



PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO MAGMATISMO BÁSICO MESOZÓICO DA SUÍTE BÁSICA APOTERI, ESTADO DE RORAIMA – BRASIL

A.B. Menezes Leal¹; V.A.V. Girardi²; L.R. Bastos Leal¹

¹Departamento de Geoquímica, Instituto de Geociências – UFBA, Rua Barão de Geremoabo, s/n, CEP 40170-290, Salvador, BA

²Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências – USP, Rua do Lago, s/n, Caixa Postal 11348, CEP 05508-900, São Paulo, SP

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

ABSTRACT

The Apoteri Basic Suite, State of Roraima, is formed by mafic dykes (DM) (202 ± 2 Ma) and basaltic flows (DE) (136 ± 13 Ma) intruding or covering the paleoproterozoic basement of the Guianas Shield, respectively. DM predominantly trend N40-N50E and NNE-SSW, are 3-8 m thick and have very variable length. The DE are fine-grained massive (bottom) and amigdaloids (top) and form small hills.

The geochemistry and Sr-Nd isotopes suggest that both DM and DE magmas were derived from an E-MORB type mantle source, but with higher LILE and light RRE contents. The behavior of these elements and Sr-isotope variations show that also crustal contamination have to be considered in the genesis of the Apoteri Basic Suite, but not Nd-isotope.

RESUMO

A Suíte Básica Apoteri, no estado de Roraima, é constituída por diques máficos (DM) (202 ± 2 Ma) e derrames basálticos (DE) (136 ± 13 Ma), que cortam ou se derramam, respectivamente, sobre o embasamento paleoproterozóico do Escudo das Guianas. Os DM são orientados predominantemente N40-N50E e NNE-SSW, possuem espessuras médias de 3-8 metros e extensões variáveis. Os DE dispõem-se em pequenos morros e correspondem a basaltos maciços muito finos (base) a amigdaloidais (topo).

Os estudos geoquímicos e isotópicos mostram que os magmas parentais dessas rochas derivaram de fonte mantélica enriquecida, cujo padrão é semelhante ao E-MORB, possuindo, em relação a estes, valores de LILE e ETR leves pouco mais elevados. O comportamento desses elementos e do Sr radiogênico evidencia a ação de contaminação crustal na formação das rochas da Suíte Básica Apoteri, não acompanhadas pelos isótopos de Nd.

INTRODUÇÃO

A importância dos diques máficos e seus correspondentes extrusivos nos processos geodinâmicos tem sido destacado por vários autores (e.g. Halls, 1982; Halls & Fahrig, 1987; entre outros), mostrando que estas rochas são indicadores importantes da evolução das fontes mantélicas no tempo geológico, marcadores de esforços em regiões complexamente deformadas, estimadores de níveis de erosão e podem refletir configurações de placas tectônicas (*paleo stress*). Adicionalmente, enxame de diques de diferentes idades estão registrados tanto no Gondwana como na Laurásia e podem fornecer valiosas informações para o estudo da evolução da litosfera ao longo do tempo geológico, a exemplo da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), que está associada à ruptura do Pangea e à abertura do Oceano Atlântico Central (Marzoli *et al.*, 1999; McHone, 2000).

O estudo geoquímico, petrológico e geocronológico do magmatismo basáltico intrusivo (sob a forma de diques) e extrusivo (lavas) no nordeste do estado de Roraima, correspondentes à Suíte Básica Apoteri (SBA), de idade Mesozóica, abordado no presente trabalho, vem contribuir com novas informações para o entendimento dos processos envolvidos na gênese destas rochas e na fragmentação do Supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Central.

CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO ESTUDADA

O magmatismo basáltico situado na região nordeste do estado de Roraima compreende

rochas de caráter intrusivo (diques máficos) e extrusivo (lavas basálticas), correspondendo à Suíte Básica Apoteri (SBA) (Fig. 1).

Estes corpos básicos estão situados na porção central do

Escudo das Guianas e seccionam, indistintamente, todas as unidades pré-cambrianas da região (Fig. 1), a saber:

– Complexo Guianense – CG (Montalvão *et al.*, 1975; Melo *et al.*, 1978), que compreende

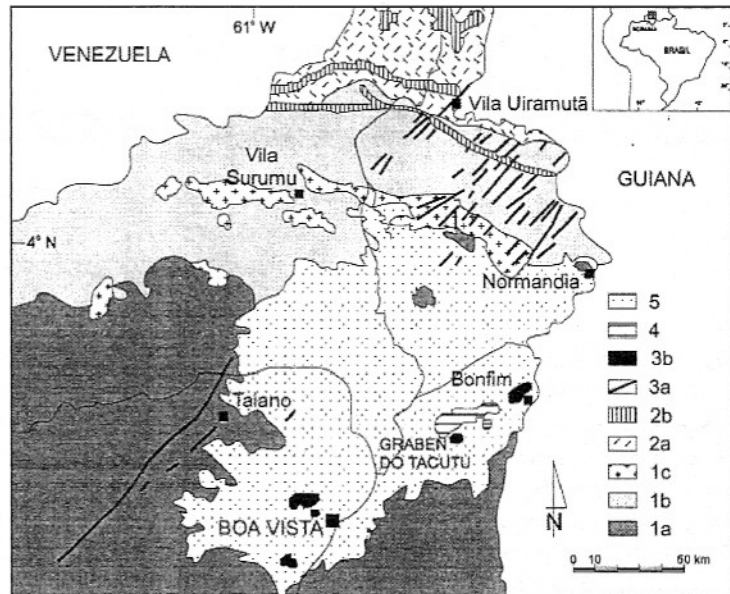


Figura 1 – Mapa geológico simplificado da porção nordeste do estado de Roraima. 1= Paleoproterozóico (a) Complexo Guianense; (b) Grupo Surumu; (c) Suíte Intrusiva Saracura. 2 = Mesoproterozóico: (a) Supergrupo Roraima; (b) Magmatismo Avanavero. 3 = Mesozóico: Suíte Básica Apoteri (a) Diques máficos; (b) Derrames basálticos. 4 = Jurássico-Cretáceo: Formação Tacutu. 5 = Cretáceo: Formação Boa Vista. Modificado de Montalvão *et al.* (1975) e Melo *et al.* (1978).

o embasamento da região, formado por gnaisses, migmatitos, granodioritos, adamelitos, tonalitos e anfibolitos de idade Paleoproterozóica (Rb-Sr: 1,9-2,3 Ga) (Mandetta, 1970; Amaral, 1974; Basei & Teixeira, 1975; Santos, 1976; Teixeira *et al.*, 1989).

– Supergrupo Uatumã (SgU), que reúne as rochas efusivas do Grupo Surumu-GS (dacitos, riodacitos e riolitos, localmente associada a piroclásticas e ignimbritos) de idade Rb-Sr e

K-Ar, em torno de 1,9 Ga (Priem *et al.*, 1971; Amaral, 1974; Basei & Teixeira, 1975; Basei, 1978), e U-Pb, de 1966 ± 9 Ma (Schobbenhaus *et al.*, 1994), e rochas intrusivas da Suíte Intrusiva Saracura - SIS (granitos, biotita-granitos, alaskitos e quartzo diorito), de idade Rb-Sr, variando entre 1,7-1,8 Ga (Basei, 1975; Montalvão *et al.*, 1975; Melo *et al.*, 1978; Santos & Reis Neto, 1982).

– Supergrupo Roraima (SgR), representado por uma seqüên-

cia basal de arenitos conglomeráticos, arcóseos e conglomerados, seguida de sedimentos predominantemente pelíticos, com intercalações de *chert* e piroclásticas. O acervo geocronológico disponível aponta que a instalação da cobertura Roraima ocorreu no intervalo entre 1,6-1,8 Ga (Pinheiro *et al.*, 1990; Costa *et al.*, 1991).

A SBA tem sido relacionada à formação do Graben do Tacutu, que teria reativado antigos lineamentos tectônicos NE-SW e conseqüente colocação destes corpos máficos, e também ao sistema de rifteamento, associado à abertura do Atlântico Central e Sul (Thomaz Filho *et al.*, 1974; Berrangé & Dearnley, 1975; Gibbs, 1987).

OCORRÊNCIA DOS CORPOS BÁSICOS E DESCRIÇÃO

Diques Máficos (DM)

Os DM têm ampla distribuição regional, localizando-se, preferencialmente, a NE da cidade de Boa Vista, onde constituem um enxame de diques e, com menor expressão geográfica, a WNW da cidade de Boa Vista, próximo à localidade do Taiano (Fig. 1). Estas rochas cortam, indistintamente, as unidades pré-cambrianas do CG, GS, SIS e SgR.

De maneira geral, os DM ocorrem sob a forma de blocos rolados, alinhados segundo uma direção e nos leitos dos rios e riachos. Exibem coloração preta a acinzentada, granulação fina a média e são, predominantemente, isotrópicos e maciços. Possuem espessuras que variam de poucos centímetros a dezenas de metros (em torno de 5-8 metros) e extensões variando desde algumas centenas de me-

tros até aproximadamente 50 Km, apresentando morfologia retilínea a levemente sinuosa e curva. Preenchem fraturas extensionais segundo direções N40-50E e NNE-SSW, coerentes com a estruturação do graben do Tacutu e, menos comumente, NS e NW-SE. Seus contatos com as rochas encaixantes, na maioria das vezes não são observados, apesar de apresentarem margens de congelamento (*chilled margin*) em alguns afloramentos (Menezes Leal *et al.*, 1996).

