

## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DO MACIÇO SIENÍTICO DE SÃO FÉLIX - BAHIA

M.L.S. Rosa<sup>1</sup>, H. Conceição<sup>1,2</sup>

1. Curso de Pós-Graduação em Geologia, UFBA, Salvador, BA

2. Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica, UFBA, Salvador, BA

## ABSTRACT

The São Félix syenite massif is located in the central-eastern part of Bahia State. It is an elongate N-S trending pluton, which extends for about 16 km, covering an area of only 32 km<sup>2</sup>. The massif intruded the granulitic terrains of the Salvador-Curaçá mobile belt, along a regional sinistral shear zone with lithospheric dimensions. This pluton is composed of leucocratic rocks, fine to medium-grained, sometimes porphyritic, presenting a gneissic/mylonitic texture. Three petrographic facies are identified in the massif: (i) gneissic syenite (85% of the outcropping rocks); (ii) porphyritic syenite (9%); and (iii) mafic syenite (6%). Mineral chemistry data show a common and monotonous mineralogy for all lithotypes. Clinopyroxene is mainly diopside with subordinate augite. Amphibole composition ranges from edenite-hornblende to actinolite. Micas are phlogopite and biotite. Chemically, the rocks are classified as alkaline and metaluminous. They show high Ba, Sr, Rb and K values and are Nb, Ti, Ta and P depleted. They are enriched in LREE ( $39 < [Ce/Yb]_N < 70$ ). Chemical data support a post-collisional environment related to a previous subduction zone, through typical lamprophyric ultrapotassic affinities.

## RESUMO

O maciço sienítico de São Félix, localizado na região centro-leste do Estado da Bahia, constitui uma intrusão alongada na direção N-S, por cerca de 16 km, abrangendo apenas uma área de 32 km<sup>2</sup>. Este maciço encontra-se encaixado nos terrenos granulíticos do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, dentro de um cisalhamento sinistral regional de dimensões litosféricas. O plutão é constituído por rochas predominantemente leucocráticas, de granulação fina a média, ocasionalmente porfiríticas, apresentando textura gnáissica/milonítica. Três fácies petrográficas foram identificadas correspondendo aos seguintes percentuais da área aflorante: (i) sienito gnáissico (85%); (ii) sienito porfirítico (9%); e (iii) sienito máfico (6%). Os dados de química mineral revelam uma mineralogia comum e monótona nas diversas litologias. O clinopiroxênio usual é o diopsídio, embora ocorra augita subordinada. O anfibólio evolui de edenita-hornblenda para actinolita. As micas correspondem a flogopita e biotita. Quimicamente, as rochas classificam-se como alcalinas potássicas, metaluminosas e possuem teores elevados de Ba, Sr, Rb e K, bem como empobrecimentos em Nb, Ti, Ta e P. Essas rochas mostram ainda enriquecimento em ETRL ( $39 < [Ce/Yb]_N < 70$ ). Os dados químicos apontam para ambientes pós-colisionais relacionados à zona de subducção, com afinidade lamprofírica ultrapotássica.

## INTRODUÇÃO

Encaixados nos terrenos granulíticos do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC), ocorre um alinhamento de corpos sieníticos segundo a direção N-S, por cerca de 600 km (Conceição 1990; 1992). Este "trend" é formado por três maciços (Fig. 1-A): Itiúba (Norte; 1800 km<sup>2</sup>), Santanópolis (Sudeste; 180 km<sup>2</sup>) e São Félix (Sul; 32 km<sup>2</sup>). Os plutões apresentam idades entre 2,1 Ga (Conceição 1990) e 2,0 Ga (Conceição et al. 1993) e cimentam uma geossutura de dimensões litosféricas responsável pela ascensão do magmatismo sienítico no Trasmazônico (Conceição 1993).

Dentro deste contexto, o Maciço Sienítico de São Félix (MSSF) tem uma forma sigmoidal, alongada por 16 km, localizando-se no extremo sul do CMSC no Recôncavo

Baiano, região compreendida entre as cidades de São Félix e Maragogipe (Fig. 1-B), distando cerca de 110 km da cidade de Salvador.

Esta pesquisa faz parte de um projeto maior que visa a caracterizar, do ponto de vista petrológico, o plutonismo sienítico potássico no leste do Estado da Bahia, bem como compreender o seu significado geodinâmico. Neste trabalho, são apresentados e discutidos os dados de campo, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos do MSSF.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

O CMSC, no sentido de Santos & Dalton de Souza (1983), é parte integrante do embasamento do Cráton do São Francisco

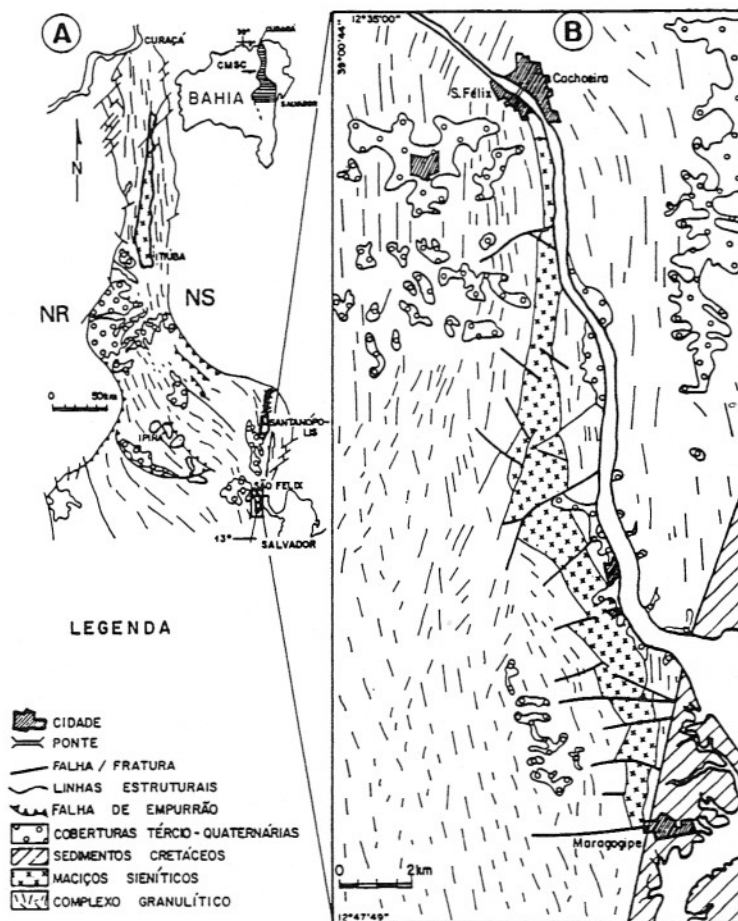


Figura 1 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC) apresentando a distribuição dos maciços sieníticos e dos núcleos antigos de Serrinha (NS) e Remanso (NR) (A), segundo Conceição (1992). Mapa geológico simplificado do maciço sienítico de São Félix (B) após Rosa (1994).

(Almeida 1966) e constitui uma unidade geotectônica que representa a ramificação N-NW do Cinturão Móvel Costeiro Atlântico (Mascarenhas 1979). Compreende uma associação de rochas granulíticas, migmatíticas, gnáissicas, graníticas e sieníticas, que se estende por cerca de 650 km. O MSSF encontra-se encaixado nos terrenos granulíticos da porção sul do CMSC, exibindo contatos estruturados por falhas (Fig. 1-B).

As rochas granulíticas estão gnaissificadas, possuem orientação preferencial N-S e são formadas por intercalações de espessuras centimétricas a métricas de termos ácidos quartzo-feldspáticos, que apresentam coloração cinza esbranquiçada, e de termos básicos com hornblenda (clinopiroxênio/ortopiroxênio). Segundo Aillon (1992), são quimicamente comparáveis a basaltos toleíticos e cálcio-alcálicos. O conjunto granulítico mostra a atitude da foliação principal, dada pelo bandamento gnáissico, variando entre

N320°-020°/60°-85°W. São frequentemente observados dobramentos isoclinais, onde, em um mesmo afloramento, é possível encontrar dobras com eixos ortogonais, ficando evidenciadas pelo menos duas fases de deformações impressas nestas litologias, o que não é observado nas rochas sieníticas (Rosa 1994).

O modelo de evolução geológica para a porção centro-norte-oriental do Estado da Bahia, proposto por Padilha & Melo (1991), explica a estruturação do CMSC que, de uma maneira simplificada, compreende quatro estádios: (i) rifteamento da crosta ensialica com a separação dos blocos Remanso e Serrinha (2750 Ma); (ii) subducção oblíqua de crosta oceânica sob crosta oceânica, de oeste para leste (2400 Ma); (iii) colisão diacrônica, em regime de baixo ângulo, que evolui para a formação de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral, fase em que teria ocorrido a intrusão dos maciços sieníticos (2300-1960 Ma); e (iv) prosseguimento do cinturão de cisalhamento,

com formação de escamas de empurrão (nappes) e o fechamento do orógeno (1900 Ma).

## GEOLOGIA/PETROGRAFIA DO MACIÇO

As rochas que compõem o plutão possuem grande homogeneidade composicional (Fig. 2) e textural. Apresentam coloração cinza a rosa, mudando para vermelho-amarelada, quando alteradas. São rochas predominantemente leucocráticas, de granulação fanerítica fina a média, com fácies porfíricas, e exibem estrutura gnáissica apresentando feições miloníticas.

