar disponíveis sobre essas rochas indicam uma idade de  $1.8 \pm 0.6$  Ga (Brito Neves et al., 1980). O sexto conjunto é representado pelo plutão sienítico de Morro do Afonso, intrusivo na interface entre os terrenos do "greenstone belt" do Rio Itapicuru e o embasamento gnáissico migmatítico. Essa intrusão promove o desenvolvimento de uma modesta coroa de hornblenda hornfels nas lavas máficas do "greenstone" (Correia & Conceição, 1994). Devido aos seus aspectos estruturais e petrográficos, ela foi interpretada como o último

evento plutônico nos terrenos do Núcleo.

Embora exista um número restrito de dados geocronológicos sobre as rochas plutônicas da área, os disponíveis asseguram a contemporaneidade entre os eventos plutônicos e vulcânicos, além de expressarem a dominância do magmatismo cálcio-alcálico a 2 Ga. O caráter cálcio-alcálico desse magmatismo é compatível com os diferentes modelos propostos para o leste da Bahia (Figueiredo, 1989; Silva, 1992; Padilha, 1992), que admitem um envolvimento colisional.

## RELAÇÕES DE CAMPO E PETROGRAFIA

A intrusão de Morro do Afonso é um corpo de forma elipsoidal, alongada segundo NS, cobrindo área de 12 km<sup>2</sup>. Ela tem uma estrutura complexa marcada por uma grande variação de rochas que exibem relações cronológicas variadas, mesmo a nível de afloramento. Em face da escala de mapeamento e das dificuldades encontradas devido à grande variedade das relações entre as diferentes fácies da intrusão, não foi possível a delimitação precisa da distribuição espacial das mesmas, optando-se por representar, no mapa (Fig. 1), as áreas de dominância. Levou-se em conta, para isto, os aspectos texturais e composicionais.

Reconhecem-se nessa intrusão quatro fácies petrográficas principais: sienítica-monzonítica porfirítica leucocrática, sienítica-monzonítica porfirítica mesocrática, sienítica leucocrática grosseira e um amplo cortejo filoniano.

As rochas sieníticas e monzoníticas porfiríticas leucocráticas (Fig. 2) constituem a fácies mais abundante da intrusão, com cerca de 86% da área aflorante (Fig. 1). As estruturas dominantes nessas rochas são as de fluxo magmático. Elas materializam-se pelo alinhamento dos pórfiros de feldspato alcálico, acumulações centimétricas e localizadas dos pórfiros e figuras que sugerem emulsão entre dois magmas (mingling). Nas regiões onde estão presentes as figuras de emulsão, a presença de enclaves e filões sin-plutônicos máficos é mais abundante. Feições similares são descritas por Barbarin (1991), Fernandez & Barbarin (1991) e Didier & Barbarin (1991) como devido à interação entre magmas básico e félsico.

Os pórfiros de feldspato alcálico nessa fácies têm tamanho de 1 a 5 cm, atingindo localmente 15 cm, e apresentam percentuais variados (5-40%) nas diferentes rochas que a compõem. São cristais fortemente zonados, pertíticos e geminados segundo as leis de

Carlsbad e Manebach-Periclínio; suas formas são tabulares e prismáticas. Um exame detalhado desses fenocristais mostra que eles se desenvolvem epitaxialmente sobre fragmentos de cristais precoces, zonados, de feldspato alcálico. Esta textura é evidência de uma dinâmica complexa na câmara magmática, envolvendo, provavelmente, a presença de convecções, como testemunhado pelas estruturas de fluxo e emulsão. Os pórfiros incluem, também, poiquiliticamente cristais de diopsídio, biotita, apatita, óxidos de Fe-Ti e, mais raramente, anfibólio. Eles acham-se imersos em uma matriz fanerítica média a fina e com índice de cor variando de 10 a 60. Os minerais constituintes dessa matriz são feldspato alcálico pertítico, anfibólio verde, diopsídio, plagioclásio, biotita, óxidos ferro-titanados e titanita. Tem como acessórios usuais allanita, zircão e apatita. As feições descritas anteriormente, associadas à presença de número variado de enclaves das outras fácies petrográficas presentes no plutão e à existência de diques sin-plutônicos máficos, sugerem, também, ser, o processo de mistura, o fator responsável pela distribuição faciológica dessa intrusão.

A fácies sienítica-monzonítica porfirítica mesocrática (Fig. 2) tem expressão modesta no seio dessa intrusão (Fig. 1) e seus contatos com as outras fácies são variáveis (gradacionais ou bruscos). Diferencia-se da primeira fácies pelo maior volume da matriz e índice de cor mais elevado. Essas rochas ocorrem próximo à borda nordeste da intrusão, e formam bolsões de tamanhos variáveis, ricos em autólitos e filões sin-plutônicos máficos. Estes aspectos sugerem que essas regiões representem os condutos alimentadores dos magmas máficos (pipes?). As feições descritas para os fenocristais de feldspato alcálico da fácies sienítica-monzonítica porfirítica leucocrática estão, também, presentes nessas rochas. A matriz fanerítica apresenta composição variável de monzogábrica a monzonítica. Ela é constituída por feldspato alcálico, plagioclásio, diopsídio, anfibólio verde, titanita (coroando os minerais opacos), biotita e óxidos de Fe-Ti. Os autólitos máficos exibem formas geométricas que lembram as descritas por Blake & Koyaguchi (1991) como resultantes da interação de magmas com viscosidades próximas.

A fácies sienítica leucocrática grosseira é cumulática (Fig. 2). Ela apresenta-se como os altos topográficos do plutão e representa cerca de 12% das rochas aflorantes. É constituída por álcali feldspato sienitos leucocráticos, com 80

