



MAGMATISMO ALCALINO-POTÁSSICO PALEOPROTEROZÓICO NO SW DA BAHIA E NE DE MINAS GERAIS, MACIÇO DO ESTREITO: GEOLOGIA, IDADE, PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA

E.B. Santos^{1,2,3}; M.L.S. Rosa¹; H. Conceição^{1,2,3}; M.J.B. Macambira⁴,
T. Scheller⁴, M.M. Paim^{1,3}, G.A.S. Leahy^{1,3}

¹Grupo de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral (GPA) – Departamento de Geoquímica & Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia – IGEO – UFBA, Rua Caetano Moura, 123, Federação, CEP 40201-340, Salvador, BA

²Curso de Pós-graduação em Geoquímica e Meio Ambiente – UFBA (Mestrado)

³Curso de Pós-graduação em Geologia – UFBA (Doutorado) – Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) – Universidade Federal do Pará, Caixa Postal 1611, CEP 66075-900, Belém, PA

Recebido em 10/00; aprovado para publicação em 09/01

ABSTRACT

The Estreito massif is a 210 km² N-S elongated body situated in the Southwest Bahia State, extending to its border with Minas Gerais State, emplaced in the Archaean Santa Izabel Complex. It has an age of 2041 ± 2.Ma (Pb-Pb). This massif is composed by syenitic, monzonitic and granitic rocks divided into two facies: phaneritic and porphyritic. Geochemical data show that all the rocks are alkaline, potassic, metaluminous, Ba, Sr, K, P₂O₅ and LREE enriched, and with low Ti, Nb and Y content. These rocks have $\epsilon_{Nd(T)}$ about -10 and Sr initial ratios between 0.704 and 0.707, wich support an enriched source, probably related with a metasomatic enriched mantle.

RESUMO

O Maciço do Estreito é um corpo com cerca de 210 km², alongado no sentido N-S, localizado no extremo sudoeste do Estado da Bahia, na divisa com Minas Gerais, estando encaixado nos terrenos arqueanos do Complexo Santa Izabel e possuindo uma idade de 2041 ± 2.Ma (Pb-Pb). Este maciço é constituído por rochas sieníticas, monzoníticas e graníticas, reunidas em duas faciologias: uma fanerítica e outra porfirítica. Os dados litogeoquímicos mostram que as rochas do ME são de natureza alcalino-potássica, metaluminosa, enriquecidas em Ba, Sr, K, P₂O₅ e ETRL e com baixos conteúdos de Ti, Nb e Y. Estas rochas têm valores de épsilon neodímio em torno de -10 e razões iniciais de estrôncio entre 0,704 e 0,707, o que reflete uma fonte enriquecida, provavelmente, um manto metassomatizado.

INTRODUÇÃO

Intrusões potássicas de idade Arqueano-Proterozóica (Upton & Emeleus, 1987; Santos *et al.*, 1989; Corriveau *et al.*, 1990; Lafleche *et al.* 1991; Corriveau & Gorton, 1993; Conceição, 1993; Rosa, 1999; Rosa *et al.*, 2000) são relativamente escassas quando comparadas às de idade Fanerozóica (Leat *et al.*, 1986; Thompson & Fowler, 1986; Wheller *et al.*, 1987; Conticelli & Peccerillo, 1992; Wickham *et al.*, 1995; Zhao *et al.*, 1995; Miller *et al.*, 1999; Housh & McMahan, 2000). Porém, no Estado da Bahia, cerca de 90% do magmatismo alcalino-potássico está contido em dois cinturões móveis paleoproterozóicos (Conceição, 1990; Conceição & Otero, 1996): (i) o cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC), na parte leste do estado; e (ii) o Cinturão Móvel Urandi-Paratinga (CMUP), na porção oeste (Figs. 1A e B).

No CMUP, o magmatismo alcalino-potássico tem como seu principal representante o Batólito de Guanambi (BG). As litologias do BG, de acordo com Rosa *et al.* (1996), foram agrupadas em dois domínios principais, o das intrusões múltiplas e o das intrusões tardias. Neste trabalho, serão apresentados e discutidos os dados geológicos, petrográficos, geocronológicos e litogeoquímicos do Maciço do Estreito (Figs. 1B e C), que é formado por uma associação de rochas sieníticas e monzoníticas, sendo uma das intrusões tardias do BG.

GEOLOGIA REGIONAL

O CMUP está situado na região sudoeste do estado e aflora em um grande vale, com cerca

de 70 km de extensão E-W e 240 km N-S (Fig. 1B), chegando a adentrar por cerca de 50 km no Estado de Minas Gerais. Na sua porção oriental, é limitado pelos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico) e, na parte ocidental, pelos calcários do Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico). Neste cinturão móvel, reconhecem-se três unidades informais (Fig. 1B): (i) o Complexo Santa Izabel; (ii) restos de seqüências vulcanosedimentares; e (iii) o Batólito de Guanambi. Recobrando as rochas deste cinturão e as coberturas proterozóicas, têm-se as coberturas terció-quadernárias (Fig. 1B).

O Complexo Santa Izabel (CSI) reúne um conjunto de gnaisses e migmatitos, com alguns núcleos de rochas básico-ultrabásicas. A presença de uma diversidade de xenólitos desta unidade no BG denota o seu caráter de encaixante para o magmatismo paleoproterozóico. Os contatos entre eles são, geralmente, estruturados e retrabalhados por falhas. Por outro lado, as relações deste complexo com as seqüências vulcanosedimentares continuam obscuras. Rosa (1999) obteve uma idade U-Pb em zircão de 3.35 ± 0.29 Ga, para uma rocha gnáissica deste complexo situada nas proximidades da cidade de Riacho de Santana, 110 km a norte da região estudada (Fig. 1B)

As seqüências vulcanosedimentares ocorrem encravadas no CSI e são representadas: pelo *greenstone belt* de Riacho de Santana (norte); por pacotes de rochas vulcânicas da região de Candiba (centro); e pelo Complexo Urandi (sul) (Fig. 1B). Em campo, um conjunto bastante variado de rochas pode ser encontrado: ro-

chas básicas e ultrabásicas, quartzitos, ardósias, mármore, anfíbolitos, formações ferríferas e *cherts*. Os metabasitos do *greenstone belt* de Riacho de Santana apresentaram uma idade isocrônica Sm-Nd de $3,2 \pm 0,1$ Ga (Silveira & Garrido, 1998).

O Batólito Guanambi é constituído por rochas predominantemente leucocráticas, com composições sienítica e monzonítica, com termos graníticos e máficos subordinados, e afloram continuamente por cerca de 6000 km² (Rosa, 1999). As relações de campo (contatos e estruturas) e a distribuição faciológica permitiram a Rosa *et al.* (1996) individualizarem o BG em dois conjuntos: as intrusões múltiplas, que ocupam 90% dos terrenos aflorantes, e as intrusões tardias, formadas pelos maciços de Cara Suja, Ceraíma e Estreito. A dominância de estruturas de fluxo magmático e a ausência de deformação nas rochas do BG levaram Rosa *et al.* (1996) a proporem que a colocação deste batólito processou-se em um ambiente passivo, relacionado a um sistema de *pull-apart*. Os dados U-Pb (monozircão) mostram que a colocação do BG deu-se a 2,05 Ga (Rosa, 1999).

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

O Maciço do Estreito (ME) é um corpo alongado no sentido N-S, com aproximadamente 210 km² de área aflorante (Fig. 1C). Em campo, ele ocorre sob a forma de um relevo arrasado, predominantemente plano e encaixado nas rochas arqueanas polimetamórficas do CSI (Fig. 1C). O seu contato a leste é controlado por um siste-

ma de falhas N-S, enquanto a oeste, ele está encoberto pelos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço e pelas rochas carbonáticas do Supergrupo São Francisco (Fig. 1C).

As rochas do ME, em campo, mostram-se levemente anisotrópicas, inequigranulares e

apresentam granulometria fanerítica média a grossa, podendo, em alguns afloramentos, exibir granulometria muito grossa. A orientação, segundo a direção N 0°-5°, materializa-se pelo alinhamento dos minerais máficos. Todavia, nas zonas próximas aos contatos com as rochas

do CSI, observa-se a presença de estruturas geradas por deformação sin-colocação e materializadas por uma forte foliação, marcada pela orientação dos minerais ferro-magnesianos, cristais de feldspatos fraturados, rotacionados e com forma *augen*, que chegam a desenvol-