Derrames Basálticos (DE)

As lâvas basálticas ocorrem de forma menos expressiva que os diques máficos na região, sendo muito raros seus afloramentos. Ocorrem, em superfície, sob a forma de colinas e pequenos morros a noroeste (Serra Nova Olinda), a sul (pequenos morrotes) e a nordeste (Morro Redondo-margem da BR-401) da cidade de Boa Vista e, nos leitos dos rios Arraia e Tacutu, próximo à localidade de Bonfim (Fig. 1). Segundo Berrangé & Dearnley (1975), a distribuição destes corpos vulcânicos está condicionada ao interior e às margens do "Graben do Tacutu", sendo que, em sub-superfície, ocorrem com espessura relativamente uniforme (podendo atingir 1500 m), formando o substrato sobre o qual os sedimentos da cobertura cenozóica (Formação Boa Vista) foram depositados.

Os DE apresentam-se de coloração cinza escuro a esverdeada, muito finos a afaníticos, na base, até níveis amigdaloidais e com fraturas conchoidais, preferencialmente no topo. Não raramente, apresentam-se muito alterados, formando esfoliações esferoidais, constituindo, por vezes, solos de coloração

avermelhada, até formarem capas lateríticas (Menezes Leal *et al.*, 1996).

MÉTODOS ANALÍTICOS

Foram analisadas em 51 amostras (42 amostras dos DM e 9 amostras dos DE) de rocha total, concentrações de elementos maiores, menores e traço, no Departamento de Ciência da Terra, Universidade de Modena, Itália, através de Fluorescência de Raios X, utilizando-se o método analítico de Franzini *et al.* (1975) e Leoni & Saita (1976). Os erros analíticos, para os elementos maiores, são, em geral, entre 2-5% e, para os elementos traço, inferiores a 10%. A análise de perda ao fogo foi determinada a T 1100°C (12h) e corrigida para oxidação de FeO no Laboratório de Química Quantitativa do DMP/Instituto de Geociências/USP, utilizando o método de gravimetria. As composições químicas de elementos terras raras (ETR) foram realizadas por Ativação Neutrônica, em laboratório comercial do Canadá (ACTLABS - Activation Laboratories, Ontário). Os ETR analisados e seus respectivos limites de detecção, em ppm, foram os seguintes: Ce e Nd (1), Tb (0,1), La, Eu e Yb (0,05) e Sm e Lu (0,01).

Foi analisado um total de 14 amostras para estudos isotópicos, pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total, no Centro de Pesquisa Geocronológica do Instituto de Geociências-CPGeo da Universidade de São Paulo. As análises isotópicas Sr e Nd foram medidas baseadas em erros estatísticos de 2s em espectrômetro de massa multicoletor VG-354. Análises repetidas do padrão de Sr (NBS-

987) e Nd (La Jolla) forneceram valores médios de 0,71026 (3) e 0,511853 (15), respectivamente, no período de realização das amostras. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram corrigidas para valores de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ igual a 0,1194. Para os cálculos radiométricos Rb-Sr, foram utilizadas as constantes recomendadas por Steiger & Jäger (1978) e, para Sm-Nd, as de Michard *et al.* (1985).

CLASSIFICAÇÃO E PETROGRAFIA

Diques Máficos

Os DM foram classificados como basaltos toleíticos e andesi-basaltos (Fig. 2a), seguindo o *trend* da suíte toleítica do Hawaí (Fig. 2b).

Os DM apresentam, predominantemente, textura subofítica e, subordinadamente, inter-

granular e ofítica. Com menor frequência, observa-se textura porfirítica. A associação mineralógica fundamental é constituída por plagioclásio (An 43-73%), augita (Wo 28-42%), pigeonita (Wo 5-15%) e ortopiroxênio (Wo 1-4%), que, juntos, ocupam 85% do volume total da rocha. Subordinadamente, assinala-se a presença de minerais opacos e, biotita, anfibólio, apatita e quartzo são

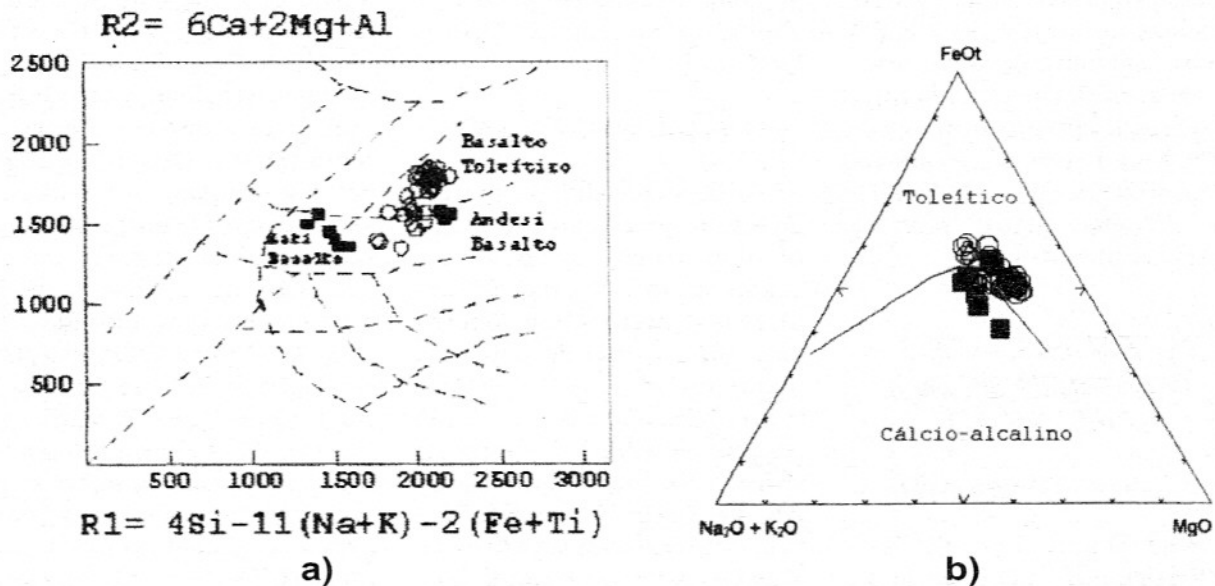


Figura 2 – Diagrama de classificação e nomenclatura: a) R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980; Bellieni *et al.*, 1981) e b) A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F($\text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$), M (MgO) (MacDonald & Katsura, 1964). Símbolos: círculos = diques máficos e quadrados preenchidos = derrames basálticos.

acessórios mais comuns. Observa-se clorita+epídoto e anfibólio, resultantes de transformações tardias dos piroxênios, além de intercrescimento quartzo/feldspático (Menezes & Girardi, 1994; Menezes Leal *et al.*, 1996).

A maioria dos DM toleíticos são Hy_n com Ol_n , acompanhados por Qz_n . Os DM andesi-basaltos são Qz_n , seguidos de Hy_n e Ol_n .

Derrames Basálticos

Os DE classificam-se como andesi-basalto e latibasalto (Fig. 2a), com tendências cálcio

alcalinas para as amostras fortemente alteradas (presença de zeólitas e carbonato), à exceção de três amostras (RR-06A, RR-06B e RR-07), que posicionaram-se no *trend* toleítico (Fig. 2b). Os DE classificados como latibasaltos podem estar refletindo aumento de álcalis, devido ao processo de alteração, mascarando, deste modo, as características químicas originais de suas rochas.

A maioria dos DE apresenta textura intergranular e, com menor frequência, textura interstertal. A associação mineralógica fundamental é constituída por plagioclásio (An 54-67%),

augita (Wo 34-40%), rara pigeonita (Wo 9-10%) e minerais opacos. Subordinadamente, observa-se clorita, apatita, quartzo, carbonato e zeólitas, preenchendo as amígdalas ou vesículas (Menezes & Girardi, 1994; Menezes Leal *et al.*, 1996).

Os DE latibasaltos apresentam Ol_n com Ne_n presente, enquanto DE andesi-basalto são Hy_n a Qz_n .

GEOQUÍMICA

Os dados analíticos das rochas da SBA (DM e DE) encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1 – Análises químicas de rocha total para as rochas pertencentes à Suíte Básica Apoteri. Símbolos: P.F. = Perda ao fogo; n.a. = elemento não analisado; bth= basalto toleítico; ab= andesi-basalto; It= latibasalto.