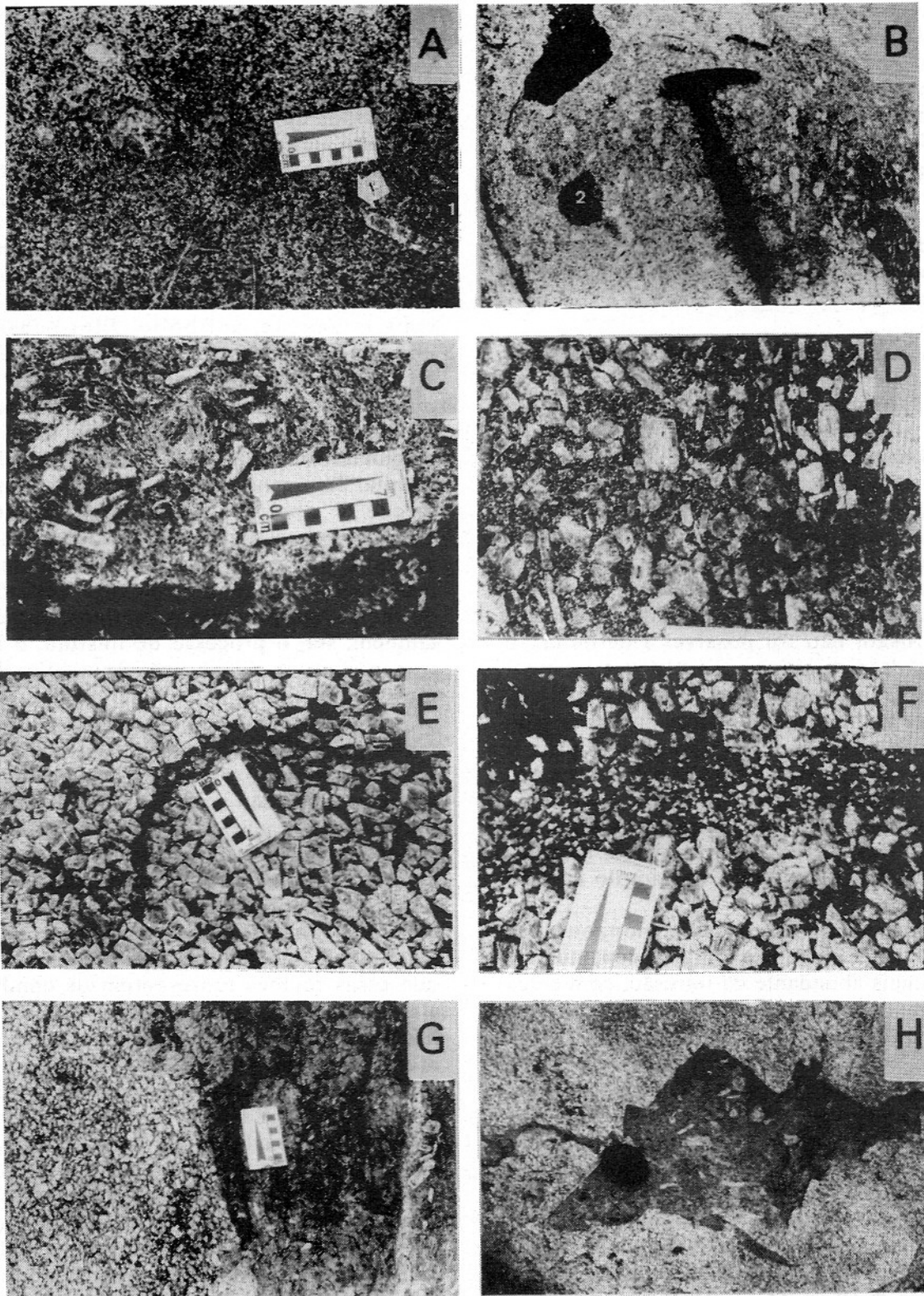


Figura 2 - Fotografias de alguns aspectos de campo das diferentes fácies petrográficas do plutão Moiró do Afonso. Texturas da fácies sienítica-monzonítica porfírica leucocrática (A e B), as partes escuras são autólitos de rochas máficas, elipsóides com 1-2 cm (A) e angulares com contato brusco (1) ou mostrando borda de reação com a encaixante (B, 2). Texturas da fácies sienítica mesocrática porfírica (C e D), exibindo forte orientação de fluxo magmático. Textura cumulática dos sienitos leucocráticos grosseiros (E e F), o máfico dominante na matriz é anfibólio, e filões sieníticos finos, com textura traquitóide (F). Filões lamprofíricos ocupando fraturas de várias dimensões e geometrias (G e H).

a 95% de grandes cristais prismáticos (4-10 cm) de feldspato alcalino. São encontrados localmente nessa fácies, leitos máficos com comprimento métrico (0,5-10 m) e espessura centimétrica (<15 cm), estruturados de forma paralela e exibindo terminações afuniladas. Estas estruturas são usualmente observadas nos plutões sieníticos do CSMC e interpretadas como cumulos de fluxo (Conceição, 1990). Nesses leitos, os fenocristais de feldspato são euédricos, pertíticos e zonados; encontram-se imersos em uma matriz rica em anfibólio e biotita, onde os primeiros guardam restos de diopsídio. No exterior dos leitos máficos, os cristais de feldspato alcalino ocorrem, como nas fácies anteriores, normalmente quebrados com crescimento epitáxico posterior desta mesma fase. Esta textura sugere a existência de uma etapa importante de transporte anterior à acumulação dos cristais. A matriz, com volume inferior a 20%, é formada por minerais máficos (anfibólio>biotita>diopsídio), óxidos ferrotitanados, titanita, apatita com hábito arredondado e acicular, plagioclásio (raro), tendo como acessórios allanita e zircão. Nessa fácies estão presentes enclaves centimétricos a métricos de hornblendíticos e filões de sienitos finos (<30 cm) com textura traquitóide, que podem representar líquidos diferenciados expulsos por "filter-press".

Três grupos de filões foram reconhecidos nesse plutão: máficos, graníticos e granodioríticos.

Os filões máficos aparecem como diques sin-plutônicos e como corpos tabulares tardios (Fig. 2), indicando que magmas máficos participaram de diferentes períodos da estruturação do plutão. Em alguns afloramentos localizados, os diques máficos sin-plutônicos exibem estruturas que lembram "pillows". São rochas porfíricas de cor escura a preta, faneríticas de granulação fina, com pórfiros de anfibólitos zonados (1-3 mm), diopsídio (2-5 mm) e, por vezes, biotita (1-4 mm) imersos em uma matriz (0,1-0,6 mm) constituída por feldspato alcalino, anfibólio, minerais opacos, raros cristais de plagioclásio, titanita, apatita (arredondada e acicular) e zircão. Por vezes, em algumas amostras, ocorrem epidoto e carbonatos como minerais de alteração. Ocasionalmente, encontram-se presentes pórfiros de feldspato alcalino, cinza escuro, interpretados como xenocristais das rochas sieníticas encaixantes. Segundo a proposta de nomenclatura da IUGS (Le Maitre, 1989), essas rochas correspondem a lamprófiros cálcio-alcálicos com dominância de vogesitos, embora em algumas delas possam

ser classificadas como minettes (mica>anfibólio).

As manifestações filonianas tardias relacionadas à intrusão, acham-se representadas por veios de quartzo e filões pegmatíticos compostos. Estes últimos têm composição granítica e apresentam paragênese com amazonita, espessartita e especularita. A presença de pegmatitos com amazonita é normalmente associada às mineralizações de Pb-Zn-Ag e Cu-Zn (Stevenson & Martin, 1986).

Os filões granodioríticos finos, localmente porfíricos (plagioclásio), exibem formas tabulares, verticais a subverticais, com espessura variável de 10 cm a 1,5 m, cortando indiscriminadamente o plutão e suas encaixantes. Eles são composicionalmente correlacionáveis ao plutonismo do tipo Morro do Lopes (Matos & Conceição, 1993), com idade K/Ar 1.8 Ga, segundo Brito Neves et al., (1980). Estes dados são contrários às observações de Matos & Conceição (1993), que consideram o sienito de Morro do Afonso como a última expressão plutônica do Núcleo Serrinha. Estas novas informações limitam a idade desse plutão entre 1.8 e 2.1 Ga.

## GEOQUÍMICA

O estudo geoquímico do plutão sienítico de Morro do Afonso é problemático, devido ao caráter porfírico e à granulação grosseira a muito grosseira de grande parte de suas rochas. Todavia, foram selecionadas 15 amostras faneríticas e pobres em pórfiros, representativas dos conjuntos, assim distribuídas: 3 dos filões lamprófiros e 12 das rochas sieníticas-monzoníticas. Estas amostras foram analisadas para os elementos maiores, alguns traço e Terras Raras (TR) pelo GEOLAB/GEOSOL. Os resultados obtidos, assim como alguns parâmetros geoquímicos, são fornecidos nas Tabelas 1 e 2.

As amostras analisadas apresentam SiO<sub>2</sub> variável de 50-63% e conteúdo elevado de flúor (600-3500 ppm). São rochas saturadas em silício, com hiperstênio e quartzo normativos (Tabela 1). Algumas amostras (959, 941, 940) possuem olivina (<5%) e nefelina (<1.6%) normativas, que traduzem a presença de anfibólio e mica na moda. Os valores do índice de apcaicidade nos lamprófiros variam de 0,58-0,80 e nas demais rochas de 0,8-0,96, refletindo o aumento da alcalinidade (Tabela 1). Estes valores baixos e moderados são indicativos do caráter metaluminoso da intrusão.

As rochas da intrusão de Morro do Afonso

Tabela 1 - Tabelas químicas das diferentes fácies petrográficas do plutão sienítico de Morro do Atonso com suas respectivas normas e alguns parâmetros geoquímicos.