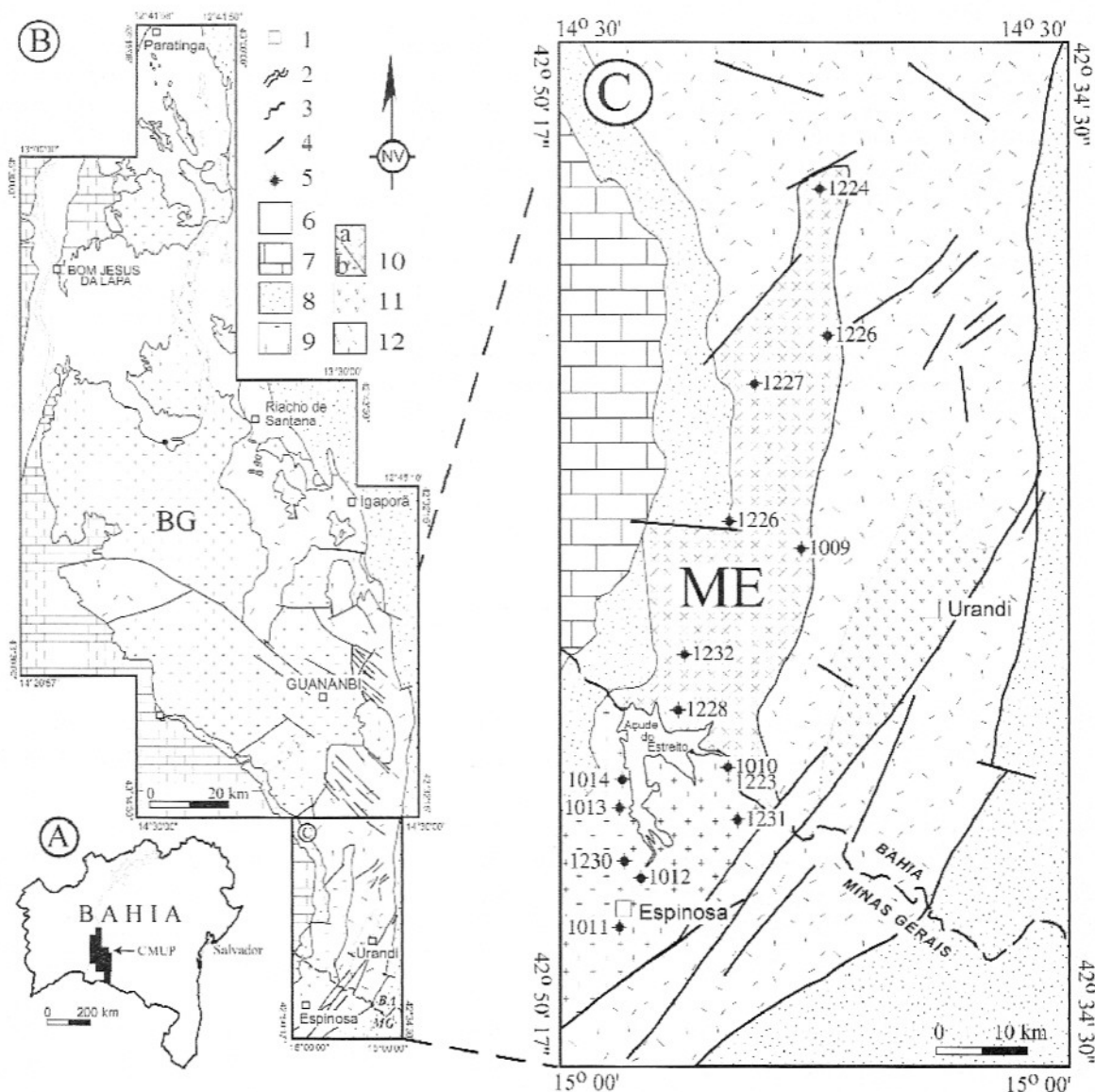


Figura 1 – Contorno geográfico do Estado da Bahia, com a localização do CMUP [A]; Mapa geológico simplificado do CMUP [B]; Mapa geológico simplificado do Maciço do Estreito, com a localização dos pontos amostrados [C]. (1) cidade; (2) Rio São Francisco; (3) contato geológico; (4) falhas e fraturas; (5) amostra analisada; (6) cobertura sedimentar (Fanerozoico); (7) Grupo Bambuí (Neoproterozóico); (8) Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico); (9) Batólito de Guanambi (Paleoproterozóico); (10) ME= Maciço do Estreito: a = Fácies Fanerítica e b = Fácies Porfírica; (11) Sequências Volcanossedimentares; e (12) Complexo Santa Izabel (Arqueano).

ver estruturas gnáissicas e que podem evoluir até miloníticas. Restritas zonas de cisalhamentos, com direção E-W ou, ocasionalmente, NW-SE, transpõem o maciço. Observa-se ainda que, nas proximidades destas zonas de cisalhamento tardias, existe uma intensa deformação nas rochas sieníticas, transformando-as em *augen*-sienito gnáissico ou, até mesmo, sienitos milonitizados. Estas últimas feições estruturais evidenciam um sistema rúptil, provavelmente associado à tectônica Espinhaço (Mesoproterozóico), que tem orientação E-W, nesta região.

O maciço é constituído, basicamente, por dois conjuntos litológicos principais (Santos, 1999): (i) a Fácies Fanerítica, localizada na parte norte do corpo; e (ii) a Fácies Porfírica,

situada na porção sul. O limite entre estas duas fácies é feito por um sistema de falhas que posiciona-se ao longo da divisa interestadual Bahia e Minas Gerais (Fig. 1C).

Fácies Fanerítica

De acordo com a classificação de Streckeisen (1976) a Fácies Fanerítica (FF) é constituída por rochas sieníticas e monzoníticas, hololeucocráticas a leucocráticas (Tabela 1; Fig. 2). Estas rochas apresentam texturas faneríticas média a grossa e coloração variando de tons rosa-claro até tons rosa-esverdeado. De uma forma genérica, a mineralogia desta fácies é constituída pelos minerais essenciais: feldspato alcalino pertítico ou não e oligoclásio (An_{25-30}); minerais varietais:

quartzo, biotita e hornblenda; e os minerais acessórios: titanita, opacos, apatita, zircão e allanita.

A análise microscópica das rochas da FF evidencia a constante presença de feldspato alcalino pertítico, comumente incluindo cristais de plagioclásio subeuédricos, biotita e quartzo arredondados. O máfico mais importante é a biotita (castanha), normalmente encontrada nos interstícios entre os cristais de feldspatos ou, ainda, coroando cristais de anfibólio. A presença de agregados de minerais máficos no interior dos cristais euédricos de oligoclásio e de biotita, constituídos por minerais opacos, apatita, zircão e restos de anfibólio, sugerem que, nestas rochas, houve a formação precoce do anfibólio e que, posteriormente, este mine-

Tabela 1 – Relação das lâminas descritas e análises modais das rochas do ME. Abreviações: N.P.C.= números de pontos computados por lâmina e M= somatório dos minerais ferro-magnesianos.

Amostra	Fácies Porfírica								Fácies Fanerítica							
	1013	1223	1014	1012	1230	1231	1010	1011	1009	1229	1226	1224	1228	1227	1232	
N.P.C.	1926	1076	2261	2545	2651	2155	2587	2845	2654	2345	2674	2517	2685	2700	3000	
Quartzo	6,8	9,6	9,1	16,7	23,6	14,7	24,4	20,0	1,9	7,8	3,4	1,6	2,6	3,2	8,3	
Feld. Alcalino	19,2	26,8	43,9	46,5	28,5	56,2	33,0	33,6	52,8	46,8	52,6	71,9	57,7	48,7	53,7	
Plagioclásio	38,6	20,5	34,2	19,2	33,8	18,5	25,6	37,9	33,7	32,2	34,8	22,1	30,7	35,3	24,9	
Biotita	27,1	22,2	8,5	13,6	13,1	7,0	11,0	5,3	6,5	9,0	5,1	3,8	7,0	2,8	7,6	
Anfibólio		12,7	0,7	<0,1			0,7			0,4	0,2				4,9	
Diopsídio		0,2	0,1													
Apatita	1,3	2,1	0,7	0,6	0,3	0,5	0,5	0,5	0,7	0,5	0,4	0,1	0,1	0,7	0,4	
Opaco	0,6	0,4	0,7	0,4	0,1	0,2	0,5	0,4	0,9	0,1	1,7	0,1	1,0	1,9	0,5	
Zircão	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2	<0,1	0,1	0,1		0,3	0,2	<0,1	0,1	0,4	0,1	
Titanita	4,0	4,4	1,0	0,3	0,1	1,1	3,3	0,7	1,4	1,5		0,3	0,4	0,6	2,1	
Allanita				0,1												
Carbonato	0,4	0,1	0,1	1,5		0,7	0,4		0,7	0,1	0,5			<0,1	0,7	
Epídoto	1,7	0,7	0,9	1,0	0,3	1,1	0,5	1,5	1,4	1,3	1,1	0,1	0,4	1,4	1,7	
% M	33,2	41,4	11,3	15,1	13,6	8,6	15,8	6,6	9,1	11,5	7,3	4,3	8,6	10,9	10,6	

ral torna-se instável, com a evolução do magma, quando este cristalizava o plagioclásio. O zircão e a apatita são encontrados inclusos em todas as fases minerais, indicando sua cristalização precoce. São, também, encontrados fenocristais de allanita com até 4,0 cm de comprimento, cristalizados tardiamente, e concentrações de hornblenda e titanita euédricas. Nes-

tas rochas, a titanita é encontrada coroando os minerais opacos, indicando que a sua cristalização ocorreu nos estágios tardios da evolução do magma.

Os enclaves que estão presentes no ME ocorrem, principalmente, associados a esta fácies, sendo representados por xenólitos de litologias do CSI, fragmentos de rochas sieníticas com composição semelhante à

rocha encaixante e de rochas máficas. As observações de campo não sugerem que tenha havido importante processo de reação ou assimilação do magma ME e dos xenólitos do CSI. Os autólitos têm dimensões que variam de alguns centímetros até o máximo de 1 m e suas formas podem variar desde angulosas, com contatos abruptos, até arredondadas. Em geral, ocorrem reunidos em bolsões, com contatos bem delimitados com as encaixantes sieníticas.

Diques centimétricos a métricos de sienitos finos, geralmente bordejados por um invólucro de granulação pegmatítica e com composição granítica, seccionam, freqüentemente, as rochas da FF.

Fácies Porfírica

A Fácies Porfírica (FP) apresenta uma diversidade litológica maior que a FF, sendo constituída por rochas holo-leucocráticas a leucocráticas com composições sieníticas, monzoníticas, monzo-graníticas, sieno-graníticas e monzodiorítica (Tabela 1; Fig. 2). A FP apresenta mineralogia e texturas muito semelhantes às apresentadas pela FF, diferindo, apenas, no que diz respeito: ao volume modal do anfibólio, feldspatos, titanita, mica e do quartzo; à presença de cristais de diopsídio, coroados por cristais de anfibólio; o tamanho dos cristais de feldspatos, que no caso da FP são maiores (>1,0 cm); e à presença invariável de textura porfírica, com fenocristais de feldspato imersos em uma matriz mais máfica, com abundantes cristais de mica.