DIQUES MÁFICOS																	
AMOS-TRA	RR-01A	RR-01B	RR-01C	RR-14	RR-16	RR-17	RR-18A	RR-18D	RR-18E	RR-18F	RR-18G	RR-22	RR-25B	RR-26	RR-28	RR-31A	RR-31B
ELEMENTOS MAIORES (% em peso)																	
SiO ₂	50,78	50,96	50,65	50,23	50,02	52,08	50,70	50,59	51,83	52,45	49,69	50,26	53,04	52,84	51,52	50,41	51,02
TiO ₂	1,10	1,15	1,13	1,69	1,84	1,25	1,08	0,96	1,32	1,29	1,59	0,73	1,22	1,31	1,34	1,14	1,62
Al ₂ O ₃	16,21	15,83	15,87	15,33	16,71	16,23	16,10	17,13	15,18	15,05	15,40	17,12	15,74	14,91	15,71	15,95	15,96
Fe ₂ O ₃	11,45	11,60	11,65	13,84	13,41	13,75	11,38	10,64	12,75	12,48	13,87	11,66	11,67	11,78	14,45	11,72	12,48
MnO	0,16	0,16	0,16	0,18	0,17	0,16	0,16	0,15	0,17	0,16	0,19	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	6,88	6,74	6,95	5,69	4,55	4,11	6,84	6,41	5,74	5,70	5,12	6,85	5,13	5,64	4,34	6,47	4,83
CaO	10,32	10,35	10,36	9,62	8,53	8,06	10,54	10,70	9,32	9,19	10,33	10,41	8,44	8,69	8,26	9,88	8,74
Na ₂ O	2,29	2,33	2,31	2,30	3,03	2,85	2,27	2,37	2,82	2,69	2,26	2,27	2,83	2,67	2,77	2,55	2,56
K ₂ O	0,48	0,50	0,54	0,73	1,28	1,25	0,43	0,42	0,48	0,59	0,74	0,44	0,89	0,83	1,19	0,53	0,77
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,12	0,17	0,29	0,18	0,11	0,09	0,11	0,13	0,17	0,05	0,18	0,15	0,16	0,13	0,20
P.F.	0,23	0,25	0,25	0,21	0,17	0,08	0,38	0,55	0,27	0,28	0,64	0,06	0,71	1,01	0,10	1,05	1,66
SOMA	99,78	99,74	99,74	99,78	99,83	99,92	99,61	99,46	99,72	99,73	99,36	99,95	99,29	98,98	99,90	98,94	98,34
ELEMENTOS TRAÇOS (ppm)																	
Cr	137	125	92	73	101	59	98	68	40	63	66	152	33	87	61	86	58
Ni	96	95	81	65	87	61	89	71	54	62	64	129	58	67	66	76	52
Sc	41	42	42	37	30	37	40	39	41	43	34	41	37	37	38	40	32
Rb	15	18	19	25	51	47	13	11	15	17	26	12	31	28	43	18	26
Ba	136	141	140	211	342	329	135	167	234	190	211	125	229	385	325	146	226
Sr	197	200	215	215	195	207	227	234	205	205	250	169	237	268	212	202	268
Nb	4	6	6	11	13	9	5	6	10	12	12	3	10	10	7	7	12
Zr	119	127	122	186	251	202	117	107	159	156	182	80	166	173	201	131	194
Y	20	27	23	29	38	30	22	20	28	28	30	18	38	28	31	27	29
La	8,5	9	9	12	24	21	8	8	13	12	13	6	15	14	19	10	15
Ce	19	26	25	33	54	51	20	18	31	29	33	16	38	35	42	21	34
Nd	12	13	12	17	26	20	12	12	16	15	17	8	20	16	20	13	19
Sm	2,79	n.a.	n.a.	n.a.	5,93	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2,04	n.a.	n.a.	4,50	n.a.	n.a.
Eu	0,95	n.a.	n.a.	n.a.	1,71	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,67	n.a.	n.a.	1,32	n.a.	n.a.
Tb	0,50	n.a.	n.a.	n.a.	1,10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,50	n.a.	n.a.	0,80	n.a.	n.a.
Yb	1,93	n.a.	n.a.	n.a.	3,57	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,75	n.a.	n.a.	3,11	n.a.	n.a.
Lu	0,31	n.a.	n.a.	n.a.	0,52	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,26	n.a.	n.a.	0,39	n.a.	n.a.
CLASSIFICAÇÃO (De La Roche <i>et al.</i> , 1980 ; Bellieni <i>et al.</i> , 1981)																	
	bth	bth	bth	bth	ab	ab	bth	ab	bth	bth	bth	bth	ab	ab	ab	bth	ab

Tabela 1 – (continuação)

AMOS- TRA	RR-32	RR-33	RR-34	RR-35A	RR-35B	RR-35C	RR-36A	RR-36B	RR-37B	RR-38	RR-42B	RR-42C	RR-43	RR-44	RR-46A	RR-46B	RR-48
ELEMENTOS MAIORES (% em peso)																	
SiO ₂	52,04	50,42	49,96	50,42	50,89	52,42	50,78	50,71	51,22	52,76	50,29	49,85	51,45	49,42	49,97	49,89	50,08
TiO ₂	1,21	1,10	1,07	0,90	1,03	1,93	1,06	1,06	1,06	1,22	1,33	0,98	1,31	1,22	1,12	1,00	1,18
Al ₂ O ₃	15,84	15,93	16,15	19,29	16,58	14,91	16,32	16,57	16,53	15,44	17,44	19,69	15,65	17,85	16,92	19,31	16,32
Fe ₂ O ₃	11,79	11,60	11,71	9,59	11,00	13,17	11,15	10,88	10,87	11,35	11,38	9,86	12,33	11,20	11,39	9,71	11,58
MnO	0,16	0,16	0,16	0,14	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,17	0,15	0,16	0,14	0,16
MgO	5,96	7,24	7,29	5,71	6,77	4,30	6,61	6,70	6,34	5,73	5,53	5,26	5,78	6,22	6,60	5,51	6,52
CaO	8,93	9,93	10,36	10,65	10,18	7,85	10,42	10,53	9,98	8,58	10,42	10,90	9,07	10,42	10,58	10,85	10,22
Na ₂ O	2,71	2,30	2,24	2,48	2,35	2,58	2,41	2,32	2,50	2,73	2,40	2,53	2,88	2,39	2,33	2,57	2,44
K ₂ O	0,76	0,52	0,47	0,39	0,47	1,28	0,45	0,47	0,54	0,85	0,56	0,50	0,94	0,49	0,55	0,47	0,52
P ₂ O ₅	0,15	0,11	0,11	0,07	0,11	0,27	0,12	0,10	0,12	0,17	0,16	0,08	0,15	0,11	0,11	0,09	0,13
P.F.	0,47	0,68	0,49	0,35	0,47	1,11	0,51	0,49	0,69	1,02	0,35	0,20	0,27	0,54	0,28	0,46	0,85
SOMA	99,55	99,31	99,52	99,64	99,53	98,87	99,48	99,50	99,32	98,98	99,66	99,80	99,73	99,47	99,73	99,54	99,15
ELEMENTOS TRAÇOS (ppm)																	
Cr	95	194	223	55	81	57	82	90	66	79	131	82	104	186	160	143	151
Ni	89	105	122	67	83	46	83	81	69	65	83	80	91	98	91	91	96
Sc	36	41	38	35	39	33	39	39	39	37	38	34	36	37	40	35	40
Rb	26	17	14	10	14	65	6	14	20	32	17	19	51	18	2	15	18
Ba	223	159	136	119	141	450	137	131	154	946	164	134	239	149	149	125	153
Sr	302	188	188	225	199	211	189	204	202	276	205	253	287	218	217	223	196
Nb	9	6	5	6	8	14	7	7	8	10	10	7	8	8	8	5	8
Zr	157	130	117	100	116	285	115	116	123	161	149	100	167	127	122	104	132
Y	28	23	24	19	25	40	23	23	22	27	26	20	27	23	22	20	25
La	13	9	8	7	8	24	8	8	9	15	11	7	14	9	8	7	8
Ce	34	22	22	17	19	53	20	22	25	36	30	15	37	24	20	18	23
Nd	17	12	12	12	8	28	10	13	12	17	14	11	17	12	13	10	12
Sm	n.a.	3,03	n.a.	n.a.	2,72	5,82	2,86	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Eu	n.a.	1,03	n.a.	n.a.	0,88	1,73	0,96	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	0,60	n.a.	n.a.	0,60	1,00	0,70	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	2,25	n.a.	n.a.	1,96	3,57	2,08	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	0,32	n.a.	n.a.	0,26	0,49	0,30	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CLASSIFICAÇÃO (De La Roche <i>et al.</i> , 1980; Bellieni <i>et al.</i> , 1981)																	
	ab	bth	bth	bth	bth	ab	bth	bth	bth	ab	bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth

Tabela 1 – (continuação)