	952	953	962	941	949	939	958	959	940	957	948	942	932	961	946
SiO <sub>2</sub>	50,90	52,00	52,50	53,80	54,70	55,20	56,60	56,60	56,90	56,80	58,00	58,20	58,70	63,20	63,70
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,00	1,30	0,97	0,91	0,89	0,79	0,78	0,79	0,80	0,74	0,69	0,67	0,44	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,60	11,20	12,70	13,80	14,60	13,10	14,60	14,90	14,00	15,50	15,50	15,50	15,60	16,80	15,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,60	4,00	4,00	5,00	4,80	3,30	3,80	3,60	3,00	3,50	3,20	4,30	2,80	1,50	1,60
FeO	5,70	4,70	5,00	3,70	3,80	4,40	2,70	3,40	3,30	3,70	3,00	2,50	2,80	2,30	2,80
MnO	0,19	0,18	0,21	0,14	0,14	0,17	0,13	0,13	0,12	0,16	0,15	0,13	0,14	0,10	0,13
MgO	7,70	6,80	5,10	4,40	3,50	5,00	3,30	3,30	3,60	3,00	2,40	2,20	2,70	1,30	1,40
CaO	10,30	9,50	6,90	5,90	4,60	5,50	4,70	4,50	5,00	3,90	3,50	3,10	3,70	2,20	2,10
Na <sub>2</sub> O	1,10	1,10	2,60	3,40	3,10	3,10	3,70	4,30	3,60	3,70	3,40	4,30	4,40	5,10	4,90
K <sub>2</sub> O	4,10	4,90	5,50	6,10	6,40	6,40	6,80	6,20	6,90	6,60	7,10	6,80	6,00	5,30	5,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,50	1,50	1,20	0,82	0,86	0,90	0,74	0,64	0,72	0,59	0,60	0,48	0,47	0,23	0,28
H <sub>2</sub> O+	0,55	1,06	1,03	0,66	0,65	0,73	0,61	0,68	0,48	0,60	0,95	0,81	0,85	0,33	0,76
Total	97,34	97,94	98,04	98,69	98,06	98,69	98,47	99,03	98,41	98,85	98,54	99,01	98,83	98,8	99,26
Qz	3,07	4,38			0,89						2,36	0,53	0,80	6,58	8,45
Or	24,23	28,96	32,50	36,05	37,82	37,82	40,19	36,64	40,78	39,00	41,96	40,19	35,46	31,32	34,28
Ab	9,31	9,31	22,00	26,26	26,23	26,23	31,30	33,47	29,55	31,30	28,76	36,38	37,22	43,14	41,45
An	11,90	11,17	6,76	4,40	7,05	2,95	3,18	3,07	1,69	6,22	6,09	2,94	5,13	7,33	2,66
Diop	23,60	20,88	15,77	15,41	8,10	14,83	12,06	12,05	14,73	7,48	5,91	7,28	8,14	1,72	4,64
Hy	13,94	11,03	8,09	7,25	6,66	2,54	0,25			5,08	5,08	2,24	4,83	4,84	1,39
Mt	5,22	5,80	5,80	7,25	6,96	4,79	5,51	5,22	4,35	5,08	4,64	6,24	4,06	2,18	4,06
Ilm	2,09	1,90	2,47	1,84	1,73	1,69	1,50	1,48	1,50	1,52	1,41	1,31	1,27	0,84	0,93
Ap	3,55	3,55	2,84	1,94	2,04	2,13	1,75	1,52	1,70	1,40	1,42	1,14	1,11	0,54	0,66
Ol			0,86	3,58		5,04	2,18	3,37	3,19	1,21					
Ne				1,35				1,57	0,49						
ID	36,61	42,65	54,50	63,66	64,94	64,05	71,49	71,68	70,82	70,30	73,08	77,10	73,48	81,04	84,18
mg#	46,27	45,03	37,23	34,92	30,12	40,42	35,03	33,20	37,50	30,46	28,99	25,67	33,67	26,26	24,82
Fe <sub>2</sub> /Fe <sub>3</sub>	3,52	2,62	2,79	1,65	1,76	2,96	1,58	2,10	2,46	2,35	2,08	1,30	2,24	3,39	1,27
(Na+K)/Al	0,59	0,63	0,80	0,88	0,82	0,92	0,92	0,92	0,96	0,85	0,86	0,93	0,88	0,84	0,94
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	5,20	6,00	8,10	9,50	9,50	9,50	10,50	10,50	10,50	10,30	10,50	11,10	10,40	10,40	10,70
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	3,73	4,45	2,12	1,79	2,06	2,06	1,84	1,44	1,92	1,78	2,09	1,58	1,36	1,04	1,18
R1	1763,9	1670,6	1015,5	697,3	797,4	852,0	676,1	589,1	711,6	715,6	813,7	565,2	779,6	1046,4	1016,2
R2	1692,1	1573,6	1240,5	1120,3	952,2	1093,5	953,0	937,5	988,2	870,2	797,6	744,9	835,9	629,4	594,3

Tabela 2 - Análises químicas representativas dos elementos traço e Terras Raras das rochas do plutão de Morro do Afonso. Em todas as amostras as dosagens para Ta e U foram respectivamente, inferiores a 5 e 10 ppm.

	952	953	962	941	949	939	958	959	940	957	948	942	932	961	946
V	163	136	142	128	109	117	104	102	103	85	74	75	80	42	47
Cr	209	191	182	182	145	473	136	100	109	164	173	109	136	436	75
Co	33	27	30	35	25	31	26	29	29	28	22	23	20	12	11
Ni	86	70	97	65	81	108	70	59	49	76	76	59	65	124	54
Cu	174	48	100	74	26	33	37	63	30	41	33	48	41	30	33
Ba	5394	6105	7140	5246	5820	4133	4572	4023	4591	3722	4977	3603	4518	2978	2827
Rb	89	115	175	168	159	186	200	195	204	178	229	188	153	120	213
Sr	1838	2112	1979	1749	2685	1714	1826	1623	1729	1457	2476	1468	2039	1556	1191
Y	40	41	43	29	30	34	30	30	36	20	27	21	20	13	22
Zr	352	333	243	620	883	173	399	568	306	590	206	756	369	454	592
Nb	11	16	31	25	8	9	16	11	15	15	11	15	14	17	19
Th	33	24	12	62	17	<5	36	40	22	56	5	40	12	27	93
Ga	<10	<10	<10	14	17	12	13	16	13	16	13	17	16	17	19
Hf	<8	<8	<8	17	18	<8	9	12	<8	15	<8	16	<8	10	12
Cs	<5	<5	8	19	<5	25	8	11	13	8	21	6	9	<5	<5
Cl	136	88	62	218	34	76	86	167	65	40	21	46	109	101	140
F	3500	3350	3200	1800	2300	2500	1450	1500	1850	1600	1850	1200	1200	600	1250
La	193,600	191,200	193,100	101,600	130,600	95,450	117,600	103,300	122,800	107,800	115,500	99,530	65,120	60,590	113,600
Ce	405,000	424,300	408,500	225,200	300,500	204,700	236,300	226,500	262,200	233,800	245,100	210,200	140,100	119,800	235,100
Nd	185,500	237,100	179,500	127,300	160,400	100,800	101,600	98,570	112,100	111,600	127,200	101,300	74,330	56,530	103,400
Sm	36,570	37,760	27,840	21,030	25,400	16,600	17,720	16,770	20,010	18,470	20,130	16,200	12,160	8,702	15,870
Eu	6,744	6,553	4,419	3,990	4,807	3,237	3,642	3,530	4,099	3,742	4,290	3,146	2,783	2,257	2,638
Gd	21,890	18,430	17,030	11,250	12,880	9,386	11,780	10,860	11,950	10,670	10,270	8,792	6,685	4,755	8,331
Dy	10,800	8,245	8,972	7,123	7,109	5,722	7,250	7,100	7,595	6,127	5,522	5,454	4,112	2,850	5,132
Ho	1,895	1,398	1,689	1,294	1,265	1,061	1,250	1,232	1,380	1,106	0,965	0,993	0,737	0,517	0,920
Er	3,702	2,509	4,024	2,830	2,624	2,444	3,161	2,810	3,041	2,379	1,900	2,182	1,560	1,129	1,947
Yb	1,766	1,082	2,132	1,773	1,499	1,559	1,791	1,851	1,952	1,495	1,277	1,437	1,048	0,783	1,214
Lu	0,148	0,121	0,304	0,212	0,186	0,197	0,250	0,285	0,224	0,196	0,165	0,179	0,126	0,115	0,157



são alcalinas com respeito ao diagrama álcalis versus sílica de Irvine & Baragar (1971) e ricas em potássio (série leucitítica), segundo o diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  de Peccerilo & Taylor (1976). Os seus dados químicos (Tabelas 1 e 2) são claramente distintos daqueles das séries alcalinas clássicas ( $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ) e os valores elevados dos elementos traço, notadamente o Ba, Sr, P e TR, mostraram-se, em geral, superiores aos usuais das rochas da série shoshonítica, com equivalente grau de diferenciação ou dos lamprófiros que lhes são associados (p.e. Lima & Nardi, 1991).

Com base na classificação química proposta por De La Roche et al. (1980), os lamprófiros têm composição de olivina gabro (952, 953) e, na intrusão, a predominância é da composição sienogabro (962), sienodiorítica, com termos sieníticos (942, 946 e 961; Fig. 3a) subordinados. São rochas ricas em álcalis ( $5 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 12$ ) e com razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ( $1,0 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 4,45$ ), que indicam o seu caráter potássico. Utilizando-se os critérios

químicos estabelecidos por Foley et al. (1987), que consideram como rochas ultrapotássicas (sensu stricto) aquelas apresentando  $\text{K}_2\text{O} > 3$ ,  $\text{MgO} > 3$  e  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$ , tem-se que os filões máficos e alguns sienodioritos (939, 948 e 949) satisfazem estas condições (Fig. 3b). Observa-se, ainda, que as altas razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , nestas rochas, estão correlacionadas aos valores mais elevados de magnésio, indicando a natureza ultrapotássica do magma parental.