Em microscopia, as rochas desta fácies exibem fenocristais de feldspato alcalino pertícticos, de oligoclásio (An_{25-30}) e de quartzo. Muitas vezes, apresen-

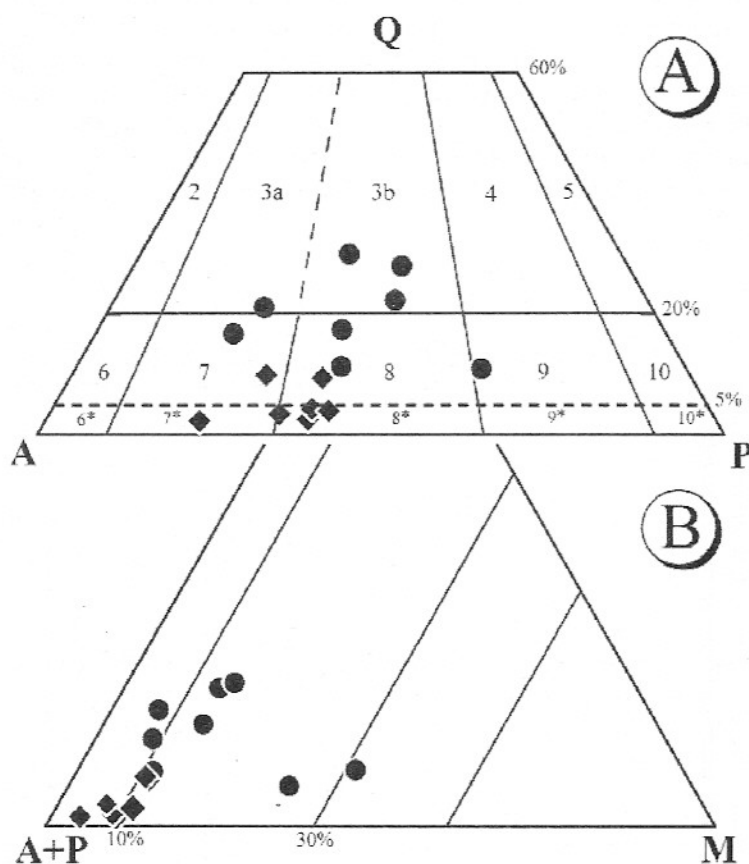


Figura 2 – Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M (Streckeisen, 1976) aplicados ao Maciço do Estreito. Q= quartzo; A= feldspato alcalino mais albíta ($An < 5\%$); P= plagioclásio ($An > 5\%$); (A+P)= feldspato alcalino mais albíta ($An < 5\%$) + plagioclásio ($An > 5\%$); M= minerais ferromagnesianos. Álcali-feldspato-granito (2); sienogranito (3a); monzogranito (3b); granodiorito (4); tonalito ou trondhjemitó (5); quartzo-álcali-sienito (6); quartzo-sienito (7); quartzo-monzonito (8); quartzo-monzodiorito ou quartzo-monzogabro (9); quartzo-diorito ou quartzo-gabro (10); os equivalentes sem quartzo das rochas de 6, 7, 8, 9, 10 são apresentados com asteriscos (6*, 7*, 8*, 9* e 10*). Fácies Fanerítica (♦) e Fácies Porfírica (●).

tam texturas exibindo efeitos deformacionais, como extinção ondulante e micro-fraturas. Localmente, pode apresentar cristais de feldspato alcalino fraturados, deformados, rotacionados, com forma *augen* e com sombra de pressão, indicando deformação em regime semi-dúctil. Os fenocristais de feldspato alcalino exibem geminações Carlsbad e albita-periclina, esta última, preferencialmente, nas bordas dos cristais, evidenciando o aumento da triclinicidade (ortoclásio \rightarrow microclina). Textura mirmequítica é também observada nos cristais de plagioclásio, geralmente quando em contato com o feldspato alcalino.

Cristais esporádicos de diop-sídio são observados em algumas rochas (Tabela 1), estão sempre coroados por anfibólio e com inclusões arredondadas de quartzo e de minerais opacos. Esta relação textural deve-se à desestabilização do diop-sídio (Conceição, 1993; Conceição *et al.*, 1997), dando origem à paragênese formada por anfibólio, quartzo e opacos (reação: $\text{cpx} + \text{magma 1} \rightarrow \text{anfíbólio} + \text{quartzo} + \text{opacos} + \text{magma 2}$).

Observa-se, da mesma forma que na FF, a presença de aglomerados máficos, definidos pela associação constante da mineralogia máfica presente (diop-sídio, anfibólio, mica e

minerais opacos), com alguns acessórios como apatita e titanita e, ocasionalmente, o zircão. Esta característica ocorre de forma indistinta, tanto nas intrusões múltiplas quanto nas tardias do BG (Rosa, 1999), como também nos sienitos paleoproterozóicos do CMSC (Conceição, 1993). Rosa (1999) interpreta esta feição como consequência de segregações controladas pela ação do fluxo magmático. Posteriormente, com a cristalização importante do feldspato, os minerais máficos, já presentes no magma, tenderiam a ficar nos interstícios da trama cristalina.

Os xenólitos na FP são relativamente raros, restringin-

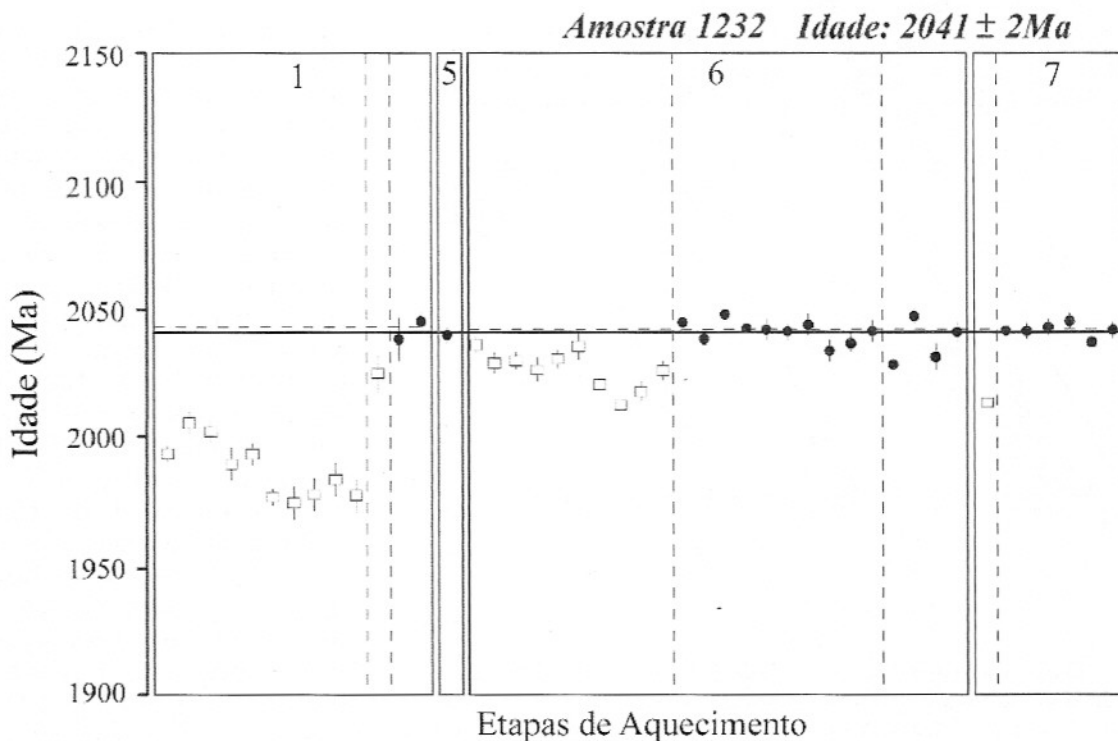


Figura 3 – Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de Aquecimento (em X) de quatro cristais de zircão (1, 5, 6 e 7) da amostra 1232. Círculos cheios correspondem aos blocos analíticos utilizados no cálculo da idade e os quadrados, às etapas de evaporação eliminadas manualmente para o cálculo da idade.

do-se aos encontrados nas proximidades do contato com o CSI. Diques graníticos tardios cortam, ocasionalmente, a FP, todavia, eles diferem dos observados na FF por não serem bordejados por um invólucro pegmatítico.

IDADE DO MACIÇO DO ESTREITO

As determinações Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), da Universidade Federal do Pará. Os procedimentos metodológicos encontram-se descritos em detalhes por Sachet & Macambira (1998). Para o cálculo das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, foram utilizadas as constantes recomendadas por Steiger & Jäger (1977), sendo a precisão de 2σ (95%).

Foi analisada a amostra 1232 (quartzo sienito), coletada em afloramento situado em uma pedreira abandonada a cerca de 2 km a norte do Açude do Estreito. Para esta amostra, foram analisados 7 cristais de zircão. Desses, 4 cristais foram utilizados no cálculo da idade, não tendo os outros cristais (2, 3 e 4) emitido Pb suficiente que permitisse realizar a análise. Os cristais de zircão analisados constituíam uma população homogênea e exibiam as seguintes características: hábito prismático longo e curto, tamanhos entre 160-400 μm , coloração castanho-clara e mostravam-se límpidos e translúcidos, com poucas inclusões.

Os 4 cristais de zircão forneceram um total de 23 blocos (Tabela 2), que definem uma idade de 2041 ± 2 Ma (Fig. 3). Destes cristais, o que mostrou melhor resultado analítico foi o

Tabela 2 – Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb em quatro cristais de zircão da amostra 1232.

Cristais de Zircão	Nº de blocos	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) \pm 2\sigma$	Idade (Ma) $\pm 2\sigma$
1232/1	2	$0,126056 \pm 0,000561$	2044 ± 8
1232/5	1	$0,125820 \pm 0,000574$	2041 ± 8
1232/6	14	$0,125869 \pm 0,000227$	2041 ± 3
1232/7	6	$0,125815 \pm 0,000164$	2041 ± 2

de número 6, permitindo a realização de três etapas de evaporação. O cristal nº 1 forneceu, também, três etapas de evaporação, entretanto, a primeira e a segunda, que forneceram juntas 11 blocos, foram eliminadas por apresentarem uma idade inferior à etapa de mais alta temperatura. O cristal nº 7 forneceu 6 blocos de leitura e o cristal nº 5 forneceu apenas um bloco de leitura.

A idade Pb-Pb obtida atesta que a colocação do ME processou-se a cerca de 2,04 Ga. Esta idade é compatível às demais intrusões tardias do GB, que apresentam idades U-Pb, em monozircão, de 2,05 Ga (Rosa, 1999).