AMOS-TRA	DERRAMES								BASÁLTICOS							
	RR-50	RR-51	RR-52C	RR-53B	RR-54	RR-55	RR-56	RR-57	RR-02A	RR-02B	RR-06A	RR-06B	RR-07	RR-08A	RR-09C	RR-39
ELEMENTOS MAIORES (% em peso)																
SiO ₂	50,20	50,24	50,48	49,20	50,00	49,61	52,21	50,53	51,15	50,82	52,14	52,58	52,38	50,04	50,86	52,01
TiO ₂	1,14	1,00	1,14	1,15	1,05	0,97	1,19	1,12	1,21	1,39	1,39	1,37	1,17	1,17	1,28	1,43
Al ₂ O ₃	15,35	16,05	15,51	15,89	15,73	16,52	16,11	15,91	15,34	14,87	15,50	15,16	15,44	15,44	15,44	14,14
Fe ₂ O ₃	11,62	11,05	11,78	12,15	11,49	10,81	11,42	11,38	12,54	12,64	11,92	11,67	11,58	11,58	11,92	12,44
MnO	0,16	0,16	0,16	0,18	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17
MgO	7,17	7,29	7,28	6,93	7,71	7,21	5,99	7,21	5,17	5,29	5,08	5,00	6,56	6,56	6,07	5,16
CaO	10,41	10,29	9,75	11,03	10,15	10,65	8,85	10,37	7,19	7,70	9,31	9,12	7,81	7,81	7,63	7,60
Na ₂ O	2,14	2,51	2,36	2,15	2,28	2,21	2,96	2,40	2,98	3,60	2,58	2,57	3,85	3,8	3,55	3,12
K ₂ O	0,33	0,49	0,56	0,44	0,47	0,42	0,76	0,46	1,90	1,17	0,38	0,48	1,39	1,39	1,47	2,12
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,14	0,12	0,13	0,09	0,15	0,11	0,20	0,16	0,15	0,16	0,13	0,13	0,12	0,14
P.F.	1,37	0,82	0,83	0,76	0,84	1,36	0,22	0,36	2,16	2,20	1,37	1,72	2,16	2,16	1,49	1,68
SOMA	98,64	99,19	99,16	99,24	99,17	98,65	99,79	99,65	96,58	97,81	98,61	98,27	98,13	98,51	98,51	98,33
ELEMENTOS TRAÇOS (ppm)																
Cr	77	120	197	145	227	98	98	210	26	29	72	93	67	161	50,86	52,01
Ni	81	95	113	104	123	87	87	108	55	55	63	73	63	80	1,28	1,43
Sc	41	40	39	38	41	40	36	41	34	35	38	38	38	37	15,44	14,14
Rb	n.a.	22	19	11	14	14	25	14	125	66	47	59	41	66	11,92	12,44
Ba	138	145	164	126	184	161	239	167	401	199	192	191	189	195	6,07	5,16
Sr	187	202	186	202	180	200	288	188	386	300	383	392	371	221	7,63	7,60
Nb	8	6	7	7	1	5	8	8	8	11	11	4	13	10	1,47	2,12
Zr	122	109	135	124	113	104	155	124	174	180	182	182	182	149	1,49	1,68
Y	24	23	25	23	23	21	24	23	30	30	28	27	28	25	98,51	98,33
La	10	7	9	8	9	7	11	10	13	13	15	14	15	11	12,7	12,3
Ce	27	19	26	24	24	19	35	20	31	34	41	32	43	26	29	28
Nd	14	12	15	13	12	10	16	14	17	17	19	16	17	14	15	15
Sm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,84	n.a.	n.a.	3,79	n.a.	3,24	3,63	3,69
Eu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,15	n.a.	n.a.	1,10	n.a.	1,04	1,19	1,20
Tb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,90	n.a.	n.a.	0,70	n.a.	0,50	0,60	0,70
Yb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2,61	n.a.	n.a.	2,61	n.a.	2,09	2,34	2,43
Lu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,33	n.a.	n.a.	0,34	n.a.	0,31	0,34	0,36
CLASSIFICAÇÃO (De La Roche <i>et al.</i> , 1980; Bellieni <i>et al.</i> , 1981)																
	bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth	bth	ab	ab	ab	ab	ab	lb	lb	ab

As rochas da SBA caracterizam-se por constituírem-se, predominantemente, por diques máficos e lavas de natureza básica, que se situam, respectivamente, no intervalo de 4,11 a 7,29% e 5,0 a 6,56% de MgO e 49,20 a 53,04% e 50,04 a 52,14% de SiO₂. O número mg# [Mg/(Mg+Fe²⁺) assumindo Fe₂O₃/FeO igual a 0,15] varia de 0,37-0,57 (média 0,51 ± 0,05), para os DM, e mg# 0,45-0,53 (média 0,47 ± 0,03), para os DE. Tais valores são indicativos de líquidos basálticos evoluídos.

De modo geral, os DM e DE mostram nítidas variações com-

posicionais dos elementos maiores com a evolução magmática, apresentando, entretanto, para os DE, discretas variações e, por vezes, comportamentos anômalos para determinados elementos (por ex.: Na, K, Rb e Sr) (Figs. 3 e 4). Nos DM, com o decréscimo de mg#, SiO₂, Al₂O₃, CaO, Ni e Cr diminuem, enquanto FeO, Na₂O, K₂O e P₂O₅ e todos os elementos incompatíveis aumentam, sugerindo a importância do plagioclásio e clinopiroxênio no processo evolutivo, indicando um fracionamento do tipo ga-

bró. O TiO₂ aumenta com o decréscimo de mg#, indicando que o fracionamento de óxidos Fe-Ti não foi importante na evolução (condições de baixa fO₂). Nos DE, o comportamento de SiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, Ni, Cr e incompatíveis é semelhante aos DM. Os valores de Na, K e perda ao fogo estão elevados para a maioria das amostras, podendo estar ligado a presença de zeólitas nas amígdalas e/ou forte desestabilização dos plagioclásios, exceto para as amostras RR-06A, RR-06B e RR-07, que foram consideradas mais preservadas do processo de alteração.

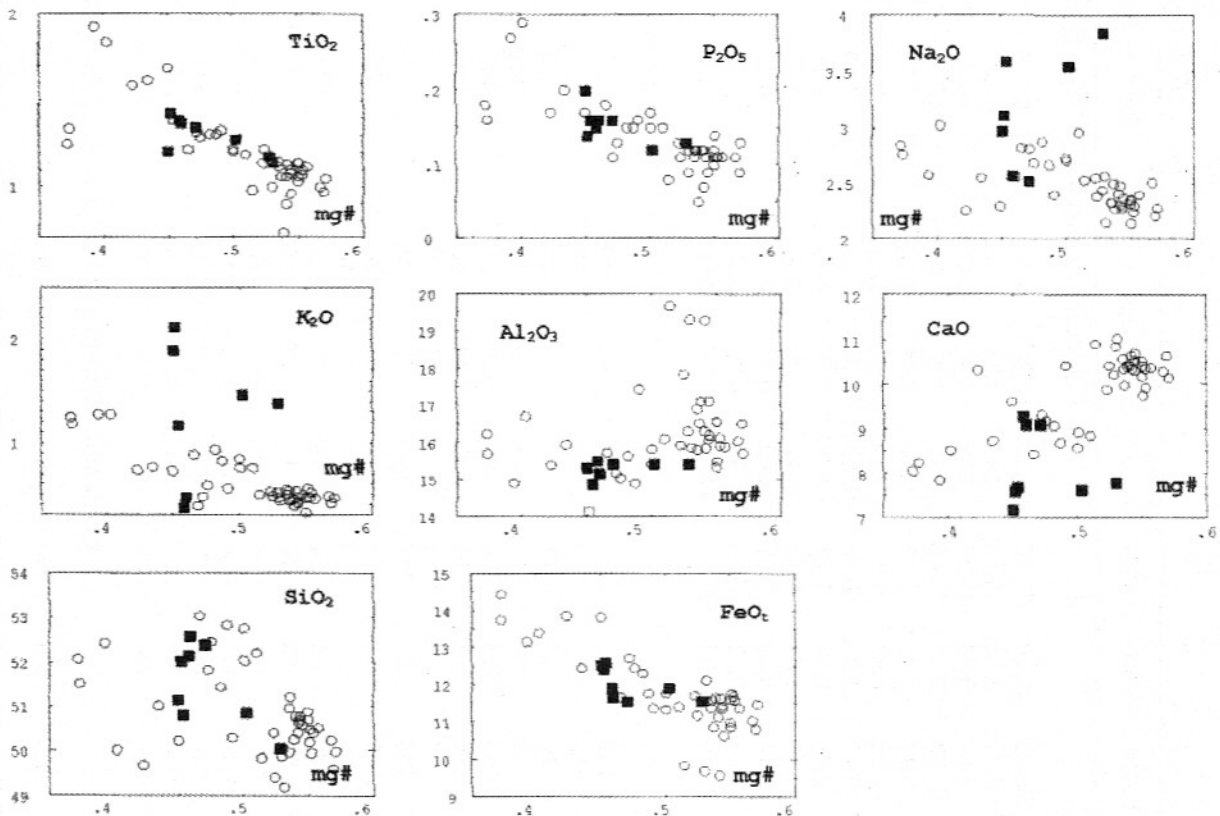


Figura 3 – Diagrama de variação entre mg# valores [Mg/(Mg+Fe²⁺); Fe₂O₃/FeO = 0,15] versus elementos maiores (% em peso), para as rochas da Suíte Básica Apoteri. Símbolos como na Figura 2.