Nos diagramas "spiders" (Fig. 4), normalizados pelos valores condríticos de Thompson et al. (1984), observa-se que os lamprófiros e os sienodioritos estudados são enriquecidos em K ( $280 < \text{K}^* < 500$ ; \* = elemento normalizado pelo valor condrítico), Ba ( $400 < \text{Ba}^* < 1100$ ), Sr ( $120 < \text{Sr}^* < 210$ ), P ( $45 < \text{P}^* < 142$ ) e TR; contém valores moderados de Zr ( $25 < \text{Zr}^* < 111$ ), são empobrecidos em Nb, Ti, Nd, enriquecidos em ítrio e possuem valores variáveis de Th (Fig. 4). Estes espectros são comparáveis aos das rochas potássicas correlacionadas à orogênese (Thompson &

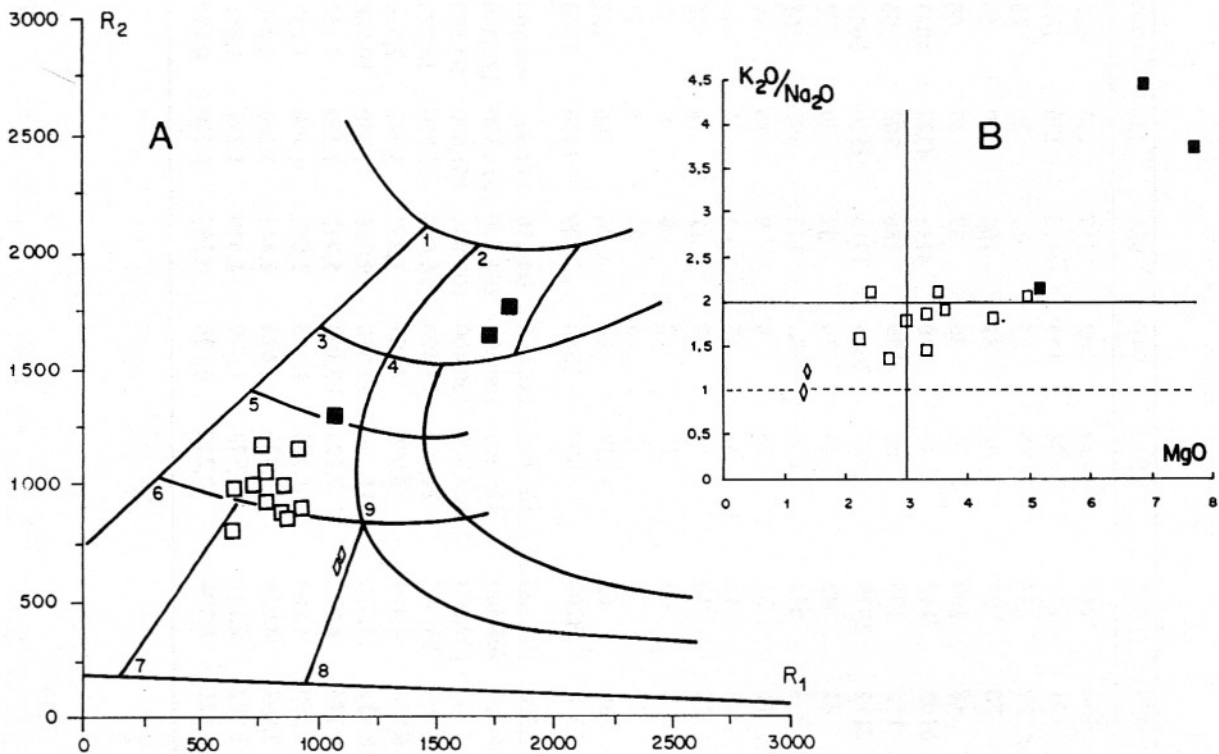


Figura 3 - Classificação química das amostras estudadas segundo o diagrama R1R2 de De la Roche et al. (1980),  $R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$  e  $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$  (A) e diagrama  $\text{MgO}$  versus  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (B). Legendas: filões lamprofíricos (■), sienodioritos (□) e sienitos (◇). Terminologia: gabro alcalino (1), olivina-gabro (2), sienogabro (3), monzogabro (4), sienodiorito (5), nefelina sienito (6), sienito (7), quartzo sienito (8) e monzonito (9).

Fowler, 1986; Leat et al., 1987; Edwards et al., 1991; Corriveau & Gorton, 1993; Janasi et al., 1993). O empobrecimento em Nb e Ti tem sido interpretado nas rochas potássicas como fracionamento de óxidos de Fe-Ti ou como uma assinatura precoce da fonte (Foley & Wheller, 1990). O pico negativo de Nd (0,11-0,36) reflete os conteúdos relativos, anormalmente elevados, do fósforo e estrôncio (Fig. 4), traduzindo, provavelmente, a natureza da fonte. Este aspecto do Nd está presente em alguns lamprófiros (Thompson et al., 1988, 1989), que, devido as suas características particulares, pode refletir o papel dos voláteis.

Nas rochas sieníticas (946, 961) aparece um sensível empobrecimento em fósforo ( $21 < P^* < 27$ ), associado a uma elevação dos conteúdos de Th ( $642 < Th^* < 2300$ ) e Zr ( $66 < Zr^* < 87$ ), sugerindo o fracionamento de apatita e taxas modestas de acumulação de zircão e monazita(?). Da observação direta dos espectros das rochas estudadas (Fig. 4), algumas feições comuns sugerem a cogeneticidade entre elas e outras, como a diminuição dos conteúdos dos elementos traço, com a diferenciação, parecem refletir a dinâmica de processos de mistura e fracionamento in situ.

Os espectros de Terras Raras obtidos para essas rochas (Fig. 5) mostram um forte enriquecimento em TRL ( $41 < [Ce/Yb]_N < 101$ ) e modestas anomalias em Eu, que são feições características das suítes potássicas. Este diagrama reflete igualmente as evoluções evidenciadas pelos diagramas multielementares (Fig. 4).

## AFINIDADE GEOQUÍMICA DOS LAMPRÓFIROS

Os lamprófiros ultrapotássicos da intrusão de Morro do Afonso (Fig. 3) caracterizam-se por uma estreita variação de sílica (50-53% SiO<sub>2</sub>); elevados conteúdos de magnésio (6,9-9,5% MgO), cálcio (6,9-10,3% CaO), potássio (4,1-5,5% K<sub>2</sub>O), bário (5394-7140 ppm), estrôncio (1838-2112 ppm), TR ( $860 < TR < 930$ ), flúor (3200-3500 ppm); altas razões  $[Ce/Yb]_N$  ( $49 < [Ce/Yb]_N < 101$ ); valores moderados de Cr (182-209 ppm), Ni (70-97 ppm); baixos conteúdos de titânio (1-1,3% TiO<sub>2</sub>), nióbio (11-31 ppm), e se projetam no campo das rochas minéticas (Fig. 6) de Rock (1987).

Este perfil geoquímico é comparável aos dos lamprófiros associados aos plutões graníticos (l.s.) e sieníticos pós-tectônicos correlacionáveis a ambientes de subducção recente (Alpes, Venturelli et al., 1984; Tibet, Rex

et al., 1988 e Pognate, 1990; Escócia, Leat et al., 1987; Rock et al., 1986 e Thompson & Fowler, 1986) ou proterozóicos (Abitibe, Corriveau & Gorton, 1993).

Os conteúdos relativamente baixos de Cr, Ni e os valores de mg# (<50) dos lamprófiros investigados são inferiores àqueles usualmente aceitos para magmas em equilíbrio com o manto ( $Cr > 500$ ,  $Ni > 200$  e  $mg\# > 70$ ; Wilson, 1989). O alto coeficiente de correlação entre Cr e Ni indica fracionamento de olivina. A riqueza em Ba, Sr, K, TR, F e fósforo (1,2-1,5% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

$^{22}O_3$ ) e as altas razões  $[Ce/Yb]_N$  minimizam a importância de contribuições do embasamento gnáissico cálcio-alcálico e apontam para um parental básico ultrapotássico com retenção de granada na fonte. O empobrecimento em rubídio (Fig. 4) nessas rochas é sugestivo do fracionamento precoce de flogopita. A ausência de anomalia negativa em estrôncio (Fig. 4), associada à presença de feldspatos na matriz, indicam o elevado conteúdo de voláteis, comuns nos magmas lampróficicos, impedindo a estabilidade do mineral ao nível do liquidus.

As rochas ultrapotássicas são classificadas, segundo critérios químicos, em quatro grupos (Foley et al., 1987): o primeiro é formado pelos lamproítos e outras rochas alcalinas de zonas continentais estáveis que se caracterizam pelos baixos valores de CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, alta razão K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e mg#; o segundo, tem como representantes típicos os kamafugitos de zonas de "rifts" (baixo SiO<sub>2</sub> e alto CaO); o terceiro, consistindo de rochas das áreas orogênicas (p.e. Província Romana), é caracterizado pelos altos CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e baixo mg#; e o quarto grupo tem características transicionais entre os demais. Segundo esses parâmetros, os lamprófiros estudados são classificados como pertencentes ao grupo III.