LITOGEOQUÍMICA E DISCUSSÕES

Com o intuito de caracterizar a geoquímica das rochas do ME, foram selecionadas 15 amostras representativas das duas fácies petrográficas deste maciço. Nestas amostras, analisou-se os elementos maiores, alguns menores e traço e, em sete delas, foram dosados os elementos terras raras (Tabela 3). Estas análises químicas foram realizadas no laboratório da GEOSOL – Geologia e Sondagem Ltda. e detalhes sobre as técnicas analíticas utilizadas podem ser encontrados em Santos (1999).

Elementos Maiores e Traço

O Maciço do Estreito é constituído por rochas saturadas a supersaturadas em sílica, com concentrações de SiO_2 compreendidas entre 56 e 72%. De acordo com a tipologia litoquímica do diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989; Middlemost, 1994), as rochas da FP correspondem a monzonitos, quartzo-monzonitos e granitos, enquanto as da FF correspondem a sienitos (Fig. 4). Estas mesmas amostras possuem uma natureza alcalina (Fig. 4) de afinidade potássica ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8-12\%$; $4,2\% < \text{K}_2\text{O} < 9,2\%$) e caráter metaluminoso a peraluminoso (Fig. 5).

Nos diagramas do tipo Harker, as amostras do ME distribuem-se em dois grupos distintos (Fig. 6). O primeiro, menos potássico (4,9-5,6% de K_2O e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,34-1,97$), reúne as rochas da FP e estas descrevem uma evolução retilínea, com pouca variação dos teores de álcalis para o aumento da sílica. O segundo grupo, mais potássico (7,8-9,2% de K_2O e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2,29-3,37$), é formado pelas rochas da FF que se dispõem deslocadas para cima ou para baixo da evolução da FP (Fig. 6), em intervalo relativamente estreito de sílica (59-62,6%).

Embora se observe a existência, na FF, de uma tendência de evolução química, para

Tabela 3 – Análises químicas dos elementos maiores (% em óxido) e dos elementos traço e terras (em ppm) de amostras do ME. Elemento não determinado (nd). $Eu^* = [(Sm_N + Gd_N)/2]$.

Amostra	Fácies Porfírica								Fácies Fanerítica						
	1013	1223	1014	1012	1230	1231	1010	1011	1009	1229	1226	1224	1228	1227	1232
SiO ₂	56,5	59,5	60,9	62,0	62,9	66,7	67,8	71,5	59,0	60,1	60,5	60,6	60,6	61,3	62,6
TiO ₂	1,2	1,3	0,87	0,87	0,76	0,64	0,65	0,4	0,56	0,72	0,58	0,55	1,1	0,51	0,57
Al ₂ O ₃	16,0	14,8	15,8	14,7	15,5	13,9	14,0	14,0	18,9	18,7	18,8	19,1	18,3	18,4	17,7
Fe ₂ O ₃	4,6	3,5	3,3	3,8	3,5	2,8	2,4	1,7	2,1	2,7	1,9	2,3	2,4	2,7	1,9
FeO	2,7	3,1	2,5	2,3	1,8	1,6	1,4	1,0	1,8	1,4	1,3	1,1	1,6	0,7	1,7
CaO	4,5	4,4	3,3	3,5	3,5	2,8	2,1	1,3	2,4	1,6	1,5	2,9	2,0	2,1	1,9
MgO	3,2	3,1	2,0	2,3	2,0	1,8	1,0	0,58	1,4	1,4	1,4	0,92	1,1	1,2	1,1
Na ₂ O	3,0	3,1	3,8	3,0	3,1	2,8	3,0	3,0	3,4	2,7	2,8	3,0	3,4	3,0	2,5
K ₂ O	5,6	4,9	5,1	5,0	5,4	5,4	5,9	5,6	7,8	9,1	9,2	8,1	8,3	8,0	8,4
MnO	0,14	0,15	0,13	0,13	0,11	0,1	0,1	0,07	0,1	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08
P ₂ O ₅	0,68	0,82	0,35	0,37	0,32	0,24	0,26	0,12	0,25	0,21	0,21	0,24	0,19	0,22	0,18
F	0,21	0,27	nd	nd	0,15	0,19	0,1	0,08	nd	0,14	0,1	0,1	0,08	0,12	0,12
CO ₂	0,33	0,19	0,23	0,27	0,16	0,35	0,25	0,22	0,16	0,31	0,5	0,16	0,14	0,23	0,5
H ₂ O+	0,76	0,38	0,51	0,45	0,32	0,39	0,4	0,27	0,87	0,53	0,59	0,37	0,47	0,8	0,51
Total	99,42	99,51	98,79	98,69	99,52	99,71	99,36	99,84	98,33	99,69	99,45	99,51	99,76	99,36	99,76
Nb	19	18	19	22	19	18	21	17	10	13	12	10	16	15	13
Ta	<5	6	nd	nd	<5	<5	<5	<5	nd	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Y	36	40	32	30	33	19	32	26	8	21	3	18	33	8	16
Zr	436	390	492	463	349	283	326	290	373	963	656	376	947	601	868
Rb	154	145	129	177	180	198	186	195	162	180	178	145	130	178	174
Sr	1240	1190	676	896	866	514	678	360	1377	666	807	1812	449	1444	463
Ba	3176	2325	1804	1760	1976	1321	1716	1151	2662	1572	1702	2805	602	2154	591
Th	<5	<5	24	33	22	37	30	41	<5	<5	<5	<5	29	<5	<5
V	100	96	61	78	59	50	37	23	35	35	25	37	37	20	34
Cr	81	113	136	227	92	89	44	34	418	55	73	73	53	60	103
Ag	2	2	nd	nd	2	2	<1	<1	nd	<1	<1	<1	<1	2	<1
Au	<0,05	<0,05	nd	nd	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	nd	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
La			151,3	158,1					56,59	49,41	99,1	89,33			98,48
Ce			301,1	324,4					110	107,2	204,5	174,9			197,4
Nd			136,5	141,3					48,3	39,36	79,65	70,1			69,4
Sm			19,97	19,33					7,426	6,186	9,427	10,39			7,6
Eu			2,722	2,657					3,693	3,136	4,692	6,267			3,517
Gd			10,19	10,05					4,21	3,354	6,294	7,487			4,636
Dy			6,711	6,621					2,62	2,073	2,815	4,607			2,21
Ho			1,238	1,256					0,437	0,37	0,524	0,858			0,343
Er			2,812	3,046					0,956	0,942	1,219	1,999			0,691
Yb			1,697	2,156					0,61	0,74	0,676	1,24			0,401
Lu			0,195	0,273					0,091	0,13	0,1	0,168			0,063
ΣETR			634,4	669,2					234,9	212,9	409,0	367,3			384,7
Eu/Eu*			0,52	0,52					1,85	1,91	1,76	2,07			1,68
(Ce/Yb) _N			45,92	38,94					46,67	37,49	78,30	36,51			127,41

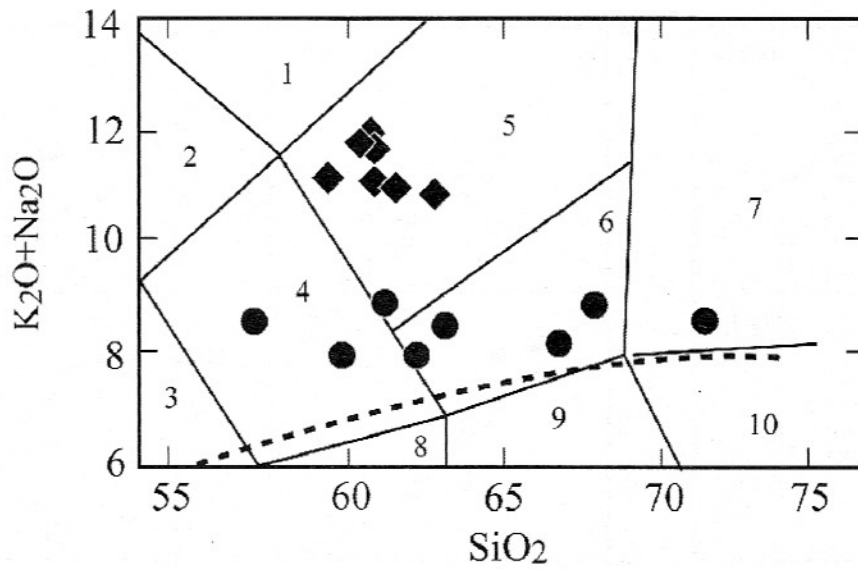


Figura 4 - Diagramas TAS (álcalis versus sílica) para a classificação de rochas plutônicas, modificado de Le Maitre *et al.* (1989) com a nomenclatura plutônica de acordo com Middlemost (1994), aplicados às rochas do Maciço do Estreito. A curva tracejada divide as séries alcalinas, acima, das subalcalinas, abaixo, (Irvine & Baragar, 1971). Nome dos campos delimitados: (1) foide-sienito, foide-monzonito (2) monzodiorito (3); monzonito (4); sienito (5); quartzo-monzonito (6); granito alcalino (7); diorito (8); granodiorito (9) e granito subalcalino (10). Fácies Fanerítica (◆) e Fácies Porfírfica (●).