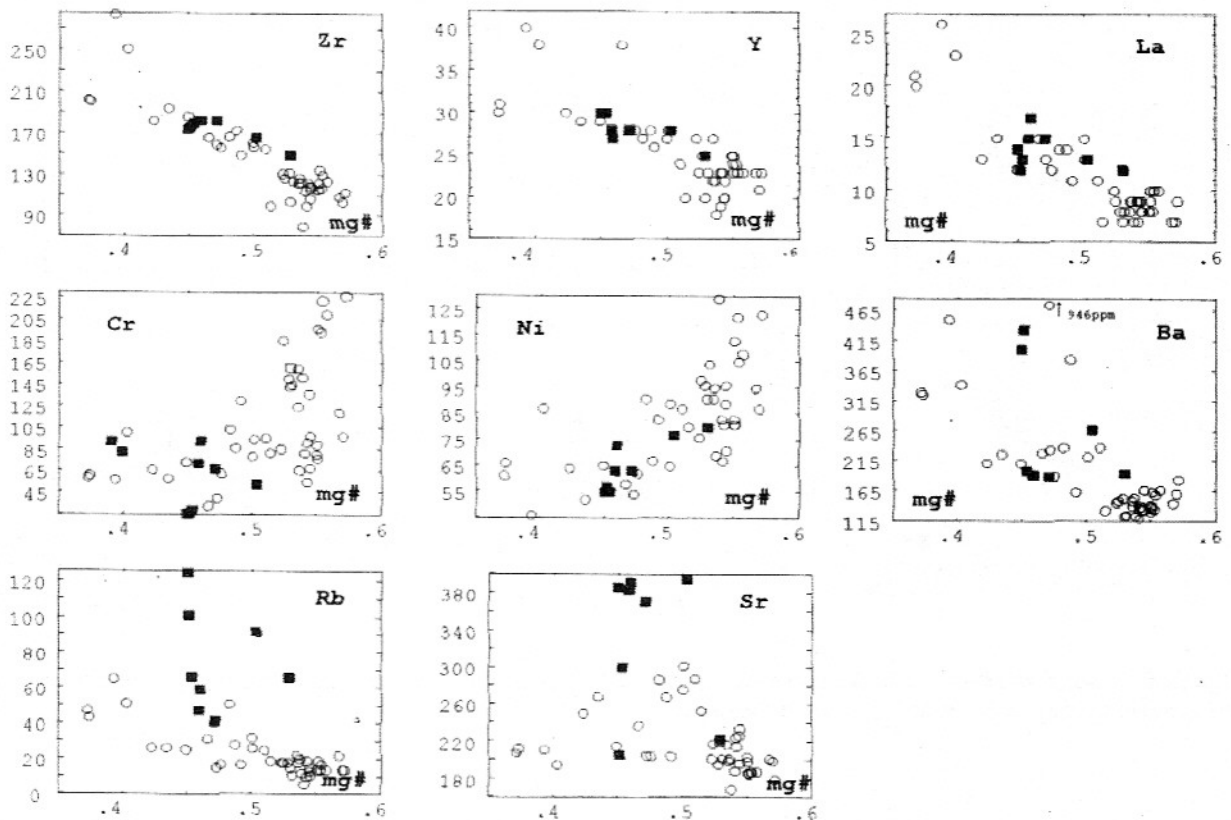


Figura 4 – Diagrama de variação entre mg# valores $[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$; $Fe_2O_3/FeO = 0,15$ versus elementos traço (ppm), para as rochas da Suíte Básica Apoteri. Símbolos como na Figura 2.

Vale destacar que não se observa distinção química entre os diques encaixados no embasamento do CG e aqueles encaixados nas outras unidades geológicas pré-cambrianas (SgU e SgR).

Em relação às razões dos elementos incompatíveis (EI), vários autores (e.g. Allégre *et al.*, 1977; Joron & Treuil, 1977; Vieira Jr., 1990 a; b) têm demonstrado a importância da aplicação dos elementos traço incompatíveis (ex.: Th, Ta, Nb, Hf, Zr, La, Ce) como ferramenta para o estudo das propriedades e dos processos de gênese das rochas e da investigação de heterogeneidades do manto. Deste modo, através de correlações entre elementos traço incompatíveis, é possível obter informações sobre o processo de geração das rochas, bem como inves-

tigar a característica química da fonte mantélica.

A Figura 5 mostra a variação do Zr versus os EI. Observa-se uma correlação positiva entre o Zr e os EI, demonstrando razões Zr/EI levemente variáveis dentro do mesmo conjunto de rochas (ex.: Zr/La: DM = 9,62-14,67, DE = 10,71-14,67; Zr/Ce: DM = 3,94-6,67, DE = 4,23-5,29; Zr/Nb: DM = 13-29,75, DE = 14-45,50; Zr/Y: DM = 4,37-7,13, DE = 5,80-6,74). Estas pequenas diferenças nas razões (Zr/EI) sugerem, provavelmente, que os magmas dos DM e DE são relacionados a magmas parentais levemente diferentes, os quais podem refletir fonte mantélica heterogênea se forem considerados graus de fusão maiores que 10% (e.g. Jaques & Green, 1980), os quais são compatíveis com a geração de rochas toleíticas.

O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR), apresentado na Figura 6, mostra as rochas (DM e DE) agrupadas por tipo litológico (basalto toleítico-bth, andesi-basalto-ab e latibasalto-lb) e normalizadas para os condritos (Boynton, 1984).

De modo geral, os padrões de distribuição dos ETR são muito semelhantes entre os DM e DE, apresentando ETRL (leves) médio a fortemente enriquecidos em relação aos ETRI (intermediário), não ocorrendo variações no enriquecimento de ETRI em relação a ETRP (pesadas). Os DM (bth) apresentam padrões de ETR mais empobrecidos em relação aos DM (ab), da mesma forma que os DE (lb) em relação ao DE (ab), apesar de guardar certo paralelismo entre os conjuntos (DM e DE).

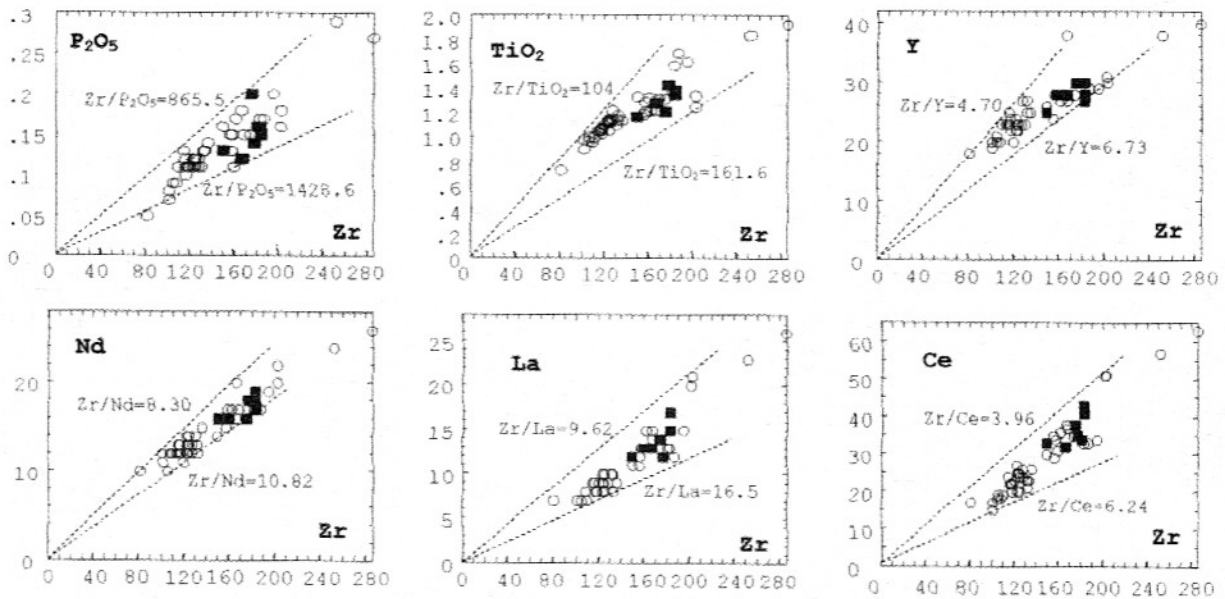


Figura 5 – Diagrama de correlação entre Zr (ppm) vs. TiO_2 , P_2O_5 e elementos traço (ppm) para as rochas da Suíte Básica Apoteri. Símbolos como na Figura 2.