A geração das rochas ultrapotássicas do grupo III é usualmente aceita como devido a pequeno grau de fusão parcial de uma fonte litosférica, previamente enriquecida em elementos incompatíveis (McKenzie, 1989; Ringwood, 1989). No caso específico da geração das rochas vogesíticas e minéticas existe controvérsia, por exemplo: modificação de magmas lampróiticos ou leucitíticos por contaminação crustal (Rock, 1984); fusão da base da crosta (Foley et al., 1987); ou cristalização a partir de magmas máficos ultrapotássicos (Thompson & Fowler, 1986). Embora os dados disponíveis indiquem tratar-se de magmas vogesíticos/minéticos típicos (Fig. 6) e sugiram um magma parental básico

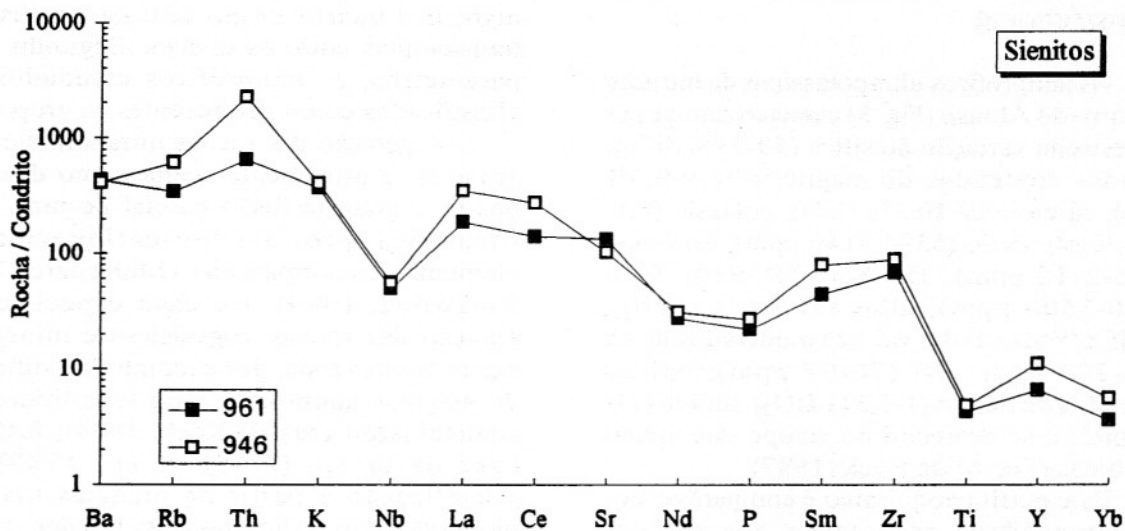
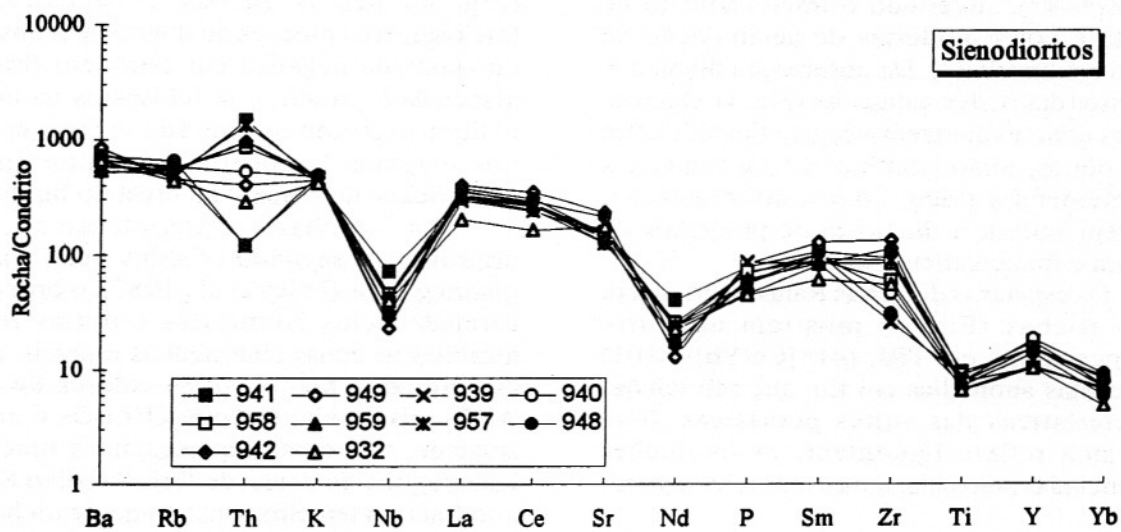
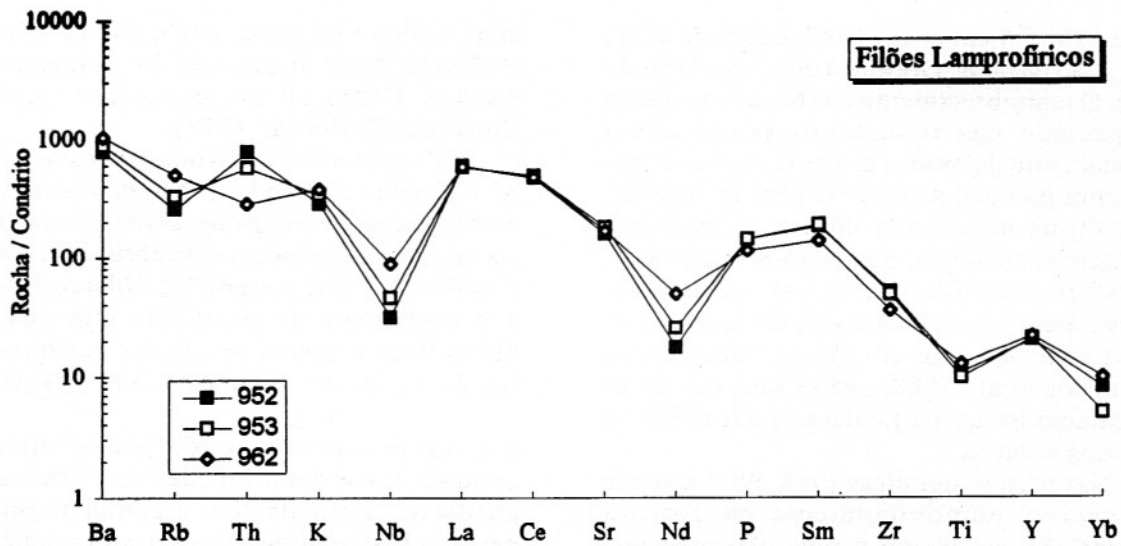


Figura 4 - Espectros dos elementos traço das rochas estudadas normalizados pelos valores condriticos de Thompson et al. (1984).