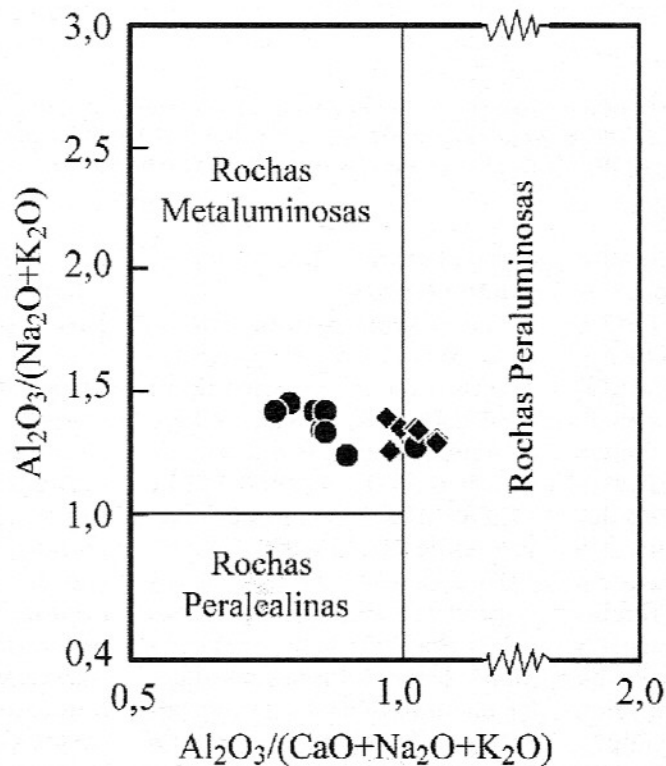


Figura 5 - Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ versus $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, em moles, segundo Maniar & Piccoli (1989), aplicado às rochas do Maciço do Estreito. Fácies Fanerítica (◆) e Fácies Porfírfica (●).

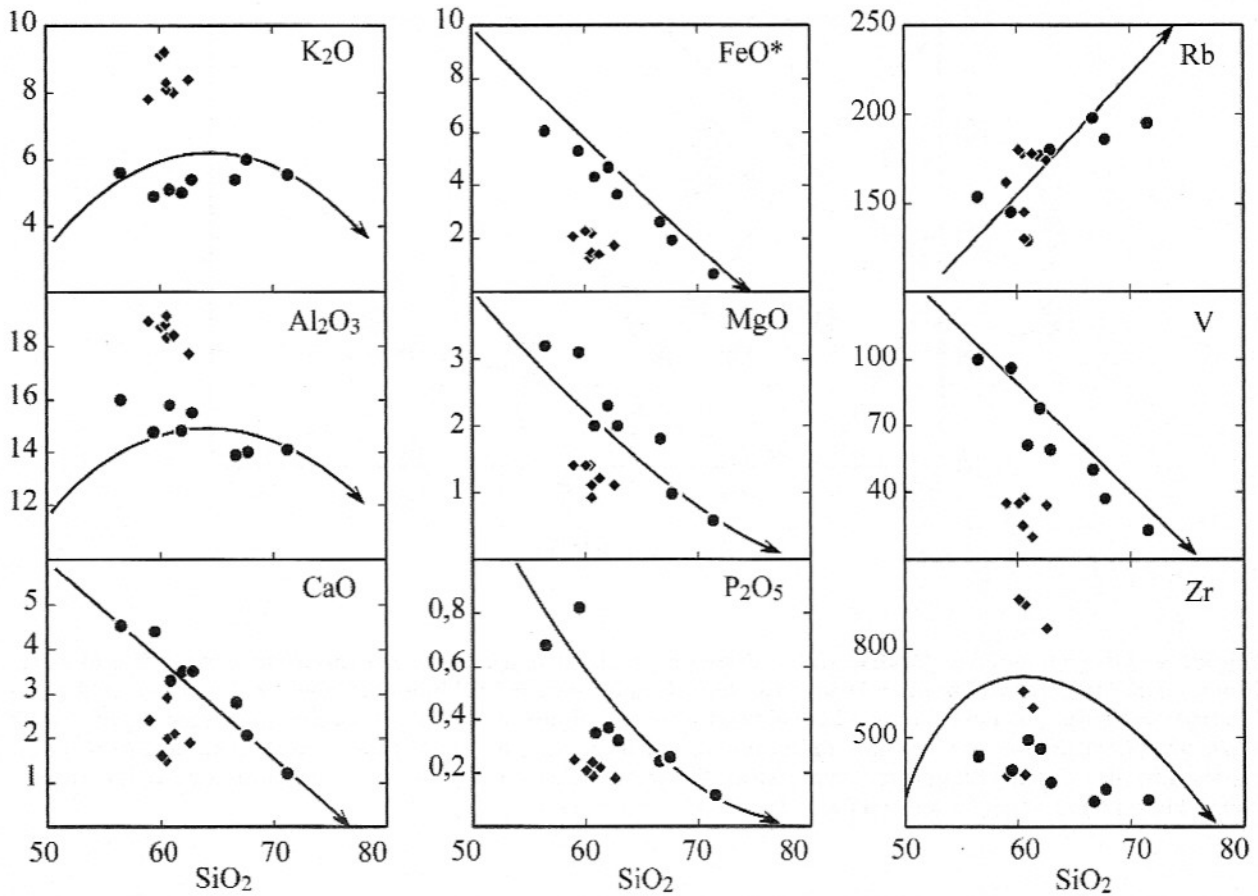


Figura 6 - Diagramas mostrando a evolução química de alguns dos elementos químicos dosados nas rochas do Maciço do Estreito *versus* sílica. A curva apresentada corresponde à das Intrusões Múltiplas do Batólito de Guanambi, segundo Rosa (1999). Fácies Fanerítica (◆) e Fácies Porfírica (●).

alguns elementos, similar a FP (crescimento de K_2O e decréscimo de Al_2O_3 , MgO , FeO e P_2O_5 com o aumento do SiO_2), sua riqueza em K_2O e Al_2O_3 sugere taxas de acumulação de feldspato alcalino nesta fácies. O MgO , TiO_2 , FeO^* [= $FeO + (1,11 \times Fe_2O_3)$], P_2O_5 e CaO decrescem com o aumento da sílica (Fig. 6), indicando que a apatita, os óxidos ferro-titanados e os minerais máficos são responsáveis pelo controle da tendência evolucionar presente. Em linhas gerais, a evolução presente no ME não é contrastante com as Intrusões Múltiplas do BG (Fig. 6), que foi interpretada por Rosa (1999)

como controlada por cristalização fracionada.

Os elementos-traço das rochas do ME, quando comparadas à média dos granitos tipo I (Collins *et al.*, 1982), exibem conteúdos elevados em ppm de Ba (591-3171), Sr (360-1812), ΣETR (213-770), moderados valores de Rb (129-198), Cr (34-418) e Zr (283-963); e baixos conteúdos de Y (<40) e Nb (<22). Por outro lado, estes mesmos valores são similares àqueles encontrados nos sienitos alcalino-potássicos da Escócia (Thompson & Fowler, 1986) e Antártica (Zhao *et al.*, 1995).

O Ba, Sr, Cu, Zr, Nb e V apresentam comportamentos

compatíveis, ratificando fracionamento dos minerais, sugerido pelos elementos maiores mais o do zircão. O Rb e Th apresentam tendência a um comportamento incompatível. As relações entre V e Rb, em digrama bi-logarítmico (Fig. 7), suportam que o mecanismo responsável pela diferenciação das rochas do ME seja a cristalização fracionada. De posse desta informação, efetuaram-se os cálculos de balanço de massa para os elementos maiores, utilizando-se do programa *Genesis* (Teixeira, 1997).

Para o modelamento geoquímico do Maciço do Estreito,

foram excluídas as rochas da fácies fanerítica, devido ao fato destas apresentarem um intervalo pequeno de SiO_2 (59 a 63%) e apresentarem indícios visíveis de acumulação do feldspato alcalino. No modelo proposto (Tabelas 4 e 5), após vários ensaios, a história de diferenciação do ME é melhor explicada admitindo-se que o fracionamento ocorre em duas etapas: Amostra 1013 (57,94 % SiO_2) \Rightarrow Amostra 1012 (63,62 % SiO_2) \Rightarrow Amostra 1011 (72,20 % SiO_2). Na primeira, são fracionados biotita, feldspato, plagioclásio (An_{60}), apatita e Ti-magnetita (Ti-Mt), com taxa de cristalização de 31% ($C = 0,31$). Na segunda etapa, fracionou-se biotita, plagioclásio (An_{60}), apatita e Ti-magnetita, com 27% de taxa de cristalização ($C = 0,27$). Os valores baixos do quadrado dos resíduos, obtidos nestes cálculos ($0,30 < r^2 < 0,98$; Tabela 5), suportam a operacionalidade do processo. Por outro lado, o magma ME deve ter fracionado o plagioclásio (An_{60}), o que torna possível correlacionar a geração destas rochas a um magma basáltico potássico, diferentemente ao que ocorre nos sienitos do CMSC (Conceição *et al.*, 1997) e na intrusão tardia de Ceraíma (Leahy, 1997) e que são correlacionados a um magma máfico ultrapotássico.

Os padrões dos ETR (Fig. 8A e B; Tabela 3) mostram um forte enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos terras raras pesadas (ETRP) ($37 < (\text{Ce}/\text{Yb})_N < 138$). Ademais, o espectro de ETR, obtido para as rochas do ME, superpõe-se com os dos sienitos alcalino-potássicos da Escócia (Thompson & Fowler, 1986) (Fig. 8C). As anomalias de Eu são bastante evidentes nos sienitos estudados, sendo negativa

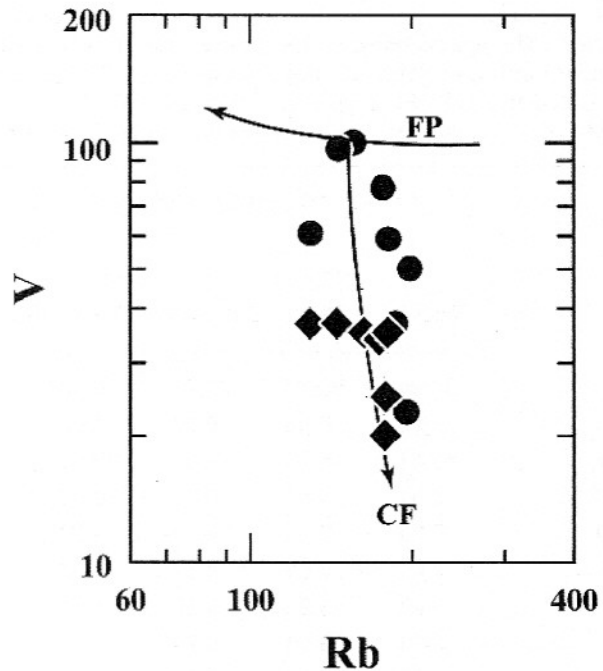


Figura 7 – Diagrama binário log-log correlacionando Rb *versus* V das rochas do Maciço do Estreito. Fácies Fanerítica (◆) e Fácies Porfirítica (●). O diagrama utiliza o Rb (incompatível) e o V (compatível) em ppm. As curvas apresentadas correspondem às tendências evolucionais teóricas destes elementos nos processos de fusão parcial (FP) e cristalização fracionada (CF).