A feição mais marcante deste corpo é a

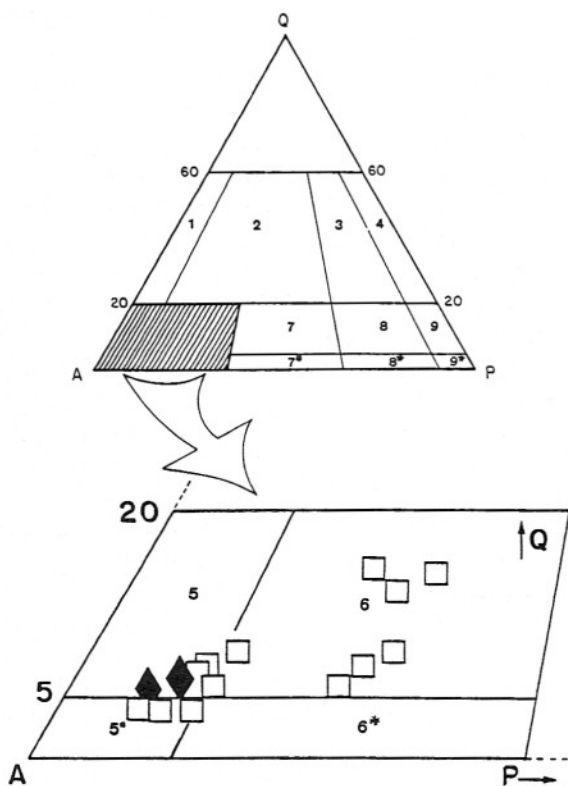


Figura 2 - Classificação das rochas do MSSF, com base nos dados modais segundo os critérios estabelecidos por Streckeisen (1976). A: Q=quartzo, P= plagioclásio com anortita >5%, A=feldspato alcalino + albita (<5%An) e a região achuriada corresponde aos campos das rochas sieníticas apresentados em detalhe em B. Álcali-feldspato granito (1), granito (2), granodiorito (3), tonalito (4), quartzo-álcali-feldspato-sienito (5), quartzo-sienito (6), quartzo-monzonito (7), monzodiorito (8), diorito/gabro (9) e os números com asteriscos correspondem às variedades sem quartzo. Sienito gnáissico (○) e sienito máfico (♦).

presença do bandamento gnáissico orientado para N160°-180°/50°-85°W e uma lineação mineral sub-horizontal, além de várias zonas de cisalhamentos que registram a cinemática sinistral da deformação. As figuras sigmas e deltas dos porfiroclastos de feldspato alcalino pertítico (2 a 9 cm) e a lineação mineral ratificam o movimento sinistral para todo o conjunto.

A forma sigmoidal do MSSF e suas micro-estruturas sugerem que este plutão tenha sua colocação controlada por uma zona de cisalhamento sinistral. Estas, entre outras feições, levaram Rosa & Conceição (1993) a proporem que o maciço de São Félix represente uma intrusão sintectônica, colocada em regime transpresivo sob condições mesozonais.

Faciologicamente, o MSSF é constituído por três fácies petrográficas dominantes: sienitos gnáissicos, porfíricos e máficos. De forma subordinada, ocorrem raros enclaves e uma modesta rede filoniana. Apesar da cartografia ter sido realizada na escala de 1:25.000, não foi possível separar as diferentes fácies, devido às suas relações complexas, onde todas elas aparecem em todos os afloramentos. Todavia, foi possível, através da média das observações pontuais sistemáticas nos afloramentos, estabelecer-se o percentual relativo entre as fácies a nível da intrusão.

O sienito gnáissico que, como já foi dito anteriormente, corresponde a cerca de 85% das rochas aflorantes, é constituído por feldspato alcalino pertítico, diopsídio, hornblenda, mica marrom, plagioclásio e quartzo, tendo como acessórios mais comuns titanita, óxidos de Fe-Ti, apatita e zircão. A textura é alotriomórfica, fanerítica fina a média, com ocasionais fenoclastos de feldspatos alcalinos pertíticos exibindo, por vezes, fantasmas de geminação segundo a lei Carlsbad. Os feldspatos alcalinos de granulação menor são, ocasionalmente, pertíticos e apresentam geminação albíta-periclina bem desenvolvida. Os plagioclásios têm hábito anédrico e apresentam, com freqüência, na matriz o desenvolvimento de textura mosaico. Os cristais de quartzo mostram-se em geometria "flaser" ou em agregados granulares e, os diopsídios, são coroados pela hornblenda, indicando a formação uralítica do anfibólio.

O sienito porfírico possui uma mineralogia idêntica à fácies gnáissica, apresentando, entretanto, quantidades consideráveis (3-7% volume) de megacristais de feldspato alcalino. Estes cristais são anédricos, de granulação média a grossa

(atingem até 9 cm), dispostos em geometria "augens", concordantes com o bandamento e, em alguns locais, obstruindo o desenvolvimento da estrutura gnáissica.

O sienito máfico ocorre estritamente na forma de níveis de espessuras centimétricas que, por vezes, mostram forma de "boudins". Esta fácies exhibe texturas adcumuláticas, onde os minerais cúmulo diopsídio e apatita (diopsídio >> apatita) apresentam percentual de 70-80% vol. Em algumas amostras de rochas máficas cumulativas, o diopsídio está quase que totalmente transformado em anfibólio. Este mineral ocorre em cristais anédricos que, localizadamente, mostram-se com geometria "augen", sendo "envelopados" por palhetas de biotita e tendo suas clivagens e fraturas preenchidas por minerais opacos e biotita. Por sua vez, os minerais inter-cúmulos (20-30% vol.) são representados, principalmente, pelo feldspato alcalino e plagioclásio e, subordinadamente, biotita, hornblenda e quartzo.

O relacionamento textural entre as diversas fases mineralógicas presentes no MSSF permite reconhecer a ordem de cristalização dos minerais: apatita → zircão → minerais opacos → diopsídio → (plagioclásio, feldspato alcalino). A interação entre a mineralogia precoce com os líquidos tardios propiciou a cristalização de hornblenda, biotita, quartzo e titanita.

A presença da paragênese titanita + magnetita + quartzo no estágio tardio do plutão indica, segundo as considerações termodinâmicas de Wones (1989),  $fO_2$  entre os tampões NiNiO-HM. A presença de dois feldspatos, plagioclásio e feldspato alcalino peritítico, indica um sistema de cristalização inicial para o maciço, do tipo transolvus ( $2 < P_{H_2O} < 5$  kbar). A cristalização evoluiu para um sistema hipersolvus ( $P_{H_2O} < 2$  kbar), materializado pelos feldspatos peritíticos. A diminuição das condições de  $P_{H_2O}$  foi também observada no maciço de Santanópolis, situado mais a norte (Fig. 1-A) e, segundo Conceição et al. (1992) e Conceição (1993), seria causada pela cristalização do anfibólio.

## MINERALOGIA

As análises químicas nos minerais foram efetuadas em um equipamento Camebax®, modelo SX-50, com 4 espectrômetros verticais acoplados a um sistema EDS, KEVEX®, no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade Federal da Bahia. Os padrões

utilizados foram de minerais naturais e óxidos sintéticos. As condições analíticas adotadas foram de 15 kvolt e 10 nA, com um tempo de contagem médio de 5 segundos sobre os picos e "background", e as correções efetuadas foram as do ZAF. Os cálculos para a determinação estequiométrica do  $Fe^{2+}$  e  $Fe^{3+}$  para os clinopiroxênios e anfibólios basearam-se nas recomendações de Droop (1987).

As análises foram efetuadas nos minerais essenciais, em 15 amostras representativas das diferentes fácies do plutão, a saber: clinopiroxênios (21 análises), anfibólios (27 análises), micas (47 análises) e feldspatos (28 análises). Os resultados representativos dos diferentes minerais analisados são listados nas Tabelas 1, 2 e 3.

O estudo e a avaliação da composição dos feldspatos em rochas com feldspatos peritíticos é problemático, devido à impossibilidade de se estimar a composição primária destes cristais. Os resultados analíticos obtidos das fases potássicas (>90% Or) e sódicas (>90% Ab) traduzem o elevado grau de exsolução. Os raros cristais de plagioclásio encontrados, usualmente inclusos nos feldspatos alcalinos, apresentam composição de oligoclásio (An 17,7%). A presença de cristais de plagioclásios inclusos nos fenocristais de feldspato alcalino sugere uma etapa precoce de cristalização do plagioclásio, como discutido por Conceição et al. (1992) para o plutão de Santanópolis (Fig. 1-A). Os maiores valores de Ba ( $\cong 5,77\%$  BaO) e Sr ( $\cong 1,2\%$  SrO) são encontrados nos feldspatos intersticiais dos cumulos máficos (superiores aos das rochas leucocráticas com  $0,0 < BaO(\%) < 1,63$  e  $0,2 < SrO(\%) < 0,7$ ) e refletem, provavelmente, a temperatura mais elevada de sua cristalização, quando comparado com rochas leucocráticas.

Os clinopiroxênios são diopsídios e, de forma subordinada, augitas (Fig. 3-A), segundo a classificação de Morimoto (1988). Mostram-se pobres em Ti (0,0003-0,0064 fórmula estrutural) e Al (0,209-0,0717 f.e.), típicos da série alcalina metaluminosa (Aoki 1964; Fig. 3-B) e das suítes potássicas (Conceição 1990). Em microscopia eletrônica, observou-se em alguns cristais, notadamente nos augíticos, a existência de finas e irregulares exsoluções de composições mais magnesianas, impossíveis de serem analisadas. Esta observação, associada às temperaturas inferiores a 500°C, obtidas para os centros dos cristais pelo método de Lindsley (1983), atesta a existência de fenômenos de reequilibrações.

Os anfibólios verdes uralíticos deste



Tabela 1 - Composição química dos clinopiroxênios do MSSF. Sienito gnáissico (SG); sienito máfico (SM); borda do cristal (B); centro (C) e intermediário (I).