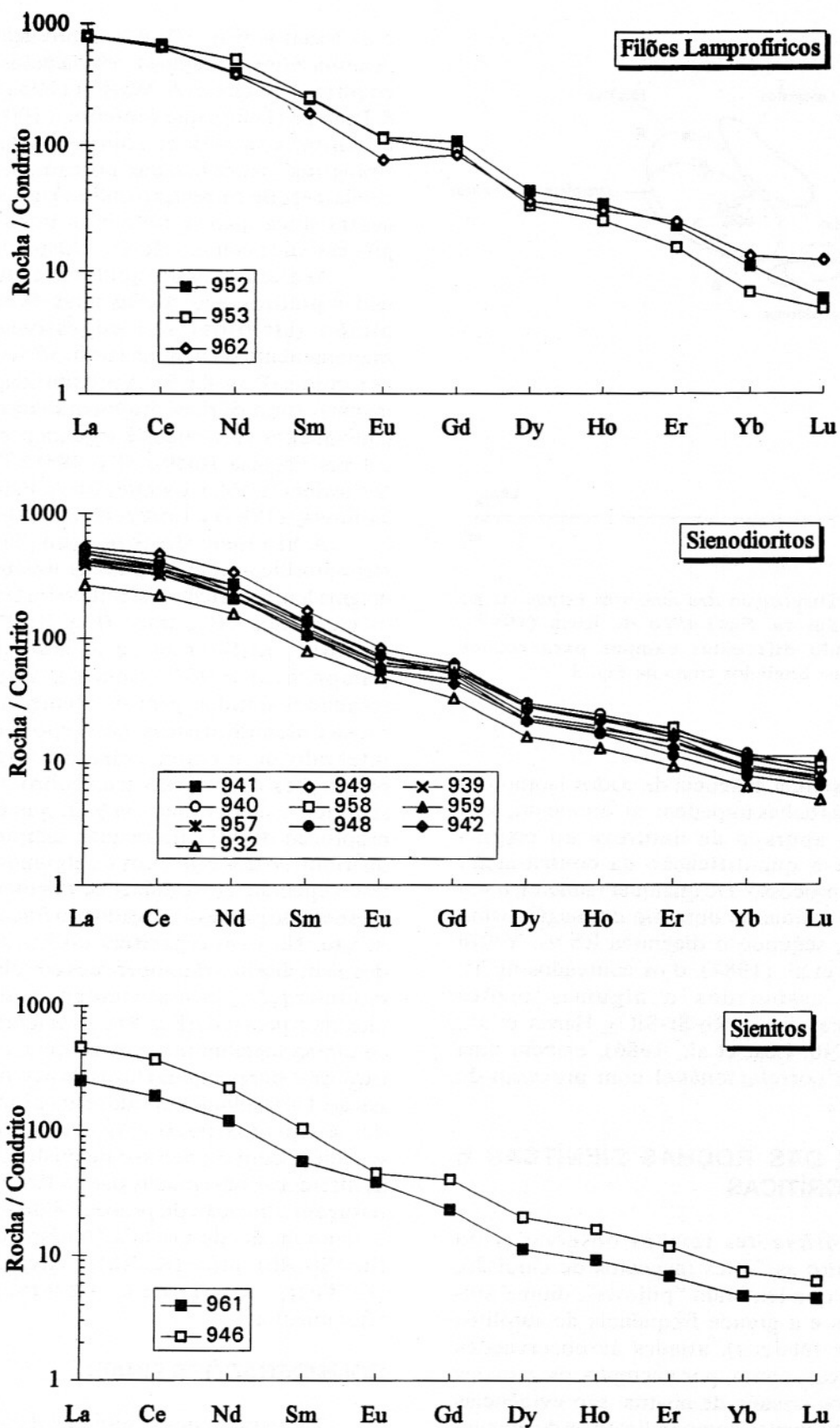


Figura 5 - Espectros dos elementos Terras Raras das rochas estudadas normalizados pelos valores condriticos de Evensen et al. (1978).

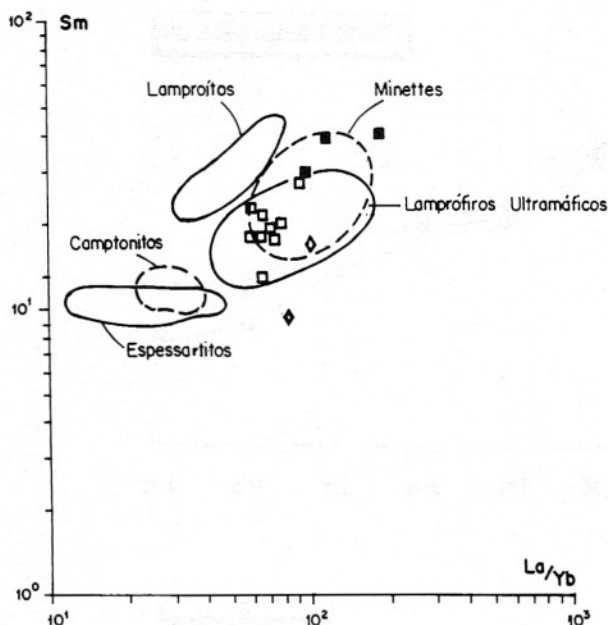


Figura 6 - Disposição das amostras estudadas no diagrama Sm vs. Sm/La/Yb de Rock (1987), apresentando diferentes campos para rochas lampróficas. Símbolos como na Fig. 3.

ultrapotássico, a ausência de dados isotópicos sobre essas rochas impedem, no momento, uma avaliação apurada da natureza do magma parental e a quantificação da contribuição crustal no processo. De qualquer maneira, o seu quimismo a situa no domínio do magmatismo intraplaca, segundo o diagrama Rb vs. Y+Nb de Pearce et al. (1984), e os conteúdos de Ti, Nb e P, associados a algumas razões geoquímicas (p. e. Rb/Sr-SiO<sub>2</sub>, Harris et al., 1986; Zr/Nb, Leat et al., 1986), exibem uma assinatura correlacionável com processo de subducção.

## ORIGEM DAS ROCHAS SIENÍTICAS E SIENODIORÍTICAS

As diferentes feições observadas no campo entre as fácies (aspectos de emulsão, estruturas que lembram "pillows", diques sin-plutônicos e a grande frequência de autólitos máficos e félsicos), aliadas às observações petrográficas, como, por exemplo, os variados hábitos dos cristais de apatita, são evidências usualmente aceitas como indicativas de mistura de magmas. Adicionam-se a esses argumentos a evolução química, onde as rochas sienodioríticas dispõem-se alinhadas, com alto coeficiente de correlação entre os lamprófitos

e os sienitos (Fig. 7), e, a diferença de temperatura entre os magmas, obtida pelos métodos empíricos de Green & Watson (1982) e Green & Pearson (1986), que é inferior a 100°C sendo, portanto, compatível com as estruturas de "mingling" reconhecidas no campo. O baixo coeficiente de correlação obtido para o potássio contra sílica, parece refletir as influências do processo de acumulação do feldspato.

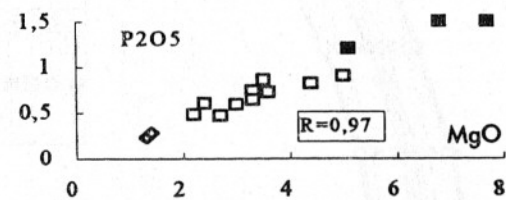
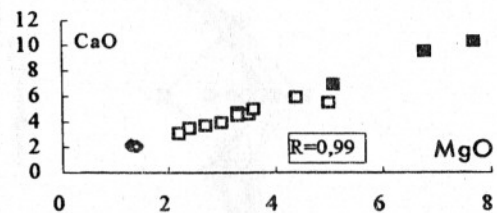
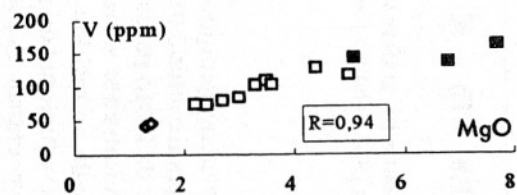
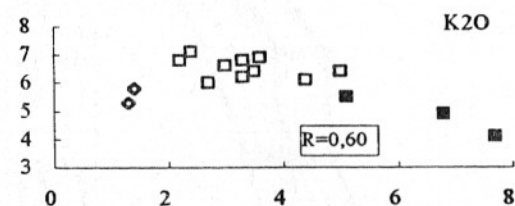
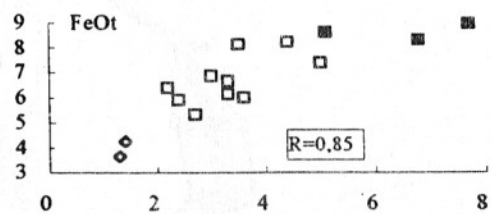
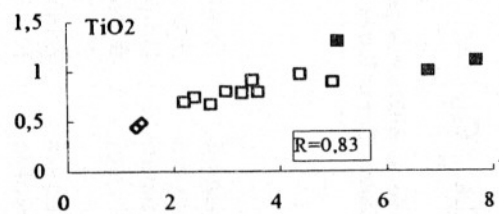
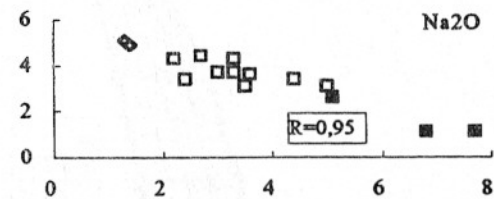
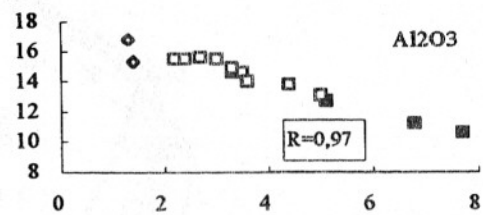
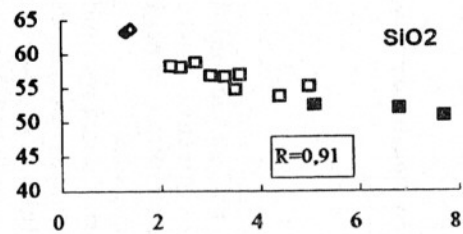
As assinaturas geoquímicas comuns entre os lamprófitos e as rochas mais evoluídas do plutão (sienitos) são sugestivas de um fracionamento do magma lamprófitico gerando os sienitos (Figs. 4 e 5). A possibilidade de que magmas lamprófiticos originem sienitos ou seus equivalentes vulcânicos é arguida por diversos autores: Escócia, Rock et al. (1986) e Thompson & Fowler (1986); Colorado, EUA, Esperança & Holloway (1987) e Leat et al. (1988).