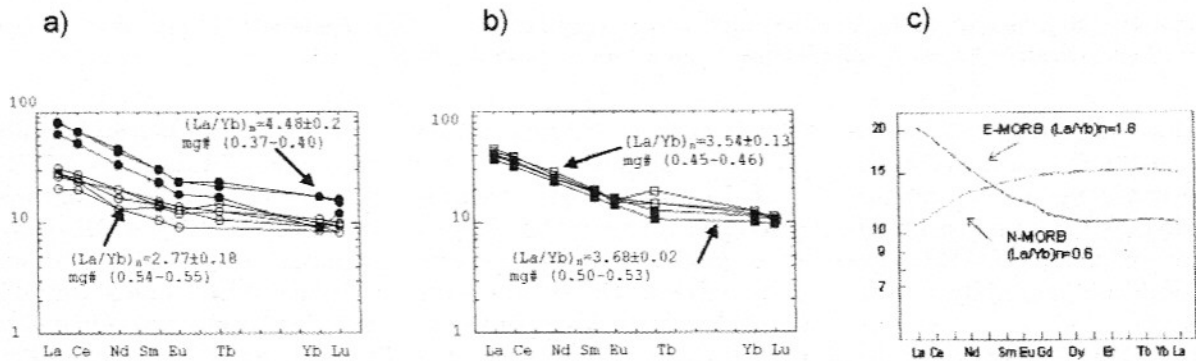


Figura 6 – Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos DM (a) e DE (b) da Suíte Básica Apoteri, normalizados para o condrito de Boynton (1984) e N-MORB e E-MORB, para efeito de comparação (Sun & McDonough, 1989) (c). Círculos vazios = DM (bth); círculos cheios = DM (ab); quadrados vazios = DE (ab); quadrados cheios = DE (lb).

Tanto os DM como os DE possuem padrões médio a fortemente fracionados, apresentando valores de $(\text{La}/\text{Sm})_n$ variando de 1,87-2,71 (média = $2,19 \pm 0,36$), $(\text{La}/\text{Yb})_n$ de 2,43-4,68 (média = $3,41 \pm 0,85$) e $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ de 1,25-1,78 (média = $1,54 \pm 0,16$), para os DM, e, para os DE, razões $(\text{La}/\text{Sm})_n$ variando de 2,21-2,39 (média =

$2,22 \pm 0,09$), $(\text{La}/\text{Yb})_n$ de 3,48-3,72 (média = $3,64 \pm 0,11$) e $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ de 1,55-1,66 (média = $1,61 \pm 0,04$).

Comparando o padrão dos ETR dos DM e DE (mais preservados) com o do MORB (Mid-ocean ridge basalts; e.g. Sun & McDonough, 1989) tipos E (enriched)-MORB e N(normal)-MORB na Figura

6c, observa-se que, tanto os DM como os DE assemelham-se com o padrão E-MORB, possuindo, no entanto, razões $(\text{La}/\text{Yb})_n$ mais enriquecidas [ex.: $(\text{La}/\text{Yb})_n$: DM = $3,41 \pm 0,85$, DE = 3,84 versus E-MORB = 1,8]. Por outro lado, observa-se que os DM e DE apresentam, para algumas razões de elementos incompatíveis, importantes

diferenças, como por exemplo: Zr/Nb: DM = 18 ± 4 , DE = 26 ± 13 versus E-MORB = 9; K/Rb: DM = 249 ± 38 , DE = 120 ± 43 versus E-MORB = 417; Ba/La: DM = 17 ± 3 , DE = $13 \pm 0,5$ versus E-MORB = 9.

A Figura 7 mostra os *spidergrams* de elementos incompatíveis para os DM e DE, normalizados para o manto primi-

tivo de Sun & McDonough (1989). Observa-se, nesta figura, tanto para os DM como para os DE, um enriquecimento de Rb em relação ao K e Ba (K/Rb: DM = 153-332, DE = 67-281; (Rb/Ba)_n: DM = 0,44-2,31, DE = 1,91-2,71) e nestes elementos em relação a todos os outros. Eles possuem altas razões Rb/Sr (DM = 0,03-0,31,

DE = 0,11-0,15), são empobrecidos em Nb (Ba/Nb: DM = 16-94, DE = 14-48; (La/Nb)_n: DM = 1,00-2,77, DE = 1,01-3,06; Zr/Nb: DM = 13-30, DE = 14-45; Ti/Zr: DM = 37-59, DE = 38-46) e, em relação ao fracionamento de plagioclásio, possuem anomalias de Eu negativa (Eu/Eu*: DM = 0,65-0,78; DE = 0,61-0,78).

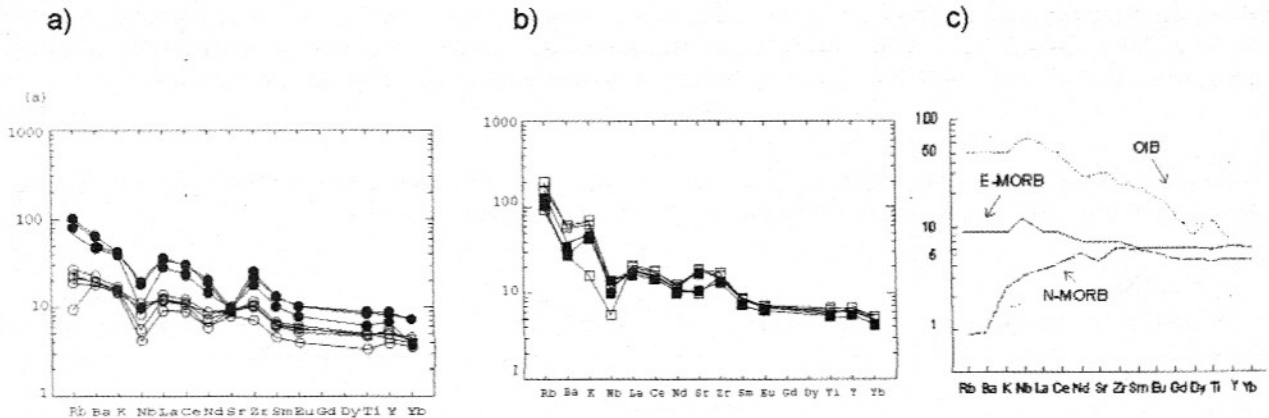


Figura 7 – Padrões de distribuição de elementos incompatíveis, normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989), para os DM (a) e DE (b) da Suíte Básica Apoteri. Em (c), mostra o padrão da média dos E-MORB, N-MORB e OIB (Sun & McDonough, 1989), para efeito de comparação.

Comparando o padrão de elementos incompatíveis dos DM e DE com o N-MORB, E-MORB e OIB (Sun & McDonough, 1989) na Figura 7c, observa-se que as rochas estudadas assemelham-se com o padrão E-MORB, diferenciando-se deste pela presença de anomalia negativa de Nb e por apresentar, para os elementos LILE, elementos litófilos com íons de grande tamanho e ETRL com teores mais enriquecidos.

GEOCRONOLOGIA

Dados K-Ar

O acervo geocronológico disponível para o magmatismo básico fanerozóico do Craton Amazônico é constituído, do-

minantemente, por idades obtidas pelo método K-Ar (e.g. Priem *et al.*, 1971; 1973; Snelling & McConnell, 1969; Amaral, 1974; Thomaz Filho *et al.*, 1974; Teixeira, 1978). Estes dados K-Ar para a SBA (DM e DE) no Brasil (Mandetta, 1970; Amaral *et al.*, 1970; Amaral, 1974; Thomaz Filho *et al.*, 1974; Berrangé & Dearnley, 1975), na Guiana (Snelling & McConnell, 1969; Thomaz Filho *et al.*, 1974; Berrangé & Dearnley, 1975), no Suriname (Priem *et al.*, 1971; 1973), na Venezuela (Bellizzia, 1972) e na Guiana Francesa (Priem *et al.*, 1968; Teixeira *et al.*, 1985; Deckart *et al.*, 1997 (Ar-Ar)) revelam uma distribuição de idades K-Ar variando desde o início do Paleozóico (≈ 375 Ma - Devoniano Médio)

até o final do Mesozóico (≈ 116 Ma - Cretáceo Inferior).

Os dados K-Ar para os DM revelam idades variáveis, apresentando dois grupos principais de idades: *i*) o primeiro com valores variando entre 379-363 Ma (4,5% das análises) e *ii*) o grupo mais jovem e mais expressivo (95,5% das análises) apresenta idades entre 248-130 Ma. Com respeito ao agrupamento de idades mais antigas, é provável que estes valores estejam representando processos de incorporação de argônio radiogênico a estes diques durante suas intrusões na crosta continental. A incorporação de argônio radiogênico, especialmente vinculados ao sistema rocha total e plagioclásio, nestes diques máficos, foi originalmente apontada por Montalvão *et al.* (1975). De ou-

tra parte, fenômenos de incorporação de argônio radiogênico associado a diques máficos têm sido observados em outros exames de diques do Brasil (e.g. Teixeira *et al.*, 1988; Bastos Leal, 1992). Por outro lado, a avaliação dos resultados para o segundo grupo, revela um pico de idade entre 196 e 211 Ma, sendo a idade média, neste intervalo, de 204 ± 6 Ma. Recentes dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Marzoli *et al.*, 1999) produziram idades variando de $192,7 \pm 1,8$ a 202 ± 2 Ma, admitindo-se a idade de 202 ± 2

Ma como representante da época de intrusão destes diques na crosta continental, no Jurássico Inferior.