Lâmina Posição	743-SG B	743-SG B	846-SG B	846-SG I	846-SG I	846-SG I	743-SG C	743-SG C	743-SG C	846-SG C	846-SG C	855-SM B	855-SM B	855-SM C	869-SM B
<b>SiO<sub>2</sub></b>	54,13	53,75	52,63	53,39	53,39	53,41	54,07	53,17	54,08	53,79	53,64	54,74	54,73	53,81	54,05
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,14	0,05	0,19	0,16	0,23	0,19	0,06	0,08	0,12	0,19	0,19	0,08	0,01	0,07	0,07
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,66	0,61	1,62	1,38	1,42	1,08	0,64	0,66	0,60	1,41	1,16	0,91	0,48	1,02	0,63
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,02	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,10	0,06	0,04	0,10
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,27	1,25	0,32	1,37	0,87	0,00	1,71	0,00	0,00	0,36	0,00	0,00	0,51	0,57
<b>MgO</b>	11,93	12,01	12,01	12,14	12,28	12,36	11,71	12,21	11,93	12,22	12,32	13,34	13,16	12,90	12,31
<b>CaO</b>	21,83	22,00	22,21	22,06	22,36	22,61	21,78	22,00	21,68	21,96	22,44	23,04	23,57	23,31	22,08
<b>MnO</b>	0,35	0,39	0,36	0,40	0,41	0,40	0,37	0,38	0,37	0,40	0,41	0,25	0,25	0,19	0,36
<b>FeO</b>	9,94	9,34	8,42	9,28	8,77	8,47	9,86	8,64	9,81	9,69	8,91	7,60	7,43	7,23	9,35
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,05	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,11	1,07	0,95	0,94	0,93	0,88	1,13	1,01	1,10	0,96	0,92	0,84	0,69	0,89	1,02
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Total</b>	100,13	99,51	99,70	100,10	101,19	100,36	99,62	99,86	99,76	100,65	100,38	100,91	100,41	99,98	100,53

**Cálculo da fórmula estrutural baseado em 6 oxigênios**

<b>Si</b>	2,0230	2,0203	1,9755	1,9948	1,9767	1,9905	2,0301	1,9957	2,0272	1,9984	1,9972	2,0114	2,0223	2,0000	2,0118
<b>Ti</b>	0,0039	0,0014	0,0054	0,0045	0,0064	0,0053	0,0017	0,0021	0,0034	0,0053	0,0053	0,0022	0,0003	0,0020	0,0020
<b>Al</b>	0,0291	0,0270	0,0717	0,0608	0,0620	0,0474	0,0283	0,0292	0,0265	0,0618	0,0509	0,0394	0,0209	0,0447	0,0276
<b>Cr</b>	0,0012	0,0006	0,0012	0,0003	0,0006	0,0000	0,0000	0,0003	0,0006	0,0000	0,0000	0,0029	0,0018	0,0012	0,0029
<b>Fe III</b>	0,0000	0,0076	0,0353	0,0090	0,0382	0,0244	0,0000	0,0483	0,0000	0,0000	0,0101	0,0000	0,0000	0,0143	0,0160
<b>Mg</b>	0,6645	0,6727	0,6719	0,6760	0,6776	0,6865	0,6552	0,6830	0,6665	0,6766	0,6836	0,7305	0,7247	0,7145	0,6829
<b>Ca</b>	0,8742	0,8860	0,8933	0,8832	0,8871	0,9029	0,8762	0,8848	0,8708	0,8742	0,8953	0,9071	0,9332	0,9283	0,8806
<b>Mn</b>	0,0111	0,0124	0,0114	0,0127	0,0129	0,0126	0,0118	0,0119	0,0117	0,0126	0,0129	0,0078	0,0078	0,0060	0,0114
<b>Fe II</b>	0,3107	0,2936	0,2643	0,2900	0,2716	0,2640	0,3096	0,2712	0,3075	0,3011	0,2775	0,2336	0,2296	0,2247	0,2911
<b>Ni</b>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0024	0,0000	0,0000	0,0015	0,0009	0,0009	0,0003	0,0006	0,0003	0,0000
<b>Na</b>	0,0804	0,0780	0,0691	0,0681	0,0668	0,0636	0,0823	0,0735	0,0800	0,0692	0,0664	0,0598	0,0494	0,0641	0,0736
<b>K</b>	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0005	0,0005	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0005	0,0000	0,0000
<b>Total</b>	3,9981	3,9997	4,0001	4,0002	4,0001	4,0002	3,9952	4,0000	3,9958	4,0000	4,0002	3,9951	3,9910	4,0001	3,9998

Tabela 2 - Composição química dos anfibólios do MSSF. Sienito gnáissico (SG); sienito máfico (SM); borda do cristal (B); centro (C) e intermediário (I).

Lâmina	731-SG	846-SG	870-SG	878-SG	744-SG	745-SG	878-SG	731-SG	744-SG	745-SG	846-SG	878-SG	878-SG	869-SM	869-SM	869-SM	869-SM
Posição	B	B	B	B	I	I	I	C	C	C	C	C	C	B	I	C	C
SiO <sub>2</sub>	46,71	50,45	53,97	47,73	46,33	45,62	45,99	45,34	43,50	45,68	47,49	46,40	46,41	53,45	49,76	50,16	51,24
TiO <sub>2</sub>	1,14	0,67	0,13	1,39	1,73	1,42	1,27	1,34	1,78	1,43	1,13	1,59	1,41	0,30	1,14	1,06	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,38	5,30	2,65	7,39	8,33	8,13	7,34	7,90	9,27	8,41	7,54	7,50	8,02	2,40	5,15	4,87	4,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,20	0,02	0,00	0,04	0,05	0,01	0,03	0,10	0,08	0,07
MgO	12,95	16,93	14,09	13,28	12,37	11,84	12,48	12,55	13,66	11,95	14,56	13,28	12,73	16,88	14,14	14,46	15,87
CaO	11,58	11,77	12,26	11,34	11,43	11,42	11,28	11,80	11,50	11,42	11,44	11,51	11,35	12,87	10,92	10,93	11,30
MnO	0,27	0,24	0,33	0,31	0,31	0,22	0,21	0,32	0,29	0,29	0,19	0,22	0,28	0,23	0,31	0,25	0,26
FeO	14,60	10,23	14,51	14,39	13,71	15,72	13,91	14,68	14,06	14,96	12,46	13,89	14,57	10,17	14,37	14,13	11,75
NiO	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01	0,05	0,04	0,02	0,06	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,06	0,03	0,11
Na <sub>2</sub> O	1,32	1,25	0,51	1,72	1,88	1,96	1,65	1,88	1,74	1,97	1,90	1,50	1,82	0,86	1,81	1,84	1,32
K <sub>2</sub> O	1,11	0,82	0,26	1,05	1,29	1,27	1,14	1,14	1,31	1,29	1,14	1,11	1,20	0,25	0,67	0,61	0,53
H <sub>2</sub> O	1,62	1,65	2,02	1,79	1,76	1,60	3,88		1,57	1,73	1,61	1,71	1,81		1,88	1,93	
F	0,80	0,87	0,13	0,53	0,53	0,81	0,50	0,77	0,87	0,56	0,89	0,62	0,44	0,43	0,35	0,28	0,53
Subtotal	99,51	100,28	100,88	100,93	99,67	100,06	99,72	98,10	99,62	99,70	100,40	99,39	100,05	97,88	100,66	100,63	98,00
O = F	0,34	0,37	0,05	0,22	0,22	0,34	0,21	0,32	0,37	0,23	0,37	0,26	0,19	0,18	0,15	0,12	0,22
Total	99,17	99,91	100,83	100,71	99,45	99,72	99,51	97,77	99,25	99,47	100,02	99,13	99,86	97,70	100,51	100,51	97,78

Cálculo da fórmula estrutural baseado em 13 cátions																	
Si	6,899	7,187	7,744	6,928	6,874	6,795	6,948	6,770	6,413	6,807	6,895	6,850	6,832	7,689	7,175	7,217	7,347
Ti	0,127	0,072	0,014	0,152	0,193	0,159	0,144	0,150	0,197	0,160	0,123	0,177	0,156	0,032	0,124	0,115	0,082
Al	1,285	0,890	0,448	1,264	1,457	1,428	1,307	1,390	1,611	1,477	1,291	1,305	1,392	0,407	0,875	0,826	0,720
Cr	0,004	0,005	0,002	0,001	0,001	0,000	0,004	0,024	0,002	0,000	0,005	0,006	0,001	0,003	0,011	0,009	0,008
Mg	2,850	3,594	3,013	2,873	2,735	2,628	2,810	2,793	3,001	2,654	3,151	2,922	2,793	3,619	3,039	3,101	3,391
Ca	1,833	1,797	1,885	1,764	1,817	1,823	1,826	1,888	1,817	1,824	1,780	1,821	1,790	1,984	1,687	1,685	1,736
Mn	0,034	0,029	0,040	0,038	0,039	0,028	0,027	0,040	0,036	0,037	0,023	0,028	0,035	0,028	0,038	0,030	0,032
Fe III	0,408	0,501	0,075	0,370	0,000	0,210	0,149	0,208	0,788	0,125	0,362	0,357	0,305	0,000	0,511	0,505	0,477
Fe II	1,393	0,716	1,664	1,375	1,699	1,746	1,606	1,622	0,944	1,737	1,149	1,356	1,486	1,222	1,220	1,193	0,930
Ni	0,001	0,007	0,000	0,000	0,001	0,006	0,005	0,002	0,007	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,007	0,003	0,013
Na	0,378	0,345	0,142	0,484	0,541	0,566	0,483	0,544	0,497	0,569	0,535	0,429	0,520	0,240	0,506	0,513	0,367
K	0,209	0,149	0,048	0,194	0,244	0,241	0,220	0,217	0,246	0,245	0,211	0,209	0,225	0,046	0,123	0,112	0,097
Total	15,420	15,291	15,074	15,442	15,602	15,630	15,529	15,649	15,561	15,638	15,526	15,459	15,535	15,270	15,317	15,310	15,200

Tabela 3 - Composição química das micas do MSSF. Sienito gnáissico (SG); sienito máfico (SM); borda do cristal (B); centro (C) e intermediário (I).