A hipótese de formação das rochas sienodioríticas pelo produto de mistura entre o magma lamprófitico e o sienítico foi testada para os elementos TR e traço (Fig. 8). Para esses cálculos, utilizaram-se as amostras 952 (lamprófito) e 961 (sienito). Segundo os resultados obtidos para os elementos TR, as rochas sienodioríticas correspondem a um intervalo de mistura entre os magmas nas proporções de 30-60% lamprófito + 70-40% sienítico, exceto a amostra 932, que equivale à proporção de 11% do magma lamprófitico. A distribuição dos espectros de algumas amostras interceptando as isolinhas de mistura sugere a presença de processos ligados ao fracionamento in situ. No caso específico do Lu, os valores dos sienodioritos são superiores aos obtidos pela modelização; comportamento idêntico é mostrado para o Zr (Fig. 8b). Esta feição, devido ao caráter metaluminoso do magma, poderia ser explicada por pequenas taxas de acumulação do zircão. Os resultados obtidos para a modelização dos elementos traço (Fig. 8b) são também coerentes com o processo de mistura. Todavia, as diferenças observadas para o Rb, Th, Zr e Sr reforçam a atuação de processos de segregação e acumulação de cristais [feldspato alcalino (Ba>Sr>Rb), mica (K, Rb) e zircão/monazita (Zr/Th)], usualmente observadas nos afloramentos.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Da reunião dos diferentes dados obtidos (campo, petrográficos e químicos), pode-se concluir que o plutão de Morro do Afonso representa uma associação potássica particular do tipo sienito-lamprófito no Núcleo Serrinha.

Figura 7 - Evolução química dos elementos maiores versus óxido de magnésio para as rochas estudadas. Símbolos como na Fig. 3.



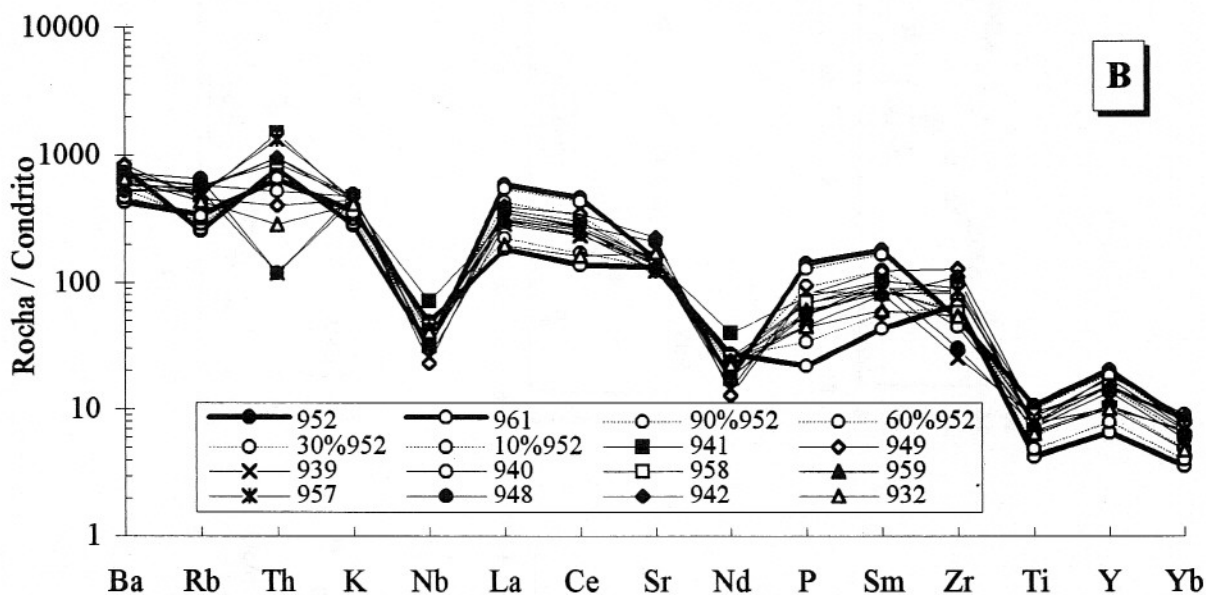
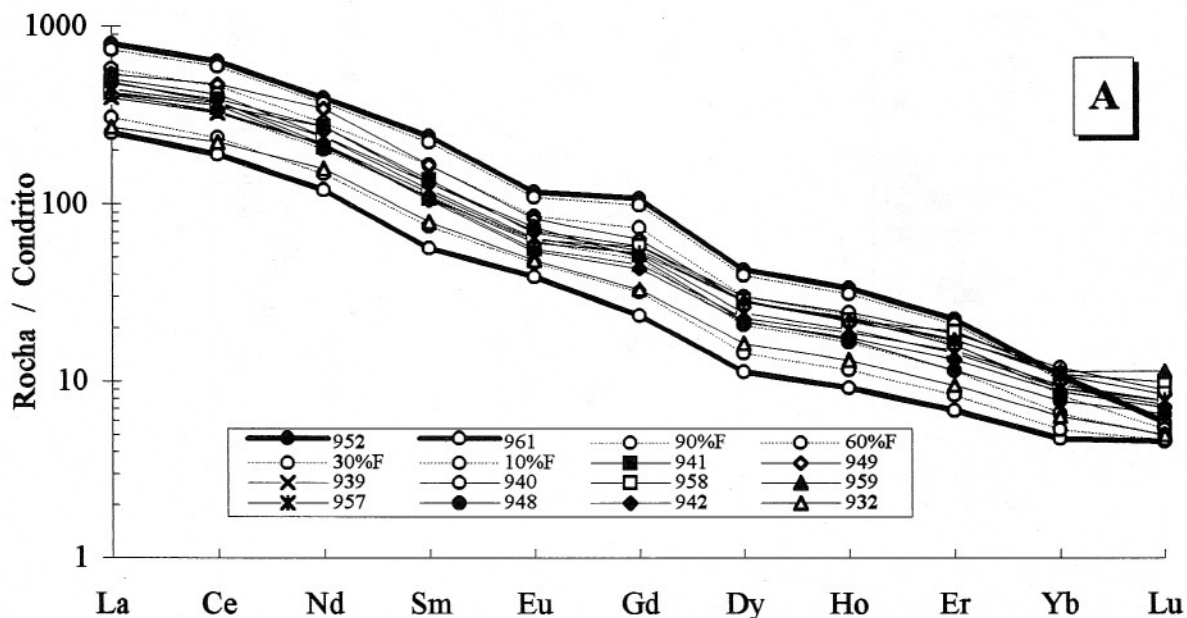


Figura 8 - Representação gráfica apresentando as diferentes proporções do modelamento da mistura entre o lamprófito (952) e (961) sienito para os elementos Terras Raras (A) e traço (B)

As características geoquímicas do magma lamprofítico (vogesítico/minéttico) sugerem sua formação a partir da fusão parcial de um manto litosférico previamente enriquecido com retenção de granada no resíduo.

A história evolucionar do plutão pode ser explicada em duas etapas. A primeira envolve o fracionamento e a formação do magma sienítico, a partir do magma lamprofítico. A segunda, mais complexa, compreende a

formação das rochas sienodioríticas por um processo de mistura entre os magmas lamprofítico e sienítico, concomitante com o fracionamento in situ.

Os aspectos de campo indicam que esse plutão é posterior às últimas deformações do Núcleo Serrinha. Os dados geoquímicos ratificam estas características e sugerem um ambiente intraplaca, com uma assinatura de processos de subducção.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Companhia Baiana de Pesquisa Mineral-CBPM, pelo apoio indispensável propiciado diversas etapas deste estudo. Esta pesquisa desenvolve-se no âmbito dos projetos Sienitos Precambrianos da Bahia (CNPq, Proc. nos 403760/91-7 e 300200/91-9) e Cráton do São Francisco, na Bahia: Evolução Geodinâmica e Potencial Metalogenético (FINEP/PADCT n° 60.94.0038.01). H.C. expressa sua gratidão a Fernando M. V. Matos