No caso dos DE, o conjunto de dados geocronológicos K-Ar apresenta menor intervalo de variação de idades quando comparado com aqueles dos DM, onde se observa uma variação de idades entre 213-116 Ma, com pico entre 163-149 Ma e idade média de 154 ± 15 Ma. Esta idade média pode ser admitida, preliminarmente, como representante da idade mínima

de formação destas lavas basálticas, durante o Jurássico Superior, em conformidade com as interpretações originais de diversos autores (e.g. Berrangé & Dearnley, 1975; Thomaz Filho *et al.*, 1974; Teixeira, 1980).

Dados Rb-Sr

Foram selecionadas 06 amostras dos DM e 06 amostras do DE para execução de análises isotópicas Rb-Sr. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 2.

Tabela 2 – Dados analíticos Rb-Sr dos diques máficos e derrames basálticos da Suíte Básica Apoteri. Dados obtidos por diluição isotópica (para Rb menor que 50 ppm) e fluorescência de Raios X.

AMOSTRA/ Nº CPGeo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)
DIQUES MÁFICOS						
RR-01A/13426	16,9	195,6	0,2504	0,0021	0,70932	0,00007
RR-16	49,9	185,2	0,7810	0,0220	0,72318	0,00010
RR-28/13424	42,5	206,5	0,5958	0,0050	0,71968	0,00005
RR-31B/12857	27,1	262,6	0,2984	0,0046	0,70823	0,00010
RR-35C/12859	64	205,9	0,8960	0,0250	0,71026	0,00033
RR-36A/12856	11,8	183,4	0,1854	0,0029	0,70658	0,00015
DERRAMES BASÁLTICOS						
RR-02A/12861	118	347,6	0,9830	0,0280	0,71713	0,00008
RR-06A/13429	44,6	354,8	0,3640	0,0035	0,71085	0,00007
RR-06B/12860	57	360,9	0,4580	0,0130	0,71078	0,00007
RR-07/13427	39,5	346,9	0,3293	0,0035	0,71043	0,00008
RR-08A/12863	62	207,4	0,8640	0,0240	0,71163	0,00007
RR-39/12862	90	183,4	1,4150	0,0400	0,71470	0,00009

Em relação aos DM, os dados Rb-Sr obtidos produziram pontos dispersos e não puderam ser utilizados na determinação de diagramas isocrônicos. Tais resultados, sugerem a presença de distúrbios isotópicos no sistema, cuja origem será discutida adiante.

Por outro lado, os dados Rb-Sr dos DE produziram uma errôcrona com idade de 136 ± 13 Ma (2s) e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_i) igual a $0,70996 \pm 0,00010$ (MSWD=6,0) (Fig. 8). Neste caso, ao contrário dos DM, o baixo valor do MSWD aponta o bom alinhamento entre os 04

pontos utilizados na definição da idade.

A comparação da idade obtida pelo método Rb-Sr (≈ 136 Ma) com o conjunto de idades K-Ar (pico médio 150Ma) sugere a presença de fenômenos de incorporação de argônio radiogênico de rochas mais anti-

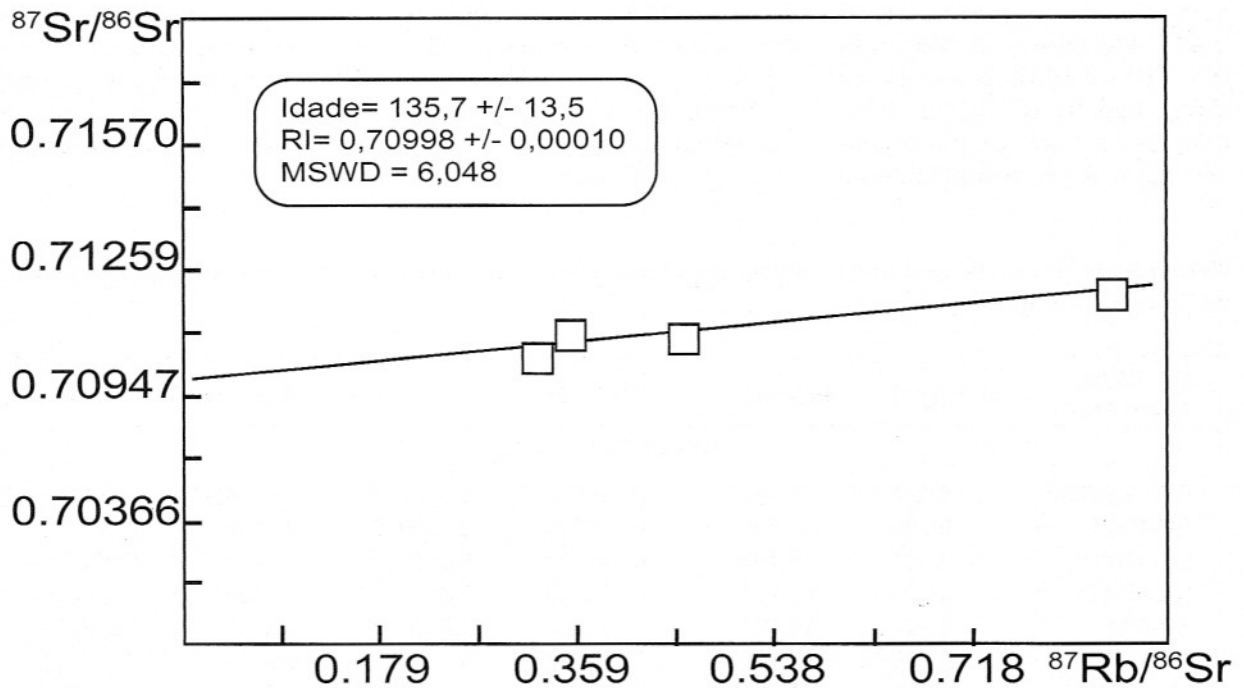


Figura 8 – Diagrama isocrônico Rb-Sr para os derrames basálticos da Suíte Básica Apoteri.

gas, durante a formação destes derrames basálticos ou associada a processos secundários de alteração. O conjunto de dados isotópicos, ora apresentados, sugere que os DE da SBA foram formados há cerca de 136 Ma atrás, durante o Cretáceo Inferior, conforme apontam os dados isotópicos Rb-Sr.

Dados Sm-Nd

Foram selecionadas 07 amostras dos DM e 05 dos DE para execução das análises isotópicas Sm-Nd. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 3. Os resultados obtidos não possibilitaram a definição de diagramas isocrônicos e foram utilizados no item da geoquímica isotópica, conforme apresentado a seguir.

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

A partir dos valores das idades obtidas no item anterior, para os DM e DE da SBA, foram calculadas as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_i) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Nd_i) e valores de ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} de cada amostra analisada na época de formação destas rochas (Tabela 4).

Diques máficos

Os DM (para $t_0=202\text{Ma}$) apresentaram ampla variação do Sr_i (razão inicial) (0,70605-0,72096), com valores de ϵ_{Sr} positivos e muito variáveis (+25 a +237) e estreita variação na razão inicial Nd_i (0,51187-0,51242), com valores de ϵ_{Nd} levemente positivos a negativos [$\epsilon_{\text{Nd}}=(+1,35$ a $-10,06)$] (Tabela

4). Tal comportamento sugere, para estas rochas, uma fonte enriquecida na razão Rb/Sr e empobrecida em Sm/Nd e/ou a participação de fenômenos de contaminação crustal durante a sua intrusão na crosta continental.

Utilizando-se o diagrama $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ (Fig. 9), as amostras dos DM superpõem-se à “Terra Global”, em termos de ϵ_{Nd} , mas são enriquecidas em ϵ_{Sr} (campos I e IV), sugerindo uma fonte enriquecida para os isótopos de Sr, em comparação à “Terra Global” para a derivação destas rochas.

Derrames Basálticos

Os DE (mais preservados) (para $t_0=136$ Ma) apresentam amplo intervalo de variação nas razões Sr_i (0,70980 e 0,71015),

com valores de ϵ_{Sr} positivos (+77 e +155) e valores de ϵ_{Nd} entre 0,51218-0,51231, com valores de ϵ_{Nd} negativos (-2,51 a -5,53) (Tabela 4). Este comportamento sugere fonte enriquecida na

razão Rb/Sr e/ou a presença de fenômenos de contaminação crustal associados a estas rochas.

No diagrama $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ (Fig. 9), a distribuição dos pontos analíticos dos DE aponta-nos para

uma fonte enriquecida em relação aos isótopos de Sr, comparativamente com a "Terra Global" e/ou o envolvimento de processos de contaminação crustal.

Tabela 3 – Dados analíticos Sm-Nd, obtidos por diluição isotópica para os diques máficos e derrames basálticos da Suíte Básica Apoteri.