Lâmina	743-SG	744-SG	846-SG	731-SG	743-SG	870-SG	743-SG	744-SG	846-SG	878-SG	869-SM	855-SM	855-SM	855-SM	855-SM	855-SM	855-SM	869-SM
Posição	B	B	B	I	I	I	C	C	C	C	B	B	I	I	I	C	C	C
SiO <sub>2</sub>	38,93	40,81	38,52	39,67	38,95	38,67	39,68	40,90	39,98	39,57	39,05	39,75	39,58	39,43	39,35	39,85	39,98	39,19
TiO <sub>2</sub>	3,68	1,28	1,11	2,76	3,82	1,33	3,81	1,26	3,23	2,56	4,36	2,77	2,56	2,94	2,67	2,65	2,45	3,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,07	13,25	13,70	12,62	12,29	13,92	12,29	12,96	12,20	13,09	12,41	12,84	12,69	12,64	13,01	12,66	12,83	12,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,05	0,05	0,04	0,11	0,04	0,02	0,00	0,04	0,09	0,14	0,10	0,14	0,12	0,11	0,11	0,07
MgO	15,22	20,51	12,73	17,01	15,50	13,09	15,36	20,62	17,18	18,67	14,79	16,60	16,88	16,42	16,61	16,62	17,03	15,21
CaO	0,08	0,16	0,04	0,04	0,00	0,07	0,04	0,16	0,05	0,17	0,11	0,00	0,07	0,03	0,02	0,02	0,08	0,05
MnO	0,08	0,04	0,18	0,11	0,14	0,19	0,09	0,00	0,11	0,05	0,13	0,11	0,10	0,08	0,15	0,12	0,12	0,07
FeO	15,49	10,19	19,90	13,22	15,03	19,37	15,09	9,81	12,37	11,80	15,72	13,79	13,78	13,90	13,88	13,70	13,89	15,87
NiO	0,04	0,06	0,10	0,06	0,01	0,10	0,04	0,02	0,11	0,02	0,06	0,02	0,06	0,04	0,00	0,03	0,03	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,07	0,06	0,09	0,05	0,16	0,07	0,08	0,14	0,06	0,11	0,06	0,08	0,10	0,08	0,05	0,07	0,14
K <sub>2</sub> O	9,38	9,37	9,82	9,44	9,51	9,30	9,58	9,59	9,76	9,41	9,67	9,27	9,45	9,52	9,28	9,21	9,25	9,54
H <sub>2</sub> O	3,41	2,86	3,60	3,16	3,36	3,62	3,50	2,95	2,97	3,30	3,67	3,44	3,39	3,44	3,52	3,49	3,47	3,57
F	1,12	2,40	0,64	1,72	1,27	0,70	1,06	2,22	2,03	1,53	0,73	1,19	1,27	1,15	1,01	1,07	1,17	0,92
<b>Subtotal</b>	99,61	101,00	100,44	99,94	99,97	100,62	100,64	100,58	100,13	100,26	100,89	99,98	100,01	99,83	99,70	99,57	100,48	100,97
F=O	0,47	1,01	0,27	0,72	0,53	0,29	0,45	0,93	0,85	0,64	0,31	0,50	0,53	0,48	0,43	0,45	0,49	0,39
<b>Total</b>	99,14	99,99	100,17	99,21	99,43	100,33	100,19	99,65	99,28	99,61	100,58	99,48	99,47	99,34	99,27	99,12	99,99	100,58
<b>Cálculo da fórmula estrutural baseado em 24 oxigênios</b>																		
Si	5,9117	6,0492	5,8800	5,9836	5,8957	5,8636	5,9375	6,0664	6,0400	5,8916	5,8320	5,9482	5,9412	5,9262	5,8977	5,9718	5,9512	5,8617
Ti	0,4203	0,1422	0,1274	0,3131	0,4349	0,1512	0,4288	0,1409	0,3670	0,2867	0,4897	0,3117	0,2890	0,3323	0,3010	0,2987	0,2743	0,4466
Al	2,1606	2,3152	2,4652	2,2439	2,1929	2,4881	2,1678	2,2661	2,1727	2,2975	2,1848	2,2650	2,2455	2,2394	2,2986	2,2364	2,2513	2,1722
Cr	0,0030	0,0000	0,0060	0,0057	0,0048	0,0132	0,0047	0,0023	0,0000	0,0047	0,0106	0,0166	0,0116	0,0166	0,0142	0,0130	0,0129	0,0083
Mg	3,4454	4,5319	2,8967	3,8247	3,4974	2,9588	3,4252	4,5593	3,8691	4,1427	3,2927	3,7030	3,7771	3,6788	3,7110	3,7128	3,7789	3,3913
Ca	0,0124	0,0254	0,0065	0,0065	0,0000	0,0114	0,0056	0,0254	0,0081	0,0271	0,0168	0,0003	0,0113	0,0048	0,0032	0,0032	0,0128	0,0080
Mn	0,0103	0,0050	0,0233	0,0137	0,0180	0,0244	0,0114	0,0000	0,0141	0,0063	0,0158	0,0139	0,0127	0,0102	0,0190	0,0152	0,0151	0,0089
Fe	1,9667	1,2632	2,5402	1,6677	1,9027	2,4557	1,8884	1,2169	1,5629	1,4692	1,9635	1,7258	1,7299	1,7472	1,7398	1,7166	1,7292	1,9846
Ni	0,0049	0,0072	0,0117	0,0070	0,0006	0,0122	0,0048	0,0018	0,0134	0,0018	0,0072	0,0024	0,0072	0,0048	0,0000	0,0036	0,0036	0,0066
Na	0,0265	0,0201	0,0178	0,0254	0,0147	0,0470	0,0203	0,0216	0,0410	0,0173	0,0319	0,0174	0,0233	0,0291	0,0232	0,0145	0,0202	0,0406
K	1,8172	1,7719	1,9124	1,8166	1,8365	1,7991	1,8288	1,8148	1,8812	1,7875	1,8425	1,7697	1,8097	1,8245	1,7745	1,7599	1,7567	1,8204
<b>Total</b>	15,7790	16,1314	15,8872	15,9080	15,7980	15,8248	15,7234	16,1155	15,9695	15,9324	15,6876	15,7741	15,8586	15,8140	15,7823	15,7457	15,8061	15,7491



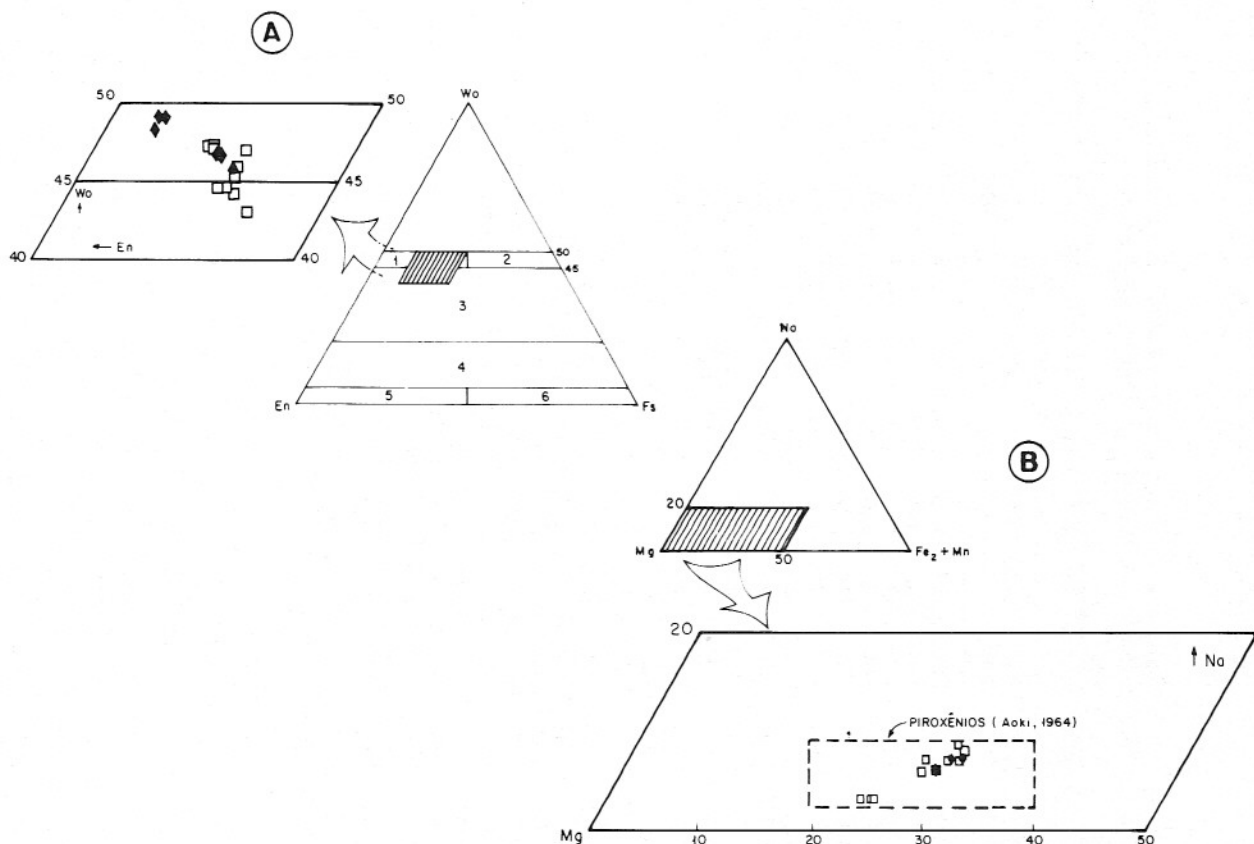


Figura 3 - Variação composicional dos clinopiroxênios do MSSF nos diagramas: (A) Wo(Ca)-Fs(Fe+Mn)-En(Mg) classificatório de Morimoto (1988) sendo: 1=diopsídio, 2=hedenbergita, 3=augita, 4=piejonita, 5=clinoenstatita e 6=clinoferrossilita; (B) Na/Mg/Fe+2+Mn, a região delimitada corresponde àquela dos clinopiroxênios das rochas alcalinas metaluminosas de Aoki (1964). Sienito gnáissico (□) e sienito máfico (♦).

plutão, igualmente aos piroxênios, são pobres em Ti (0,014-0,197 f.e.) e  $Al^T$  (0,407-1,611 f.e.) e mostram evolução composicional de edenita-hornblendas para actinolitas (Fig. 4), traduzindo assim as sucessivas etapas de reequilibrações com a diminuição da temperatura. Segundo os critérios de Leake (1971), que relaciona Si vs Na+Ca+K, as edenitas do MSSF são magmáticas. A formação de anfibólios nos estádios mais evoluídos da cristalização dos magmas, a partir dos clinopiroxênios, é um processo bem conhecido (cf. Bowen, 1928). Os dados experimentais de Helz (1973) e Spear (1981) condicionaram os baixos teores de Ti e Al nos anfibólios a condições relativamente oxidantes entre os tampões NiNiO-HM. As pressões obtidas para o centro dos cristais, utilizando-se os geobarômetros de alumínio nos anfibólios (p.ex. Hammarstron & Zen, 1986), indicam valores máximos da ordem de 4,2 kbar, o que implica em condições mesozonais ( $\approx 16$  km) para a formação desses cristais.

As micas marrons de São Félix são

biotitas e flogopitas (Fig. 5), segundo a classificação proposta por Deer et al. (1992) para as micas trioctaédricas. São pobres em Ti (0,1274-0,4897 f.e.) e relativamente ricas em F (0,64-2,40%) e Si (5,8320-6,0664 f.e.). O caráter magnesiano e tetrasilicoso é comparável às micas das rochas potássicas (p.ex. Wagner et al., 1987).