Tabela 4 – Composição química anidra e recalculada para cem por cento dos minerais utilizados: Plagioclásio com 60% de anortita (An_{60}); feldspato alcalino (FA); Ti-magnetita (Ti-Mt). As composições da mica e do feldspato alcalino correspondem à média das análises químicas realizadas em rochas do Maciço do Estreito (Rosa, 1999), as dos plagioclásios correspondem às encontradas no arquivo ácidas.gen do programa Genesis (Teixeira, 1997), a da apatita corresponde à composição estequiométrica e as das Ti-magnetitas (Ti-Mt) correspondem a composições encontradas em rochas sieníticas paleoproterozóicas do Estado da Bahia (Conceição, 1990).

	Biotita	FA	An_{60}	Apatita	Ti-Mt ₁	Ti-Mt ₂
SiO_2	39,15	64,10	53,41			
TiO_2	1,74	0,36			45,0	25,0
Al_2O_3	15,14	18,73	29,76			
FeO	21,63	0,04			55,0	75,0
MgO	11,88					
CaO	0,02		12,10	54,0		
Na_2O	0,04	0,57	4,73			
K_2O	10,39	16,20				
P_2O_5				46,0		

Tabela 5 – Resultados dos cálculos dos balanços de massa para os elementos maiores das amostras da Fácies Porfírica do Maciço do Estreito. Os valores das amostras 1013, 1012 e 1011 encontram-se recalculados para cem por cento em base anidra. Etapa I: biotita, (41,37%) feldspato alcalino (15,84%), An_{60} (35,90%), apatita (4,58%) e $Ti-Mt_1$ (2,30%). Etapa II: biotita (46,85%), An_{60} (40,14%), apatita (6,50%) e $Ti-Mt_2$ (6,52%). As abreviações e a origem das composições dos minerais podem ser encontradas na Tabela 4.

	ETAPA 1 (1013 → 1012)				ETAPA 2 (1012 → 1011)			
	Inicial	Magma Final	Cumulato Calculado	Cumulato Calculado	Inicial	Magma Final	Cumulato Calculado	Cumulato Calculado
SiO ₂	57,94	63,62	63,91	45,53	63,62	72,20	72,43	39,25
TiO ₂	1,23	0,89	0,97	1,82	0,89	0,40	0,32	2,41
Al ₂ O ₃	16,41	15,08	14,83	19,92	15,08	14,14	13,62	18,61
FeO*	7,01	5,87	5,57	10,22	5,87	2,55	2,48	15,22
MgO	3,28	2,36	2,55	4,92	2,36	0,59	1,17	5,80
CaO	4,61	3,59	3,62	6,82	3,59	1,31	1,82	9,41
Na ₂ O	3,08	3,08	3,65	1,81	3,08	3,03	3,51	1,80
K ₂ O	5,74	5,13	5,24	6,87	5,13	5,65	5,23	5,07
P ₂ O ₅	0,70	0,38	0,06	2,11	0,38	0,12		2,42
(1-F) %				30,81				26,62
Soma dos quadrados dos resíduos				0,30				0,98

($Eu/Eu^*_{média} = 0,52$), para a FP, e positiva ($Eu/Eu^*_{média} = 1,85$), para a FF. Este comportamento do Eu reforça a hipótese levantada anteriormente da acumulação de feldspato nas rochas da FF e fracionamento deste mesmo mineral na formação das rochas da FP. A presença de plagioclásio é também presente nas rochas sieníticas das Intrusões Múltiplas do BG (Fig. 8C), embora estas apresentem-se mais enriquecidas em ETR. Por outro lado, a ausência do plagioclásio na evolução de magmas sieníticos é bem evidente no Batólito de Itiúba (Conceição *et al.*, 1993) e nos sienitos caledonianos da Escócia (Fig. 8C).

Similaridades são, também, observadas nos diagramas multielementares (Fig. 9). Acentuados vales em Nb, P e Ti; vales ocasionais em Ba e Sr; e conteúdos variáveis de Th representam a tendência geral das rochas do ME, que é típica das

suites potássicas e shoshoníticas (Thompson & Fowler, 1986; Zhao *et al.*, 1995). Estes valores podem ser explicados por diferentes taxas de fracionamento de óxidos de Fe-Ti (Ti, Nb) e apatita (P, Sr). Porém, semelhanças na geometria geral das curvas, mostradas por estes elementos, independente do grau de diferenciação, apontam para a cogeneticidade entre as fácies e refletem, provavelmente, o perfil geoquímico do magma original, basáltico e potássico.

Do ponto de vista geoquímico, as anomalias negativas de Ti e Nb são típicas de ambientes orogênicas associadas à zona de subducção (Ringwood, 1982, 1990) e estão presentes seja nos sienitos paleozóicos (Thompson & Fowler, 1986; Zhao *et al.*, 1995) ou nos paleoproterozóicos (Conceição, 1990; Rosa, 1999) (Fig. 9C). No contexto regional, o BG

ocupa a parte central de um cinturão móvel (CMUP). Este cinturão, segundo Mascarenhas (1979), é resultante da colisão dos núcleos arqueanos Remanso (leste) e Guanambi (oeste), o que é coerente com o perfil geoquímico observado. No diagrama Pearce *et al.* (1984), onde são correlacionados Rb versus Y+Nb (Fig. 10), a maioria das amostras do ME posicionou-se no campo definido para os granitos recentes pós-colisionais (Pearce, 1996). Esta ambiência é condizente como o sistema do tipo *pull-apart*, proposto por Rosa (1999), para a colocação do BG.

Isótopos Radiogênicos

Em três amostras das duas fácies do ME (1009, 1014 e 1228), foram determinadas as composições isotópicas dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd. Os conteúdos de Rb, Sr, Sm e Nd e as

composições isotópicas de Sr e Nd foram determinadas por diluição isotópica na Université Blaise Pascal (Clermont-

Ferrand, França), usando um espectrômetro de massa Cameca THN-206 (cf. Rosa, 1999). As razões iniciais de es-

trôncio (Sr_i) e os valores de épsilon neodímio (ϵ_{Nd}) foram calculados para a idade de 2,04 Ga.

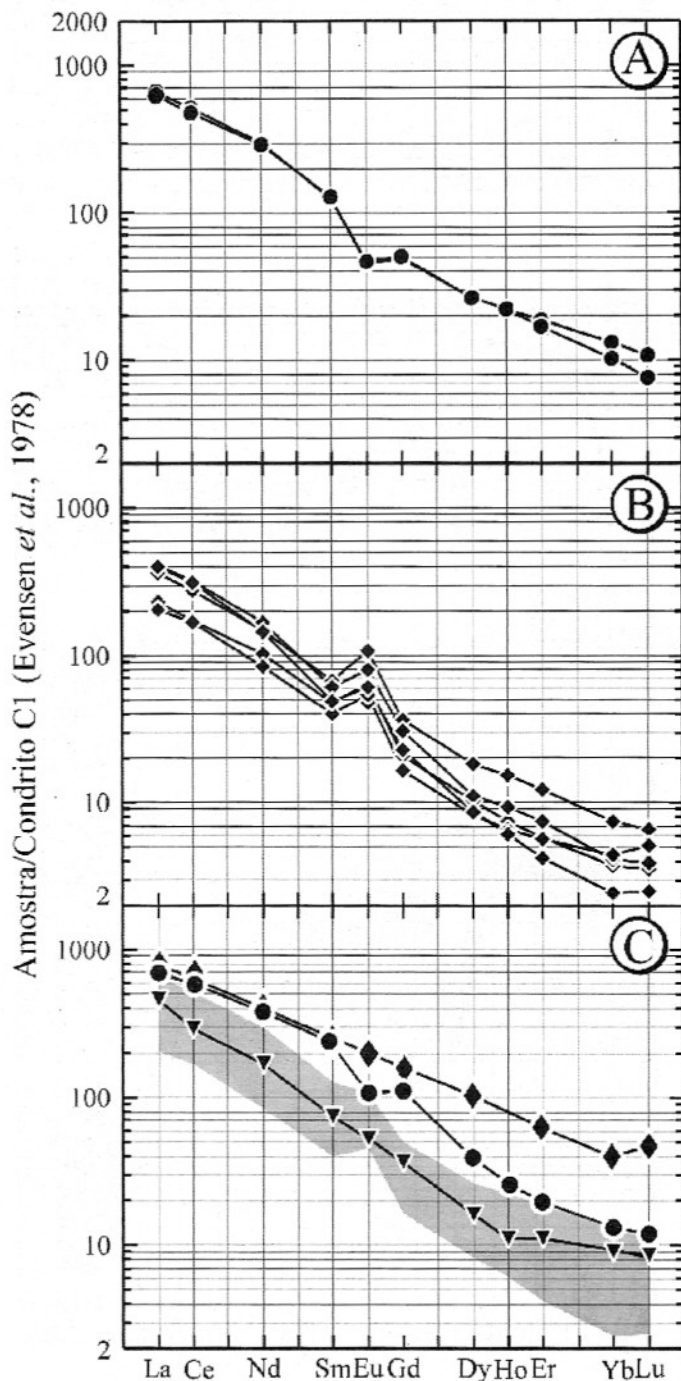


Figura 8 – Espectros dos elementos Terras Raras, normalizados pelo condrito C1 de Evensen *et al.* (1978). Fácies Porfírica (A); Fácies Fanerítica (B). Em C, estão colocadas as média dos sienitos: da Escócia (Thompson & Fowler, 1986) [▼]; dos sienitos das Intrusões Múltiplas no Batólito Guanambi (Rosa, 1999) [●] e do Batólito de Itiúba (Conceição, 1990) [◆], sendo a região hachuriada em cinza correspondente ao campo de variação das rochas do ME.