(DOCEGEO), Ian McReath (USP), Marcelo A. G. Conceição (SIBRA) e Olivar de Lima e Lima (PPPG-UFBA), pelas proveitosas discussões e incentivos. D.R. Rios agradece ao Programa PIBIC-UFBA, pela bolsa de IC. Os autores expressam seus agradecimentos a Jorge Plá Cid pelas discussões e ajuda nos trabalhos de campo e, ao bolsista Basílio E. Cruz, pelo prestimoso auxílio em diversas etapas do trabalho (IC-CNPq/PIBIC-UFBA).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBARIN, B. (1991) Contrasted origins for the polygenic and monogenic enclaves swarms in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *Terra Abstr.*, **3**:32.
- BLAKE, S. & KOYAGUCHI, T. (1991) Insights on the magma mixing model from volcanic rocks. In: J. Didier & B. Bararin (eds.) *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*, **13**:403-414.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G.; TORQUATO, J.R.F. (1980) Evolução geocronológica do Precambriano no Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda & F.B. Duarte (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, SGM-CPM, Salvador*, **3**:1-80.
- 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, Univ. Paris-Sul, Centre d'Orsay-França, 395p.
- CONCEIÇÃO, H. (1992) Petrologia dos filões graníticos e sieníticos potássicos do Cinturão Móvel Salvador Curaçá. *Geochim. Brasil.*, **6**:34-54.
- CONCEIÇÃO, H. (1993) Petrology of the syenites from the Salvador-Curaçá Mobile Belt (Bahia-Brazil): geodynamic significance. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **65**:17-32.
- CORREIA, D. R. & CONCEIÇÃO, H. (1994) Geologia e petrografia da intrusão sienítica de Morro do Afonso (Núcleo Serrinha-Bahia). 38° Congr. Bras. Geol., Camboriú, SC, Bol. Res. Exp., **1**:147-148.
- CORRIVEAU, L. & GORTON, M. P. (1993) Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville Province. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**:262-279.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-elements analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (1991) The different types of enclaves in granites-Nomenclature. In: J. Didier & B. Bararin (eds.) *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*, **13**:19-21.
- EDWARDS, C.; MENZIES, M.; THIRWALL, M. (1991) Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate process in the genesis of potassic alkaline magmas. *J. Petrol.*, **32**:555-592.
- ESPERANÇA, S. & HOLLWAY, J.R. (1987) On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**:207-216.
- EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; ONIONS, R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **42**:1199-1212.
- FERNANDEZ, A. N. & BARBARIN, B. (1991) Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: J. Didier & B. Bararin (eds.) *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*, **13**:263-276.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1989) Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Amer. Earth Sci.*, **2**:131-145.
- FOLEY, S. F. & WHELLER, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks. *Chem. Geol.*, **85**:1-18.
- FOLEY, S. F.; VENTURELLI, G.; GREEN, D. H.; TOSCANI, L. (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.*, **24**:81-134.
- GREEN, T.H. (1982) Experimental studies relevant to petrogenesis of andesites. In: R.S. Thorpe (ed.), *Andesite-Orogenic Andesites and*



- Related Rocks, John Willey & Sons, Chichester, 465-487.
- GREEN, T. H. & PEARSON, N. J. (1986) Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic and felsic composition at high P, T. *Chem. Geol.*, **54**:185-201.
- GREEN, T.H. & WATSON, E.B. (1982) Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to orogenic rocks series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**:96-105.
- HARRIS, N. B.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: M.P. Coward & A.C. Ries (Eds.) *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Sp. Pub., London, **19**: 67-81.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **21**: 853-863.
- JANASI, V. A.; VLACH, S. R. F.; ULBRICH, H.H.G.J. (1993) Enriched-mantle contributions to the Itu Granitoid Belt Southeastern Brazil: evidence from K-rich diorites and syenites. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **65**:107-118.
- KISHIDA, A. & RICCIO, L. (1980) Chemostratigraphy of lava sequence from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia State, Brazil. *Prec. Res.*, **11**:161-178.
- LE MAITRE, R.W. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms-Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK. 193p.
- LEAT, P. T.; THOMPSON, R. N.; MORRINSON, M.A.; HENDRY, G. L.; TRAYHORN, S.C. (1987) Geodynamic significance of post-Variscan intrusive and extrusive potassic magmatism in SW England. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **77**:349-360.
- LEAT, P. T.; THOMPSON, R. N.; MORRINSON, M.A.; HENDRY, G. L.; DICKIN, A. P. (1988) Silicic magmas derived by fractionation crystallization from Miocene minette, Elkhead Mountains, Colorado. *Min. Mag.*, **52**:577-585.
- LIMA, E.F. & NARDI, L.V.S. (1991) Os lamprófios da associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Geochim. Brasil.*, **5**:117-131.
- MASCARENHAS, J. F. (1979) Evolução tectônica do Precambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, SME/CPM, Salvador, BA*, **2**:57-157.
- MASCARENHAS, J. F. & ALVES DA SILVA, E. F. (1994) Greenstone belt de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton de São Francisco. *Série Arquivos Abertos, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral-CBPM, Salvador, BA*, **5**:32p.
- MATOS, F. M. V. (1988) Um estudo estrutural e petrográfico do Domo Granítico Gnáissico de Ambrósio, no Greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil. *Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia*, 83p.
- MATOS, F. M. V., & CONCEIÇÃO, H. (1993) Granitogênese associada a parte oeste do Cráton Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru: Geologia e Tipologia. II Simp. Sobre o Cráton do São Francisco: Evolução Tectônica e Metalogenética do Cráton do São Francisco, Salvador, BA, SBG/SGRM-SGM, Anais, 60-62.
- McKENZIE, D. (1989) Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **95**:53-72.
- PADILHA, A. V. (1992) Estruturas e tectônica da Folha Serrinha. *Texto Explicativo da Folha Serrinha SC.24-Y-D-VI (Estado da Bahia), PLGB-CPRM, MIFE/SNMM-DNPM, Brasília, DF*, 49-57.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B.W.; TINDLE, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic discrimination of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- PECCERIOLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**:63-81.
- POGNATE, U. (1990) Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dykes from northern Karakorum (Sinkiang, China). *Lithos*, **26**:305-3016.
- REX, A. J.; SEARLE, M. P.; TIRRUL, R.; CRAWFORD, M.B.; PRIOR, D.J.; REX, D.C.; BARNICOAT, A. (1988) The geochemical and tectonic evolution of the central Karakorum, North Pakistan. *Philos. Trans. R. Soc. London.*, **A326**:229-255.
- RINGWOOD, A. E. (1989) Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamic basalt petrogenesis, and crustal evolution. *J. Geol.*, **90**:611-643.
- ROCK, N. M. S. (1984) Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kerdantites and spessartites. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.* **74**:193-227.
- ROCK, N.M.S. (1987) Nature and origin of lamprophyres: an review. In: J.G. Fitton & B.G.J Upton (eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society Special Publication, **30**:191-226.
- ROCK, N. M. S.; GASKATH, J. W.; RUNDLE, C.C (1986) Late Caledonian dyke-swarms in southern Scotland: a regional zone of primitive K-rich lamprophyres and associated vents. *J. Geol.*, **94**:505-522.
- ROGERS, N. W.; HAWKESWORKTH, C. J.; MATTEY, D. P.; HARMON, R.S. (1987) Sediment subduction and source of potassium in orogenic leucitites. *Geology*, **15**:451-453.
- SABATÉ, P.; CAEN-VACHETTE, M. M.; MARINHO, M.M.; SOARES, C.P. (1990)

- Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd da intrusão monzonítica a 2,0 Ga de Cansanção (Bahia, Brasil). Simpósio Granitos Precambrianos do Brasil. XXXVI Congr. Bras. Geol., Natal, RN, Bol. Res. Exp. **IV**:163.
- SILVA, M. DA G. (1992) O Greenstone belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**:157-166.
- STEVENSON, R. K. & MARTIN, R. F. (1986) Implication of the presence of amazonite in the Broken Hill and Geco metamorphosed sulfide deposits. *Canad. Mineral.*, **24**:729-745.
- TEIXEIRA, L. R. (1992) Geoquímica da Folha Serrinha. Texto Explicativo da Folha Serrinha SC.24-Y-D-VI (Estado da Bahia), PLGB-CPRM, MIFE/SNMM-DNPM, Brasília, DF, 77-107.
- THOMPSON, R. N. & FOWLER, M. B. (1986) Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**:507-522
- THOMPSON, R. N.; MORRINSON, M. A.; HENDRY, G.L.; PARRY, S.J. (1984) An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A310**:549-590.
- THOMPSON, R. N.; LEAT, P. T.; DICKIN, A. P.; MORRINSON, M.A.; HENDRY, G.L.; GIBSON, S.A. (1988) Silicic magmas derived by fractional crystallization from Miocene minette, Elkead Moutains, Colorado. *Min. Mag.*, **52**:577-585.
- THOMPSON, R. N.; LEAT, P. T.; DICKIN, A. P.; MORRINSON, M.A.; HENDRY, G.L.; GIBSON, S.A. (1989) Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during extensional and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **98**:139-153.
- VENTURELLI, G.; THORPE, R. S.; DAL PIAZ, G.V.; DEL MORO, A.; POTS, P.J. (1984) Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**:209-220.
- WILSON, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, U.K., 466p.