## GEOQUÍMICA

Visando caracterizar a geoquímica do MSSF, foram selecionadas 30 amostras representativas das diferentes fácies petrográficas que não apresentavam, em lâminas delgadas, feições indicativas de alteração. Estas análises foram efetuadas nos laboratórios da GEOLAB/GEOSOL e os elementos terras raras (ETR), Th, Hf, Ba, Cs, Sc, Rb, Ta e Co das amostras 731-SG, 743-SG, 744-SG, 745-SG e 846-SG foram determinados por ativação neutrônica pela Dra. Leila

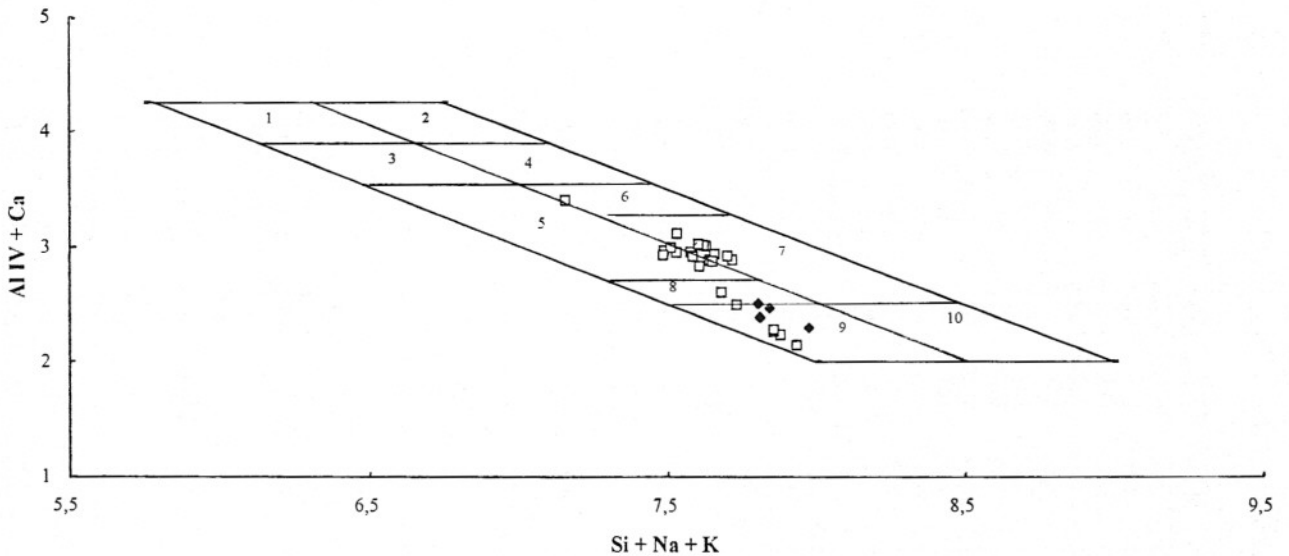


Figura 4 - Classificação dos anfíbios do MSSF, segundo o diagrama Si+Na+K vs Ca+Al<sup>IV</sup> de Bonin (1980). Tschermakita (1), hastingsita (2), tschermakita-hastingsita (3), hastingsita-hornblenda (4), hornblenda (5), edenita-hornblenda (6), edenita (7), actinolita-hornblenda (8), actinolita (9), edenita-silicosa (10). Sienito gnáissico (○) e sienito máfico (◆).

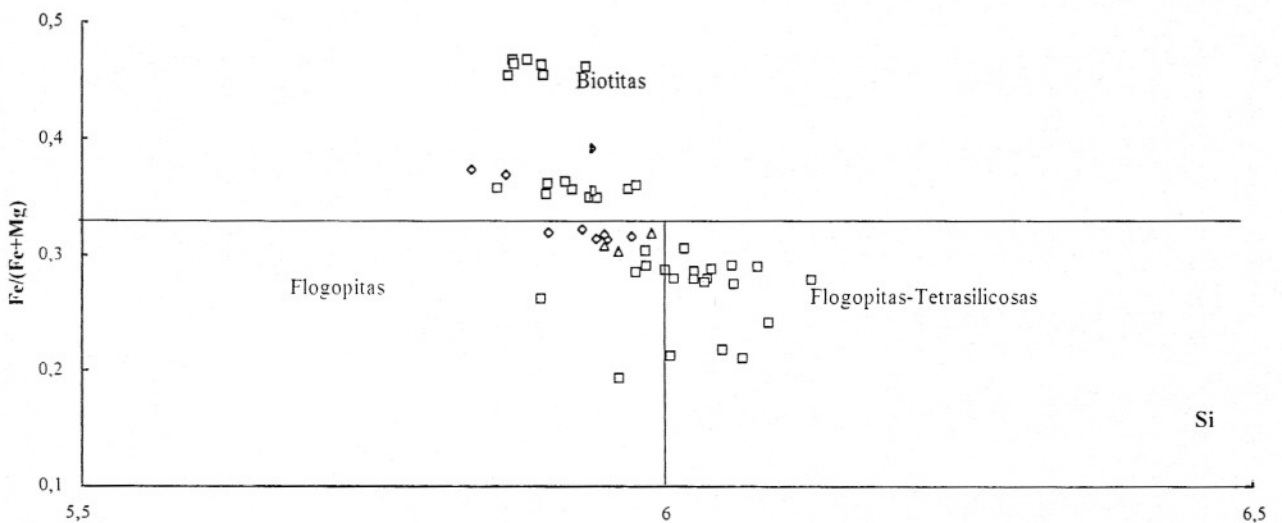


Figura 5 - Classificação das micas do MSSF, utilizando-se do diagrama Fe/(Fe+Mg) vs Si para micas trioctaédricas de Deer et al. (1992). Sienito gnáissico (○) e sienito máfico (◆).

S. Marques (IAG-USP). Análises representativas são listadas na Tabela 4.

As rochas do MSSF são metaluminosas (Fig. 6-A) e alcalinas, segundo a relação álcalis "versus" sílica (Fig. 6-B). O potássio ( $1,8 < K_2O < 7$ ) é o elemento responsável pelo caráter alcalino ( $K_2O/Na_2O > 1$ ), diferente das séries alcalinas clássicas onde  $Na_2O > K_2O$  (Sørensen, 1974). A riqueza em potássio nessas rochas, segundo o diagrama potássio versus sílica de Peccerillo & Taylor (1976), situam-nas nos campos das séries leucitítica e

shoshonítica. Os conteúdos de  $MgO > 3\%$ , associados às razões  $K_2O/Na_2O > 2$ , em algumas amostras estudadas, segundo os critérios de Foley et al. (1987), revelam a afinidade ultrapotássica deste plutão, notadamente com as do grupo 3, que são rochas relacionadas à orogenia (p. ex. Província Romana).

Segundo a classificação multicatiônica de De La Roche et al. (1980), os sienitos gnáissicos apresentam composições predominantemente sienodioríticas e monzoníticas

Tabela 4 - Análises químicas representativas das rochas do MSSF. Sienito gnáissico (SG); sienito máfico (SM).

Amostra	731-SG	732-SG	733-SG	734-SG	735-SG	737-SG	738-SG	743-SG	744-SG	745-SG	846-SG	849-SG	852-SG	861-SG	870-SG	878-SG	855-SM	869-SM
SiO <sub>2</sub>	60,30	64,60	61,60	57,20	59,30	59,50	59,80	59,60	59,10	57,30	55,50	66,80	56,30	60,40	58,90	53,80	46,50	53,20
TiO <sub>2</sub>	1,30	0,54	1,20	2,10	1,30	0,95	0,92	1,00	1,20	1,30	1,40	0,30	1,30	1,20	0,96	1,80	1,20	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	16,90	13,90	14,00	13,80	13,50	14,20	13,40	14,20	13,20	11,40	14,70	12,90	14,70	14,10	13,50	10,70	6,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	2,60	3,90	5,80	3,50	2,70	2,00	2,30	3,30	3,20	4,20	1,10	3,90	3,20	2,60	4,60	3,50	3,20
FeO	3,00	0,93	2,40	3,30	2,90	3,40	3,70	3,90	2,40	3,80	4,40	1,10	3,30	3,00	3,30	4,00	6,00	6,00
MnO	0,09	0,05	0,09	0,11	0,09	0,11	0,10	0,10	0,08	0,10	0,13	0,05	0,11	0,09	0,10	0,12	0,12	0,23
MgO	2,60	0,75	2,30	2,60	2,50	3,70	3,20	3,60	2,50	3,20	4,00	0,62	3,60	2,20	3,50	4,00	10,20	8,10
CaO	4,10	2,10	3,90	4,90	4,40	4,00	3,70	4,00	4,40	5,40	7,40	5,10	6,10	4,00	4,00	6,00	10,00	15,50
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,90	3,30	3,30	2,90	3,50	3,70	3,50	3,20	2,60	2,30	3,40	2,80	3,20	3,20	2,70	1,60	2,10
K <sub>2</sub> O	6,10	5,80	5,20	4,00	6,80	6,70	6,80	6,70	5,90	6,90	5,90	4,90	6,80	5,80	6,60	6,30	5,00	1,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,88	0,27	0,82	1,20	0,97	0,66	0,61	0,72	0,74	1,40	1,80	0,14	1,40	0,75	0,63	1,50	2,60	2,00
H <sub>2</sub> O+	0,36	0,32	0,48	0,68	0,48	0,63	0,43	0,33	0,28	0,36	0,56	1,15	0,30	0,66	0,84	0,60	0,51	0,64
CO <sub>2</sub>	0,09	0,01	0,01	0,06	0,07	0,11	0,12	0,03	1,70	0,09	0,06	0,09	0,01	0,01	0,48	0,11	0,46	0,48
F	0,37	0,09	0,29	0,33	0,26	0,26	0,21	0,41	0,35	0,23	0,27	0,30	0,20	0,12	0,18	0,26	0,75	0,26
Total	99,29	98,86	99,39	99,58	99,27	99,72	99,49	99,59	99,35	99,08	99,32	99,75	99,02	99,33	99,39	99,29	99,14	99,71
V	88	53	86	130	86	68	64	77	77	95	120	35	110	87	71	120	120	120
Cr	40	20	52	60	49	140	105	110	41	56	72	25	67	37	115	64	368	267
Co	11,2	22	28	39	33	39	39	12,9	11,9	13,5	14,3	17	33	28	28	39	67	44
Ni	63	15	49	34	34	73	63	29	49	49	59	15	59	24	63	44	229	112
Cu	21	9	15	62	39	33	27	24	30	27	41	24	33	24	15	30	142	65
Ba	3740	4150	3110	3490	3830	2630	2730	2927	4175	4626	4504	1610	4230	3890	2360	4170	4180	1060
Rb	167	120	100	85	170	240	210	167	136	168	171	120	150	110	220	97	230	43
Sr	1510	2220	1510	1710	1630	1350	1370	1200	1880	2010	1520	580	2110	1370	1150	1770	1280	800
Y	32	16	38	46	45	44	35	38	32	41	45	17	26	42	35	48	53	89
Zr	480	340	500	640	530	770	630	800	420	530	610	220	460	460	730	650	480	160
Nb	15	6	15	27	19	15	14	20	12	12	12	8	12	11	15	19	17	5
Th	9,6	5	5	11	5	31	27	52,9	14,1	8,3	11,1	5	5	5	99	5	37	5
Ga	15	25	18	16	16	19	16	18	14	10	7	24	12	16	19	11	9	5
Cl	210	55	140	200	150	110	72	95	210	150	190	22	190	160	96	210	250	77
Ta	0,67							0,55	0,72	0,7	0,84							
Cs	0,6							1,7	0,11	0,27	0,98							
La	104,00							122,00	128,00	151,00	141,00				135,30	169,80	141,40	232,20
Ce	204,00							229,00	245,00	292,00	283,00				288,60	389,30	380,80	544,70
Nd	86,00							100,00	100,00	129,00	132,00				133,10	189,40	236,30	294,40
Sm	12,00							15,00	14,70	19,10	19,60				21,11	29,07	41,93	47,03
Eu	3,30							3,70	4,00	5,10	5,00				4,12	5,63	8,18	6,96
Gd	10,64							14,37	10,75	16,98	18,95				12,97	16,50	26,55	30,40
Tb	1,10							0,90	1,35	1,30	1,20							
Dy	6,15							7,87	5,59	8,46	9,67				7,12	9,13	12,13	16,68
Ho	1,15							1,52	1,08	1,60	1,77				1,36	1,70	2,15	3,07
Er	2,73							3,82	2,74	3,84	3,92				3,37	3,98	4,42	6,94
Yb	1,40							1,70	1,30	1,60	1,61				2,30	2,60	2,15	3,92
Lu	0,16							0,25	0,16	0,19	0,21				0,31	0,33	0,30	0,49