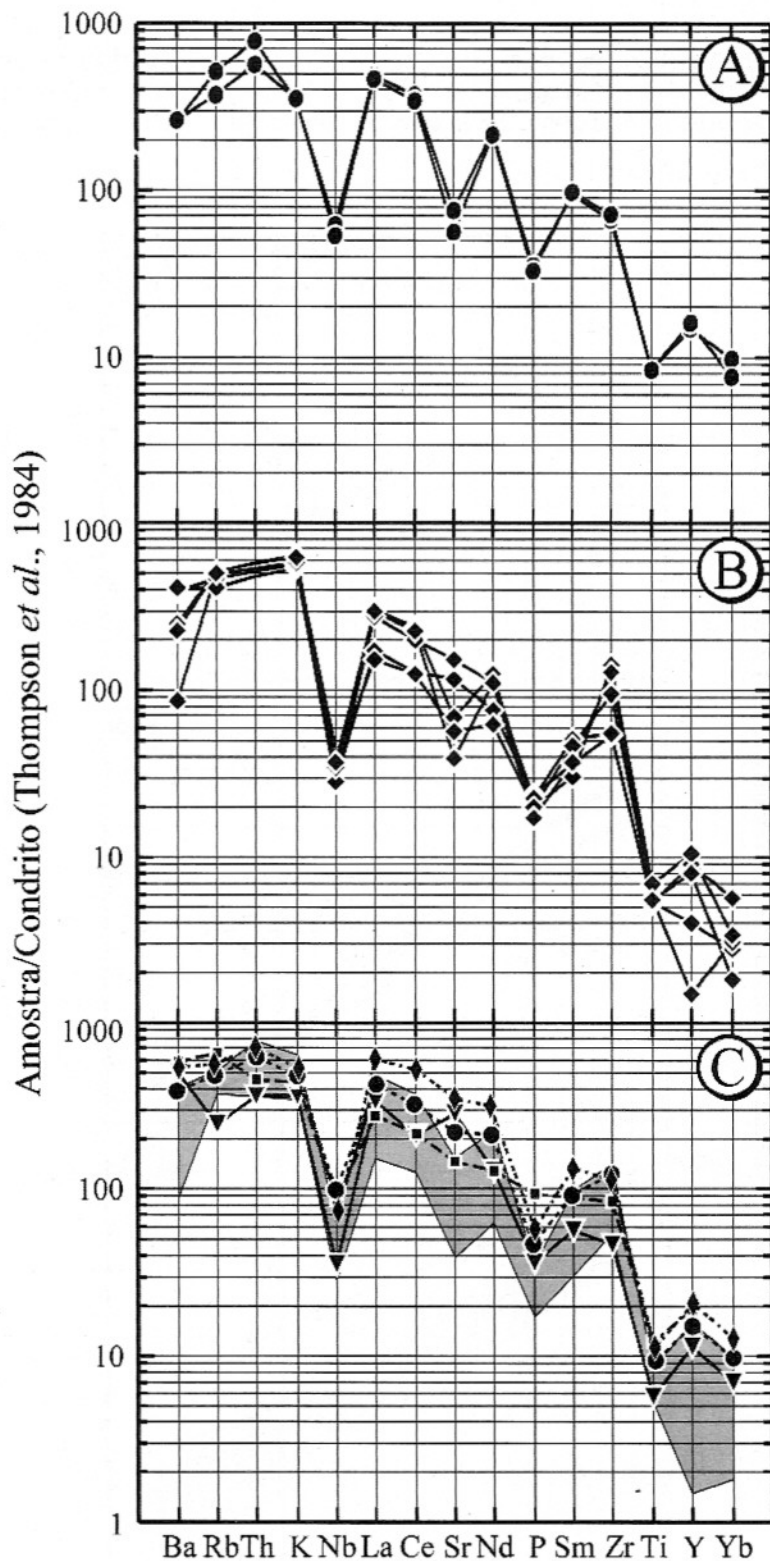


Figura 9 – Diagramas multielementares, normalizados pelos valores condriticos de Thompson *et al.* (1984). Fácies Porfírica (A); Fácies Fanerítica (B). Em C, estão colocadas as médias dos sienitos: da Escócia (Thompson & Fowler, 1986) [▼]; da Antártida (Zhao *et al.*, 1995) [■]; das Intrusões Múltiplas no Batólito Guanambi (Rosa, 1999) [●] e do Batólito de Itiúba (Conceição, 1990) [◆], sendo a região hachuriada em cinza correspondente ao campo de variação das rochas do ME.

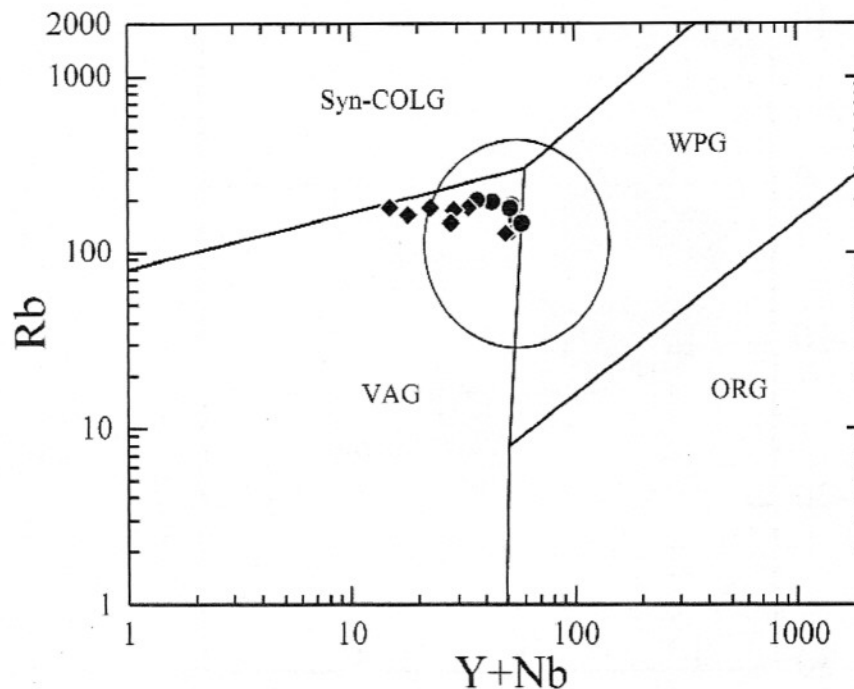


Figura 10 – Disposição das amostras do Maciço do Estreito no diagrama discriminante Rb versus Y+Nb de Perace (1996), para granitos sin-colisionais (Syn-COLG), de arcos vulcânicos (VAG), intraplaca (WPG), de dorsais oceânicas (ORG) e pós-colisionais (Pos-COLG). Fácies Fanerítica (◆) e Fácies Porfírica (●).

Os resultados obtidos (Tabela 6) foram dispostos no diagrama Sr_i vs. ϵ_{Nd} (Fig. 11), que, usualmente, é utilizado para a caracterização isotópica de rochas. As litologias do ME apresentaram valores de Sr_i ente 0,704 e 0,707 e valores negativos de ϵ_{Nd} em torno de -10. Os valores negativos dos épsilons neodímio fazem com que as rochas do ME se posicionem no campo das fontes enriquecidas (Fig. 11). De

maneira simplificada, as fontes ditas enriquecidas podem corresponder: (i) a uma fonte crustal; ou (ii) a um manto enriquecido (metassomatizado, qualquer que seja o tipo e mecanismo de metassomatização). De acordo com Rosa (1999), os valores negativos do épsilon neodímio, observados em todas as rochas do BG, refletem um manto enriquecido. Ademais, este tipo de assinatura isotópica é,

também, observada em outros maciços sieníticos potássicos do NE do Brasil (Fig. 11): sienitos paleoproterozóicos do CMSC (Conceição *et al.*, 1997); sienitos neoproterozóicos do Triunfo (Ferreira *et al.*, 1997) e de Bom Jardim (Guimarães & Da Silva Filho, 1998) e, de maneira similar à do BG (Rosa *et al.*, 2000), um manto metassomatizado é proposto para explicar a gênese destes sienitos.

Tabela 6 – Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd, em rocha total, do Maciço do Estreito.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{(T=2,04 Ga)}$
1009	179	1347	0,3837	0,716717	0,7054	6,94	46,6	0,0902	0,510659	-10,57
1014	237	1493	0,4590	0,717659	0,7041	20,17	127,5	0,0957	0,510762	-10,04
1228	157	477	0,9520	0,735404	0,7073	28,53	288,4	0,0598	0,510281	-9,98

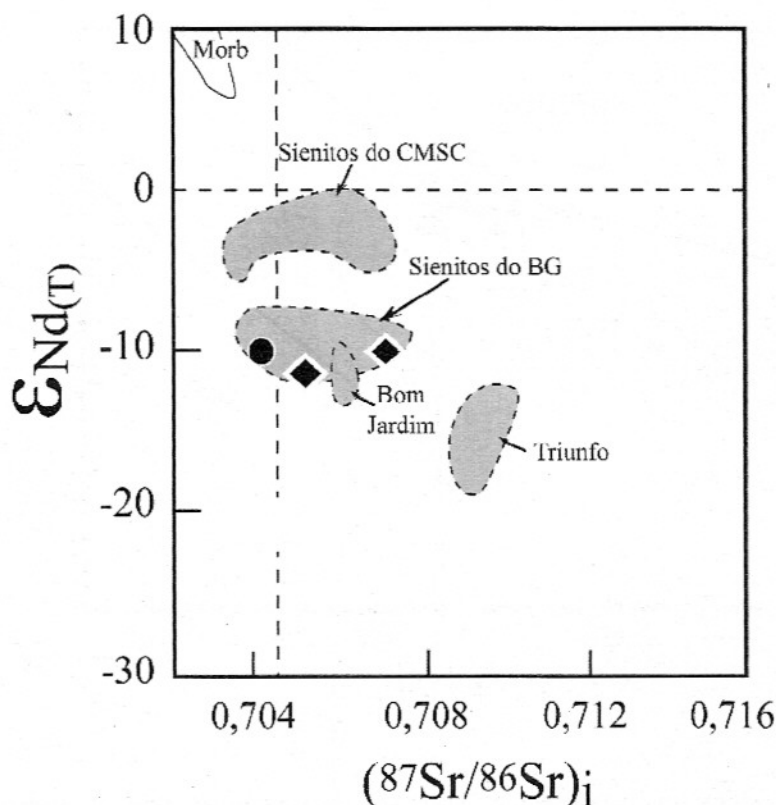


Figura 11 – Gráfico da razão inicial Sr_i versus $\epsilon_{Nd(T)}$ para os sienitos do Maciço do Estreito, comparados com outras ocorrências de rochas potássicas e ultrapotássicas do nordeste brasileiro: Conceição *et al.* (1997) [CMSC], Ferreira *et al.* (1997) [Triunfo]; Guimarães & Da Silva Filho (1998) [Bom Jardim] e Rosa *et al.* (2000) [Batólito Guanambi]. Fácies Fanerítica (◆) e Fácies Porfírica (●).