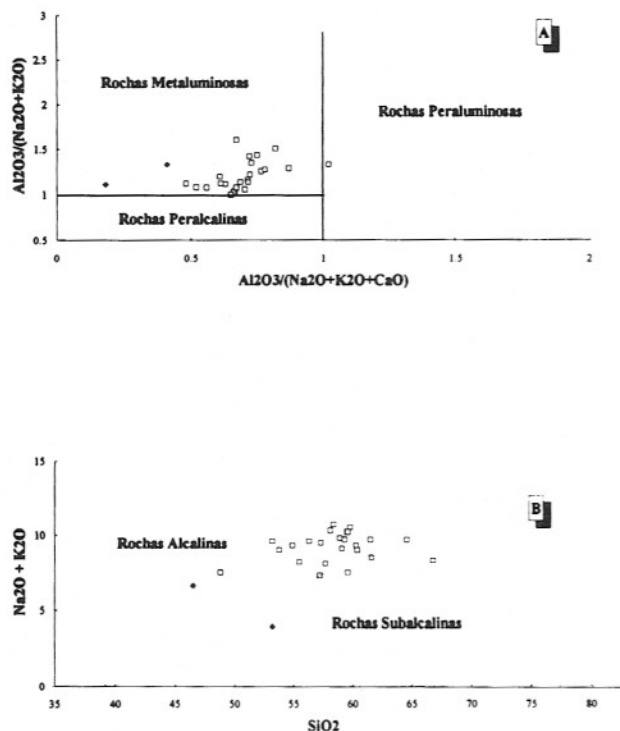


Figura 6 - Distribuição das amostras do MSSF nos diagramas: (A)  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$  vs  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$  em moles e (B)  $K_2O+Na_2O$  vs  $SiO_2$  com limite divisório entre as rochas alcalinas e subalcalinas (Irvine & Baragar, 1971). Sienito gnáissico (○) e sienito máfico (◆).

com termos sieníticos, quartzo-sieníticos, quartzo-monzonítico e tonalítico subordinados (Fig. 7). Os sienitos máficos, cumuláticos, apresentam composições de gabro (869-SM) e Essexito (855-SM).

O comportamento dos elementos maiores, analisado com base na relação destes com a sílica (Fig. 8), coloca em evidência a presença de "trends" curvos, sugerindo que a cristalização fracionada seja um processo importante na formação do MSSF. A existência de cumulatos, descritos anteriormente, assegura a viabilidade deste processo.  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $CaO$  e  $P_2O_5$  mostram correlação negativa com a sílica (Fig. 8), traduzindo o fracionamento de clinopiroxênio, de óxidos de Fe-Ti e de apatita. Os óxidos de  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  e  $K_2O$  apresentam correlação positiva até aproximadamente 65% de  $SiO_2$ , a partir deste ponto, passando a diminuir com o crescimento da sílica, indicando a cristalização tardia do feldspato alcalino. Este fracionamento é compatível com a distribuição das amostras observadas no diagrama R1-R2 (Fig. 7), onde as menos diferenciadas descrevem inicialmente

um "trend curvo", passando a evoluir sob um estreito patamar de R2, entre 700-1000.

As diferentes evoluções apresentadas por estas rochas em vários diagramas discriminantes, tais como: a) ausência de enriquecimento em ferro (AFM; Brown, 1981); b) sua posição fora dos campos das rochas cálcio-alcalinas e alcalinas ( $SiO_2$ -log ( $K_2O/MgO$ )) (Rogers & Greenberg, 1981) e c) a evolução descrita em R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985), associadas aos valores relativamente baixos de Ti, indicam uma afinidade shoshonítica para estes sienitos.

Ressaltam, nas rochas não cumulativas, os elevados conteúdos de Ba (1610-4504 ppm) e Sr (600-2220 ppm) e os moderados valores de Cr (20-140 ppm) e Ni (15-63 ppm), comparáveis aos dos sienitos/traquitos potássicos correlacionados a orogenias, sejam eles recentes (Escócia - Thompson & Fowler, 1986; Leat et al., 1987; China - Pognate, 1990; Nova Guiné - Smith, 1971; Indonésia - Edwards et al., 1994) ou proterozóicos (Província de Greenville, Canadá - Laflèche et al., 1990; Corriveau & Gorton, 1993; Sudeste do Brasil - Janasi, 1992; Janasi et al., 1993; Widemann 1993; Nordeste do Brasil - Guimarães, 1989; Da Silva Filho et al., 1993; Ferreira et al., 1992; Ferreira & Sial, 1993).

Analisando-se o comportamento dos elementos traço e utilizando-se os "spiderdiagrams" (Fig. 9-A), pode-se observar que seus espectros são semelhantes, sugerindo cogeneticidade entre as diferentes amostras estudadas. Mesmo a rocha máfica cumulativa (855-SM) apresenta espectro similar aos das rochas leucocráticas, indicando que o processo

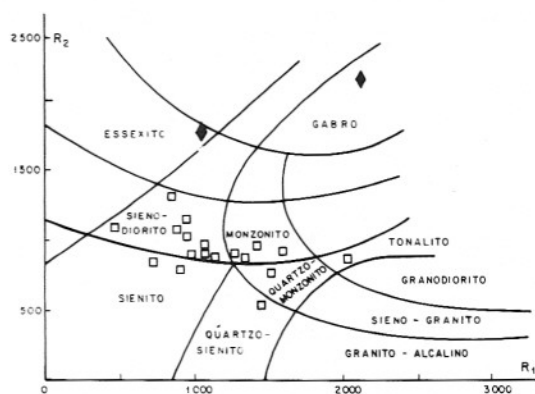


Figura 7 - Disposição das amostras do MSSF no diagrama multivariável (De La Roche et al., 1980).  $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ ,  $R_2 = (6Ca+2Mg+Al)$ , sienito gnáissico (○) e sienito máfico (◆).

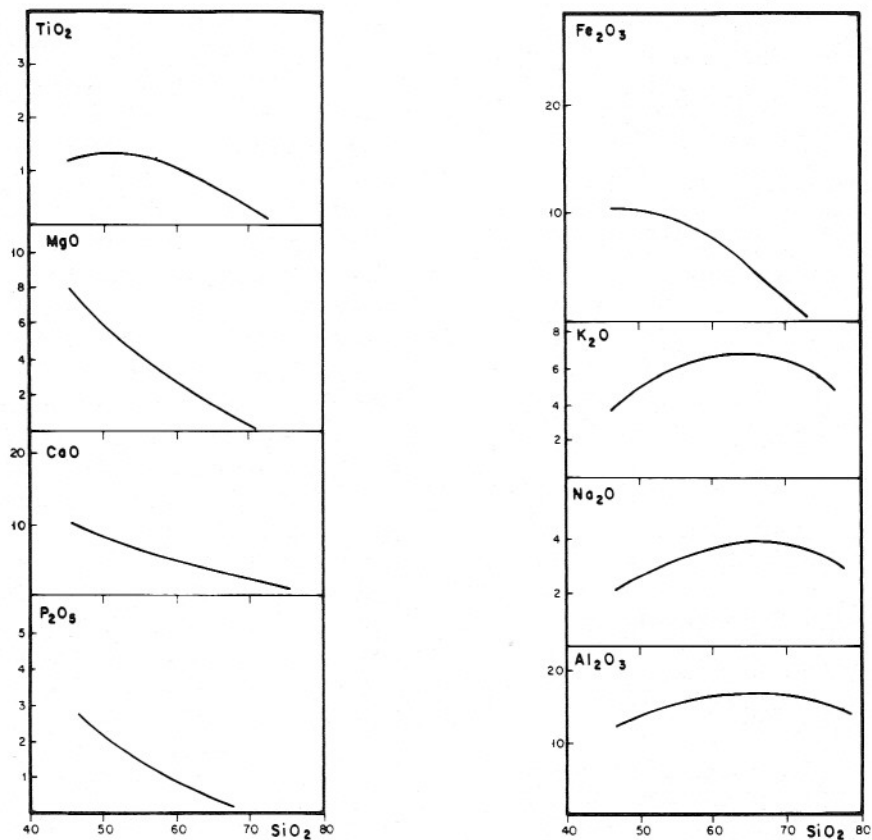


Figura 8 - Evoluções químicas entre os elementos maiores e a sílica para o MSSF. Sienito gnáissico (○) e sienito máfico (◆).

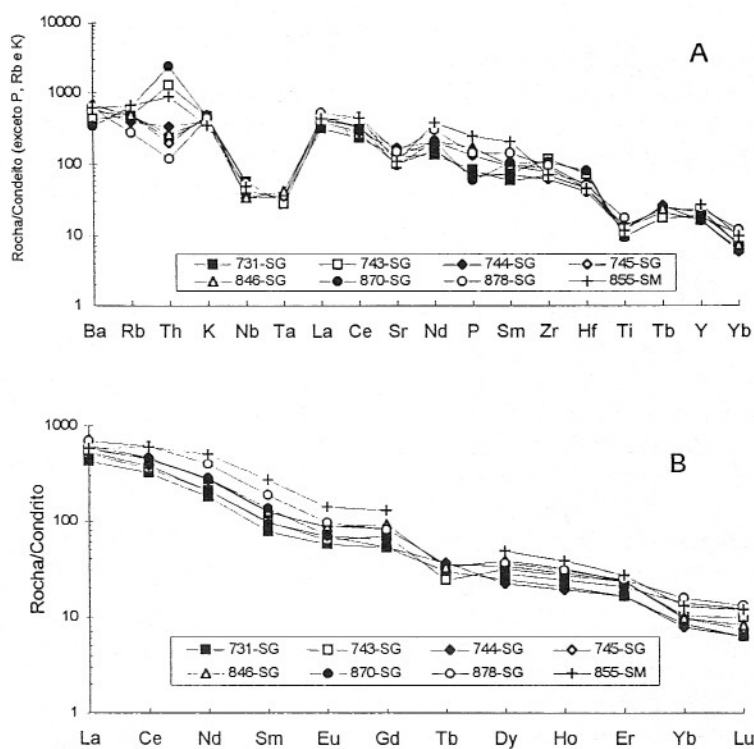


Figura 9 - Espectros dos elementos traço das rochas do MSSF. (A) "spidergrams", normalizados pelos valores condriticos de Thompson (1982) e (B) TR normalizados pelo condrito C1 (Evensen et al., 1978).



de acumulação, neste maciço, não afeta de forma representativa a geometria dos espectros dos elementos traço. Todas as rochas apresentam anomalias negativas de Nb, Ta, Sr, Ti e, em algumas delas, uma modesta anomalia negativa em P (Fig. 9-A), ratificando a existência de cristalização de óxidos (Ti, Nb), feldspato (Sr) e apatita (P, Sr), e traduzindo, provavelmente, o perfil geoquímico da fonte. Ademais, estas anomalias, associadas ao forte fracionamento dos ETR (Fig. 9-B), descritos a seguir, são assinaturas típicas de magmas profundos gerados em envoltórios orogênicos (Ringwood, 1974, 1990).

As relações discriminantes de ambientes Th/Yb-Ta/Yb (Perace, 1983) e Rb/Y+Nb (Pearce et al., 1984) nestas rochas são diagnósticas, situando-as no domínio do magmatismo tipo-arco continental (Fig. 10) e mostram uma evolução controlada por componente intra-placa, que se traduz, também, em algumas amostras, pelos elevados conteúdos em Ga (até 25 ppm), Y (até 46 ppm) e Zr (até 800 ppm). Os elevados conteúdos de K, Ba e das razões Ba/La (11-36) nas rochas potássicas orogênicas têm sido atribuídos à assimilação pelo manto de sedimentos pelágicos presentes na crosta oceânica subductada (Wheller 1987, Weaver 1991). Os empobrecimentos em Ti, Nb e Ta nas rochas potássicas associadas a zonas de subducção são usualmente correlacionados à retenção na fonte de fases ricas em titânio (Varne, 1985; Foley & Wheller, 1990; Stephen et al., 1990).

Os conteúdos de ETR ( $432 < \Sigma \text{ETR} < 860$ ) nestas rochas são relativamente elevados para rochas intermediárias e suas assinaturas

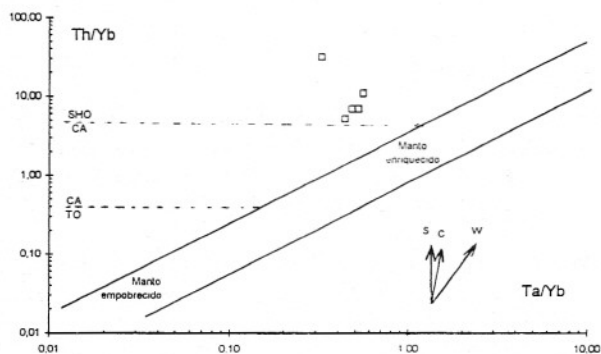


Figura 10- Disposição das amostras do MSSF no diagrama Th/Yb versus Ta/Yb de Pearce (1983): s=enriquecimento correlacionado a subducção; c=efeito da contribuição crustal (contaminação); w=enriquecimento intra-placa; e campo das rochas shoshoníticas (SHO), cálcio-alcálicas (CA) e toleíticas (TO).

apresentam um forte fracionamento dos ETRL relativo aos ETRP ( $39 < [\text{La}/\text{Yb}]_N < 70$ ). Estas características presentes, associadas à modesta anomalia negativa em Eu [0,7-0,86], são compatíveis com as descritas para os outros sienitos e lamprófiros potássicos do leste da Bahia (Conceição, 1993, Conceição et al., 1995). O forte fracionamento dos TR e o elevado conteúdo de Ba, K e Sr, associados a valores moderados a baixos de Nb, Ti e Ta, têm sido atribuídos nas suítes potássicas à assinatura de um manto litosférico enriquecido (McKenzie, 1989; Ringwood, 1989).

Embora em alguns diagramas discrimina-tórios as rochas do MSSF apresentem uma assinatura que lembra aquela encontrada nas rochas da série shoshonítica (Morrison, 1980), a ausência do plagioclásio e os elevados conteúdos dos elementos traço e ETR mostram uma afinidade maior com as suítes lamprofíricas ultrapotássicas. A presença de rochas lamprofíricas associadas aos sienitos/traquitos potássicos em diversas regiões (Escócia - Rock et al., 1986; Thompson et al., 1986; USA - Leat et al., 1986; Canadá - Corriveau & Gorton, 1993; Nordeste do Brasil - Da Silva Filho et al., 1993; Conceição et al., 1995) somam positivamente a favor de que exista uma relação genética entre os lamprófiros e os sienitos potássicos/ultrapotássicos. As gerações de sienitos ou traquitos potássicos a partir de magmas lamprofíricos têm sido argüídas por diversos autores (ex. Rock et al., 1986; Leat et al., 1988; Thompson & Fowler, 1986). Thompson & Fowler (1986) chamam a atenção para o fato de os elevados valores das razões La/Nb ( $>8$ ), associados aos altos conteúdos dos elementos incompatíveis, similares aos do MSSF ( $6 < \text{La}/\text{Nb} < 12$ ), podem ser explicados pelo fracionamento de um magma mantélico lamprofírico.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O MSSF é intrusivo em rochas de alto grau metamórfico e suas texturas não evidenciam a ação de metamorfismo ou de fenômenos metassomáticos que pudessem modificar sua composição geoquímica. Ademais, não foram observadas feições indicativas de importante contaminação das rochas granulíticas encaixantes, que são quimicamente equivalentes a basaltos toleíticos e cálcio-alcálicos, segundo Aillon (1992). Esta contaminação, caso existisse, iria agir no

sentido de diluir o caráter potássico, assim como os elevados valores dos elementos traço e ETR. Diante destes dados, descarta-se a importância dos fenômenos de contaminação, e a evolução geoquímica do MSSF pode ser explicada como uma cristalização fracionada "in situ", sob regime de transpressão, de um magma intermediário (sienítico/monzonítico). Os dados mineraloquímicos corroboram com esta hipótese, assegurando a cristalização precoce do clinopiroxênio e pressões adequadas para a cristalização tardia da hornblenda em condições mesozonais.

Os dados geoquímicos do MSSF evidenciam um magmatismo de afinidade potássica-ultrapotássica continental, com assinatura tipo-arco. A existência de magmatismo potássico tipo-arco é bem conhecida no Fanerozóico (p. ex. Sunda...) e, ultimamente, ocorrências destas rochas têm sido descritas no Arqueano/Proterozóico (p. ex. Província de Grenville-Canadá, Sudeste e Nordeste do Brasil; referências citadas anteriormente). Em todos os casos, têm sido argüidos, como fonte mais provável, um manto litosférico metasomatizado e um magma genitor ultrapotássico com afinidades lamprofíricas.

Propostas para a evolução regional, na parte leste do Estado da Bahia, envolvendo a existência de uma subducção no Transamazônico, têm sido argüidas por Figueiredo (1989) e Padilha & Melo (1991). Neste contexto, existe um consenso, entre os diferentes autores, de que a intrusão dos magmas sieníticos, como proposto por Conceição et al. (1989), é controlada por uma geossutura NS em período pós-orogênico, nas

etapas finais do Trasamazônico. Todavia, Ringwood (1990) chama a atenção para o fato de que a geração de magmas desta natureza e com assinatura tipo-arco pode se dar até mais que 1 Ga após o evento de subducção responsável pelo metassomatismo do manto. Resta então uma questão fundamental, que é: estes magmas sieníticos foram gerados pela subducção trasamazônica ou em período anterior? Estudos isotópicos posteriores poderão ajudar a elucidar este ponto importante.