CONCLUSÕES

O Maciço do Estreito, de idade de 2,04 Ga (Pb-Pb), representa uma intrusão tardia do Batólito de Guanambi. Este maciço é composto por uma associação de rochas anisotrópicas, inequigranulares, hololeucocráticas a leucocráticas, que se distribuem em duas fácies distintas: a Fanerítica, na parte norte; e a Porfírica, na porção sul. Ambas as fácies possuem uma mineralogia similar constituída por: feldspato alcalino e oligoclásio (An_{25-30}), quartzo, biotita e hornblenda; tendo como minerais acessórios: titanita, opacos, apatita, zircão e allanita.

Os dados litogeoquímicos revelam a natureza alcalino-

potássica e metaluminosa deste magmatismo, caracterizado pelo enriquecimento em elementos incompatíveis como Ba, Sr, K, P_2O_5 , ETRL e empobrecimento em Y, Nb e Ti. O modelamento petrogenético advoga que o processo de cristalização fracionada foi atuante na evolução das rochas do ME, tendo o plagioclásio como um mineral importante na diferenciação destas. Os espectros similares nos digramas ETR e multielementares suportam a cogeneticidade das duas fácies. O perfil geoquímico do ME é correlacionável a uma assinatura orogênica do tipo pós-colisional e as razões isotópicas de Sr e Nd apontam para uma fonte enriquecida,

provavelmente um manto metassomatizado.

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento desta pesquisa contou com os apoios da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), CNPq (Processo: 521592/97-6) e CAPES (Processo: BEX 3065/95-13 e BEX 2521/97-4). E.B.S. agradece à CAPES, pelas bolsas de mestrado e doutorado e ao PIBIC (Conv. CNPq-UFBA), pela bolsa de IC. Os autores agradecem aos dois revisores anônimos pelas críticas e sugestões, que contribuíram para o aprimoramento deste trabalho. Esta é a contribuição de número 82 do GPA-CPPG-IGEO-UFBA.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. (1982) Nature and origin of A-Type Granites with particular reference to Southeastern Austrália. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**:184-200.
- CONCEIÇÃO, H. (1990) Petrologie du Massif Syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil). Thèse Doctorat. Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, 395p.
- CONCEIÇÃO, H. (1993) Petrology of the syenites from Salvador-Curaçá Mobile Belt (Bahia-Brazil): geodynamic significance. *An. Acad. bras. Ci.*, **65**(1):17-32.
- CONCEIÇÃO, H. & OTERO, O.M.F. (1996) Magmatismo granítico e alcalino no Estado da Bahia: uma epítome ao tema. Publicação Especial da Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Salvador-BA. 133p.
- CONCEIÇÃO, H.; OLIVEIRA, O.M.C.; MARTIN, H.; ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, R.V.; PLÁCIDO, J. (1997) Petrologia do magmatismo alcalino potássico com afinidade lamprofírica e assinatura de subducção no Sul do Estado da Bahia: Maciço Sienítico de Anuri. *Geochim. Brasil.*, **11**(2):171-186.
- CONTICELLI, S. & PECCERILLO, A. (1992) Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inference on the evolution of the mantle sources. *Lithos*, **28**(3-6):221-240.
- 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.
- CORRIVEAU, L.; HEAMAN, L.H.; MARCANTONIO, F.; BREEMEN, O.V. (1990) 1.1 Ga K-rich alkaline plutonism in the SW Greenville Province. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**:473-485.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; ONIONS, R.K. (1978) Rare Earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:1199-1212.
- FERREIRA V.P.; SIAL A.N.; LONG L.E.; PIN C. (1997) Isotopic signature of Neoproterozoic to Cambrian ultrapotassic syenitic magmas, Northeastern Brazil: evidence for an enriched mantle source. *International Geology Review*, **39**:660-669.
- GUIMARÃES, I.P. & DA SILVA FILHO, A.F. (1998) Nd- and Sr-Isotopic and U-Pb geochronologic constraints for evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama Complexes: evidences for a transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brasil. *International Geology Review*, **40**:500-527.
- HOUSH, T. & McMAHON, T.P. (2000) Ancient isotopic characteristics of Neogene potassic magmatism in Western New Guinea (Irian Jaya, Indonesia). *Lithos*, **50**:217-239.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, **8**:523-548.
- LAFLÈCHE, M.R.; DUPUY, C.; DOSTAL, J. (1991) Archean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi greenstone belt. *Precamb. Resc.*, **52**:71-96.
- LEAHY, G.A.S. (1997) Caracterização petrográfica e litogeoquímica da Intrusão Sienítica de Ceraíma (Sudeste da Bahia). Dissertação Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 110p.
- LEAT, P.Y.; THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.B.; HENDRY, G.L.; TRAYHORN, S.C. (1986) Geodynamic significance of post-Variscan intern and extern potassic magmatism in SW England. *Trans. R. Soc. Edinburg Earth Sci.*, **77**:349-360.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMMAN, P.; DUDEX, A.; KELLER, J.; LAMEYER, J.; LE BASSABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLWY, R.A.; ZANNETTIN, B. (1989) Recommendation of the IUGS, subcommission of the systematics of igneous rocks. *Blachwell Scientif, Publications Oxford*, 193p.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, A. (1989) Tectonic discrimination on granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**(5):635-646.
- MASCARENHAS, J.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, Salvador, Bahia.* **2**:57-165.

- MIDDLEMOST, E.A.K. (1994) Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth Sci. Rev.*, **31**:73-87.
- MILLER, C.; SCHUSTER, R.; KLÖTZLI, U.; FRANK, W.; PURTSCHHELLER, F. (1999) Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J. Petrol.*, **40**(9):1399-1424.
- PEARCE, J.A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- RINGWOOD, A.E. (1982) Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamics, 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.
- ROSA, M.L.S. (1999) Geologia, geocronologia, mineralogia, litogeoquímica e petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 186p.
- ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; PAIM, M.M.; SANTOS, E.B.; ALVES DA SILVA, F.C.; LEAHY, G.A.S.; BASTOS LEAL, L.R. (1996) Magmatismo potássico ultrapotássico pós a tardi orogênico (associado a subducção) no Oeste da Bahia: Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi-Urandi e os Sienitos de Correntina. *Geochim. Brasil.*, **10**(1):027-042.
- ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; OBERLI, F.; MEIER, M.; MARTIN, H.; MACAMBIRA, M.J.B.; SANTOS, E.B.; PAIM, M.M.; LEAHY, G.A.S.; LEAL, L.R.B. (2000) Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi batholith, southwestern Bahia State (NE Brazil). *Rev. Bras. Geociências*, **30**(1):62-65.
- SACHET, C.R. & MACAMBIRA, M.J.B. (1998) Estudo geocronológico pelo método de evaporação de Pb em zircões do Batólito Guanambi-Urandi – BA. Relatório Técnico, 8p. (Inédito).
- SANTHOS, M.; IYER, S.S.; VASCONCELLOS, M.B.A.; ENZWEILER, J. (1989) Late Precambrian alkaline plutons in southwest India: geochronologic and rare-earth elements constraints on Pan-African magmatism. *Lithos*, **24**:65-79.
- SANTOS, E.B. (1999) Petrologia dos sienitos e monzonitos potássicos do Maciço do Estreito (SW-Bahia e NE-Minas Gerais). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 140p.
- SILVEIRA, W.P. & GARRIDO, I.A.A. (1998) Projeto Riacho de Santana. Relatório Final – CBPM, 8 vols.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977) Subcommission on geochronology. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, **36**:359-362.
- STRECKEISEN, A. (1976) Plutonic rocks – classification and nomenclature recommended by the IUGS (Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks). *Geotimes*, p.26-30.
- TEIXEIRA, L.R. (1997) O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 243p.
- THOMPSON, R.N. & FOWLER, M. (1986) Subduction-Related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician Syenites from Scottish Caledonites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**:507-522.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, 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.
- UPTON, B.G.J. & EMELEUS, C.H. (1987) Mid-proterozoic alkaline magmatism in southern Greenland: the Gadar Province. In: J.G. FITTON & B.G.J. UPTON (Eds.) *Alkaline Igneous Rocks*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, **30**:449-472.
- WHELLER, G.E.; VERNE, R.; FODEN, J.D.; ABBOTT, M.J. (1987) Geochemistry of Quaternary volcanism in the Sunda-Banda and Indonesia and three-component genesis of island-arc basaltic magma. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **32**:137-169.

- WICKHAM, S.M.; LIVINOVSKY, B.A.; ZANVILEVICH, A.N.; BINDEMAN, I.N. (1995) Geochemical evolution of Phanerozoic magmatism in Transbaikalia, East Asia: A key constraint on the origin of K-rich silicic magmas and the process of cratonization. *J. Geoph. Res.* **100**(B8):15641-15654.
- ZHAO, J.-X.; SHIRAISHI, K.; ELLIS, D.J.; SHERATON, J.W. (1995) Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica: implications for the origin of syenitic magmas. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **59**(7):1363-1382.