## AGRADECIMENTOS

À Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) que financiou este estudo através do projeto Petrologia dos Maciços Sieníticos de São Félix e Anuri: Significado Geotectônico e Potencialidades Metalogenéticas (Carta Cont. 008/92). Esta pesquisa desenvolveu-se no âmbito dos projetos Sienitos Precambrianos da Bahia (CNPq. Proc. n<sup>o</sup> 403760/91-7 e 300200/91-9) e Cráton do São Francisco na Bahia: Evolução Geodinâmica e Potencial Metalogenético (FINEP/PADCT n<sup>o</sup> 60.94.0038.01). Os autores externam seus agradecimentos à Dra. Leila Soares Marques (IAG-USP), pelas análises por ativação neutrônica, aos Geols. Jorge Plá Cid e Rommulo Vieira Conceição, pelas proveitosas discussões e incentivos, e aos Profs. A. C. S. Bittencourt e O. Lima de Lima, pelas proveitosas sugestões na elaboração do texto. M.L.S.R. agradece ao CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado (Proc. n<sup>o</sup> 134108/92-2).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AILLON, M.P. (1992) Caracterização petroquímica e do metamorfismo das rochas granulíticas da região de Cachoeira-São Félix-Cruz das Almas, Bahia. Dissert. Mestrado, CPG em Geologia-UFBA, 165p.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1966) Origem e evolução da Plataforma Brasileira. II Semana de debates geológicos, CAEG, Porto Alegre-RS, p. 45-47.
- AOKI, K. (1964) Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan. *Am. Mineral.*, **49**:1199-1223.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, **48**:43-55.
- BOWEN, N.L. (1928) *The evolution of the igneous rocks.* Princeton University Press, New York. 332p.
- BONIN, B. (1980) Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux: l'exemple de la Corse. Thèse Doct. d'État, Univ. P. et M. Curie, França, 736p.
- BROWN, G.C. (1981) Space and time in granite plutonism. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A301**:321-336.
- CONCEIÇÃO, H. (1990) Petrologie du massif syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil). Thèse Doct., Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, França, 395p.
- CONCEIÇÃO, H. (1992) Petrologia dos filões graníticos e sieníticos potássicos do cinturão móvel Salvador-Curaçá. *Geochim. Brasil.*, **6**(1):37-53.

- CONCEIÇÃO, H. (1993) Petrology of the syenites from the Salvador-Curaçá mobile belt (Bahia-Brazil): geodynamic significance. *An. Acad. bras. Ci.*, **65**(Supl. 1):17-32.
- CONCEIÇÃO, H.; SABATÉ, P.; ALONSO, M.D.; BONIN, B. (1989) Mise en évidence d'un contrôle structural de la mise en place du massif syénitique d'âge Proterozoïque Inférieur, Itiúba (Bahia, Brésil). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.308, sér.II:45-50.
- CONCEIÇÃO, H.; CONCEIÇÃO, R.V.; PLÁ CID, J.; CORREA GOMES, L.C.; CONCEIÇÃO, M.A.G. (1992) Maciço sienítico de Santanópolis (Bahia): geologia e petrografia. I Simp. Reg. Geol. Bahia-Sergipe, Salvador-BA, Anais: 22-25.
- CONCEIÇÃO, R.V.; LAFON, J.M.; CONCEIÇÃO, H. (1993) Sienito de Santanópolis-dados geocronológicos: uma idade máxima para o metamorfismo fácies anfíbolito na região entre Feira de Santana e Lamarão, Bahia (NE do Cráton do São Francisco). II Simp. Cráton do São Francisco, Salvador-BA, Anais: 48-51.
- CONCEIÇÃO, H.; RIOS, D.C.; ROSA, M.L.S. (1995) Petrologia da associação sienito-lamprófiro: caso da intrusão de Morro do Afonso (Greenstone belt do rio Itapicuru, Bahia). *Geochim. Bras.*, **9**(1): 91-109.
- 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 Greenville Province. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**:262-279.
- DA SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P.; THOMPSON, R.N. (1993) Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeira-Salgueiro belt, NE Brazil; a transition from collisional to post-collisional magmatism. *Precambrian. Res.*, **52**:323-342.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1992) *Rock forming minerals* 2nd ed. Logmans. London-U.K., 696p.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses: Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.
- DROOP, G.T.R. (1987) A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.*, **51**:431-435.
- EDWARDS, C.M.H.; MENZIES, M.A.; THIRLWALL, M.F.; MORRIS, J.D.; LEEMAN, W.P.; HARMON, R.S. (1994) The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit-Beser Complex, East Java, Indonesia. *J. Petrol.*, **35**(6):1557-1595.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R. K. (1978) Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmchim. Acta*, **42**:1199-1212.
- FERREIRA V.P.; SIAL, A.N.; WHITNEY, J.A. (1992) Imiscibilidade de líquidos como o principal processo magmático na formação de sienitos peralcalinos ultrapotássicos e piroxenitos associados, no Precambriano do nordeste do Brasil. *An. Acad. bras. Ci.*, **64**(4):367-382.
- FERREIRA, V.P. & SIAL, A.N. (1993) Mica piroxenite as probable source for ultrapotassic and potassic magma in Northeastern Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, **65**(Supl.1):51-61.
- 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**(2):131-145.
- 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.
- FOLEY, S.F. & WHELLER, G.E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates. *Chem. Geol.*, **85**:1-18.
- GUIMARÃES, I.P. (1989) The petrological evolution and tectonic associations of the Bom Jardim complex, Pernambuco State, NE - Brazil. Thesis of Doctor of Philosophy, University of London, U.K., 424p.
- HAMMARSTRON, J.M. & ZEN, E.A. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71**:1297-1313.
- HELZ, R.T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at  $P_{H_2O}=5kb$  as a function of oxygen fugacity. *J. Petrol.*, **14**:249-302.
- 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.
- JANASI, V.A. (1992) Rochas sieníticas e mangerítico-charnoquíticas neoproterozóicas da região entre Caldas e Campestre, MG: aspectos petrológicos. Tese de Doutorado, IGEO-USP, 298p.
- 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. Ci.*, **65**(Supl.1):107-118.
- LAFLECHE, M.R.; DUPUY, C.; DOSTAL, J. (1991) Archean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi Greenstone Belt. *Precambrian. Res.*, **52**:71-96.
- LEAKE, B.E. (1971) On aluminous and edenite hornblende. *Mineral. Mag.*, **38**:389-407.
- LEAKE, B.E. (1978) Nomenclature of amphibole. *Mineral Mag.*, **42**:533-563.
- LEAT, P.T.; THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENDRY, G.L.; DICKIN, A.P. (1988)

- Silicic magmas derived by fractional crystallization from Miocene minette, Elkhead Mountains, Colorado. *Mineral. Mag.*, **52**:577-585.
- LEAT, P.T.; THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; TRAYHORN, S.C. (1987) Geodynamic significance of post-Variscan intrusive and extrusive potassic magmatism in SW England. *Trans. Royal Soc. Edinb.*, **77**:349-360.
- LINDSLEY, D.H. (1983) Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, **68**:477-493.
- McKENZIE, D. (1989) Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **95**:53-72.
- MASCARENHAS, J. DE F. (1979) Evolução geotectônica do Precambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (Ed.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: Textos Básicos*, SME/CPM, **2**:57-157.
- MORIMOTO, C.N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineral Mag.*, **52**:535-550.
- MORRISON, G.W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, **13**:98-108.
- PADILHA, A.V. & MELO, R.C. (1991) Evolução geológica da Folha Pintadas. In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGBB), *Geologia da região centro-norte-oriental do Estado da Bahia. Folha Pintadas SC.24-Y-D-V*, PLGB, DNPM/CPRM, Brasília-DF, p.129-157.
- PEARCE, J.A. (1983) Role of sub-continental 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.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.D. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4):956-983.
- PECCERILLO, E. & TAYLOR, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonu areas, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**:63-81.
- POGNANTE, U. (1990) Shoshonite and ultrapotassic post-collisional dykes from northern Karakorum (Sinkiang, China), *Lithos*, **26**:305-316.
- RINGWOOD, A.E. (1974) The petrological evolution of island arc system. *J. Geol. Soc. London*, **130**: 183-204.
- RINGWOOD, A.E. (1989) Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implication for mantle dynamic basalt petrogenesis, and crustal evolution. *J. Geol.*, **90**:611-643.
- RINGWOOD, A.E. (1990) Slab-mantle interactions: petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chem. Geol.*, **82**:187-207.
- 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 events. *J. Geol.*, **94**:505-522.
- ROGERS, J.J. & GREENBERG, J.K. (1981) Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **92**:6-9.
- ROSA, M.L.S. (1994) Magmatismo shoshonítico e ultrapotássico no sul do cinturão móvel Salvador-Curaçá, maciço de São Félix: geologia, mineralogia e geoquímica. Dissert. Mestrado, CPG em Geologia-UFBA, 241p.
- ROSA, M.L.S. & CONCEIÇÃO, H. (1993) Maciço sienítico gnáissico de São Félix: aspectos petrográficos e estruturais. II Simp. Cráton do São Francisco, Salvador-BA, Anais:85-88.
- ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; CORREA GOMES, L.C., (1993) Estruturação interna de um plutão colocado sob regime transtensivo: maciço sienítico de São Félix (Bahia). 45º Reun. An. SBPC, Recife-PE, Anais:638.
- SANTOS, R.A. & DALTON DE SOUZA, J. (1983) Folha Serrinha. In: Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais; Folha Serrinha (SD.24-Y-D), Escala 1:250.000. Salvador-BA, DNPM/CPRM. 38p.
- SMITH, I. E. (1971) High-potassium intrusives from southeastern Papua. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **34**:167-176.
- SØRENSEN, H. (1974) Introduction. In: H. Sørensen (Ed) *The alkaline rocks*. Wiley & Sons Ltd., London, U.K., p. 1-11.
- SPEAR, F. S. (1981) An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.*, **281**:697-734.
- STRECKEISEN, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- STEPHEN, F.; FOLEY, F.; WHELLER, G.E. (1990) Parallels in origin of the geochemical signature of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates. *Chem. Geol.*, **85**:1-18.
- 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 Scottish Caledonides. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**:507-522.
- VARNE, R. (1985) Ancient subcontinental mantle: a source for K-rich orogenic volcanics. *Geology*, **13**:405-408.
- WAGNER, C.; VELDE, D.; KHTARI, A. (1987) Sector-zoned phlogopites in igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**:73-85.
- WEAVER, B.L. (1991) Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, **19**:123-126.



WIEDEMANN, C.M. (1993) The evolution of the Early Paleozoic, late- to post-collisional magmatic arc of Coastal Mobile Belt, in the State of Espírito Santo, Eastern Brazil. An Acad. bras. Ci., **65**(Supl.1):163-181.

WHELLER, G.E.; VERNE, R.; FODEN, J.D.; ABBOTT, M.J. (1987) Geochemistry of

Quaternary volcanism in the Arc Sunda-Banda and Indonesia and three-component genesis of island-arc basaltic magma. J. Volcan. Geotherm. Res., **32**:137-160.

WONES, D.R. (1989) Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. Am. Mineral., **74**:744-749.