AMOSTRA/ Nº CPGeo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Sr}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2s)
DIQUES MÁFICOS						
RR-01A/700	3,124	11,908	0,159652	0,000723	0,512659	0,000020
RR-16/701	6,361	27,938	0,138533	0,000078	0,512098	0,000023
RR-17/718	4,337	18,066	0,146083	0,000082	0,512287	0,000050
RR-28/434	5,235	23,336	0,136490	0,000073	0,512044	0,000026
RR-31B	4,866	19,807	0,179484	0,000097	0,512530	0,000220
RR-35C	6,339	17,156	0,142028	0,111190	0,512526	0,000270
RR-36A/436	3,056	11,678	0,519240	0,000172	0,512631	0,000024
DERRAMES BASÁLTICOS						
RR-02B/716	4,351	17,752	0,149124	0,000083	0,512396	0,000022
RR-06A/719	4,486	18,804	0,145166	0,000090	0,512442	0,000025
RR-07/717	4,397	18,325	0,146009	0,000084	0,512310	0,000320
RR-08A/436	3,719	15,225	0,148634	0,000099	0,512467	0,000021
RR-39/435	4,301	17,492	0,149604	0,000074	0,512446	0,000025

Tabela 4 – Razões Rb/Sr e Sm/Nd, razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e valores de ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} dos diques máficos (recalculados para a idade de $t_0=202\text{Ma}$) e derrames basálticos (recalculados para a idade de $t_0=136\text{Ma}$) da Suíte Básica Apoteri.

AMOSTRA	Rb/Sr	Sm/Nd	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵ_{Sr}	ϵ_{Nd}
DIQUES MÁFICOS						
RR-01A	0,09	0,26	0,70874	0,51233	+63,47	+1,35
RR-16	0,27	0,23	0,72096	0,51192	+237,00	-9,06
RR-17	—	0,24	—	0,51210	—	-5,56
RR-28	0,21	0,22	0,71886	0,51187	+207,13	-10,06
RR-31B	0,10	0,24	0,70738	0,51233	+44,21	-0,90
RR-35C	0,31	0,23	0,70771	0,51234	+48,90	-0,79
RR-36A	0,06	0,26	0,70605	0,51242	+25,34	+0,82
DERRAMES BASÁLTICOS						
RR-02A	0,34	—	0,71524	—	+154,76	—
RR-02B	0,21	0,25	0,71387	0,51226	+135,22	-3,90
RR-06A	0,13	0,24	0,71015	0,51231	+82,46	-2,94
RR-06B	0,16	—	0,70990	—	+78,91	—
RR-07	0,11	0,24	0,70980	0,51218	+77,44	-5,53
RR-08A	0,30	0,24	0,70997	0,51234	+79,91	-2,51
RR-39	0,49	0,25	0,71198	0,51231	+108,49	-2,94

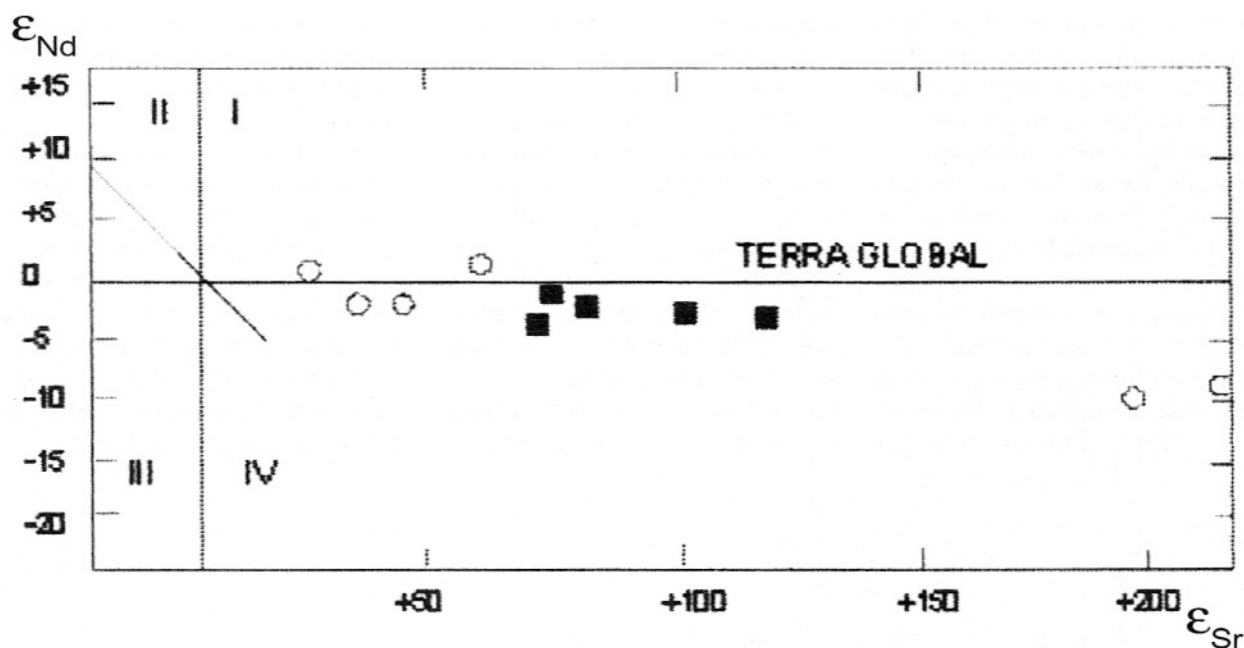


Figura 9 – Diagrama ϵ_{Sr} vs. ϵ_{Nd} para os DM ($t_0 = 202\text{Ma}$) e DE ($t_0 = 136\text{Ma}$) da Suíte Básica Apoteri. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primordial = 0,69898; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atual = 0,7045; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual = 0,512638 (Faure, 1986).

PETROGÊNESE

O estudo geoquímico e isotópico apresentado demonstrou um enriquecimento em elementos LILE (K, Rb e Ba) e ETRL em relação aos elementos HFS (elementos de alta densidade de carga) (Zr, Nb, Ti), altas razões Rb/Sr (DM = 0,03-0,31; DE = 0,11-0,15), baixas razões K/Rb (DM = 249 ± 38 ; DE = 138 ± 83), anomalias negativas de Nb (Ba/Nb: DM = 24 ± 7 , DE = 26 ± 18 ; (La/Nb)_n: DM = $1,42 \pm 0,39$, DE = $1,75 \pm 0,30$), altas razões iniciais de Sr radiogênico (DM = 0,706-0,721; DE = 0,709-0,715) e razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ semelhantes à “Terra Global” (DM = 0,512; DE = 0,512) para as rochas da SBA.

As características geoquímicas e isotópicas apresentadas para as rochas da SBA são típicas de magmas básicos gerados em áreas cratônicas continentais (Ellam & Cox, 1989; Hergt *et al.*, 1991; Carlson, 1991; Bossi *et al.*, 1993) submetidas alterna-

tivamente a: *i*) contaminação crustal do magma básico durante a sua passagem para a litosfera (e.g. Brandon *et al.*, 1993); *ii*) metassomatismo mantélico causado por fluidos introduzidos no manto ou por fusões sub-litosféricas (Ellam & Cox, 1989) e *iii*) interação entre magmas derivados de “plumas” mantélicas com pequenas fusões do manto litosférico continental (Ellam & Cox, 1989).

As várias hipóteses, sugeridas acima, para tentar explicar as características “litosféricas” que estas rochas apresentam, mostram que a interpretação de parâmetros geoquímicos e isotópicos, nos quais elas se baseiam, pode, à primeira vista, parecer ambígua ou até mesmo confusa para os diferentes processos, podendo induzir a resultados muito semelhantes ou muitas vezes indistintos. As discussões que seguem objetivam mostrar o processo que mais se adapta para a geração das rochas da Suíte Básica Apoteri.

O enriquecimento do magma básico em elementos LILE, associado a uma origem mantélica, pode ser explicada pela introdução de fluidos em ambientes relacionados a antigas zonas de subducção, cuja placa subductada é rica em componentes sedimentares ou relacionada a fusões mantélicas profundas sob a influência de componentes ricos em fluidos (Gill, 1981; Thorpe, 1982; McCulloch & Gamble, 1991). Não existem evidências geológicas sobre ocorrência de subducção contemporânea à formação dos diques máficos e derrames basálticos da SBA. Por outro lado, segundo Cordani & Brito Neves (1982) e Teixeira *et al.* (1989), o Cráton Amazônico alcançou sua estabilidade em tempos Mesoproterozóicos, sugerindo, assim, um ambiente ensialico para a colocação destas rochas basálticas.

Durante sua residência crustal, admite-se que o magma

original possa se modificar através de contaminação, provocada por processos combinados de assimilação de encaixantes e cristalização fracionada. Desta forma, ocorrem alterações no quimismo original do magma. Este processo é facilmente detectado quando se analisa o comportamento químico dos elementos com alta concentração na crosta (e.g. elementos LILE, Brandon *et al.*, 1993) em relação à con-

centração destes mesmos elementos no magma.

Pode-se avaliar, qualitativamente, a importância do processo de contaminação crustal através de diagramas envolvendo correlações entre um índice de contaminação (razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) e aqueles elementos com altas concentrações na crosta (Rb, Pb, Th, Ba, SiO_2 e K_2O) (Menzies & Kyle, 1990), sendo possível, também, caracte-

rizar se as rochas crustais foram assimiladas pelo magma básico durante a sua transferência à crosta.

Na Figura 10 estão apresentados os diagramas entre razão inicial de Sr e SiO_2 , K_2O , Ba, Rb/Sr e La/Yb. Analisando os diagramas, observa-se que há uma possível correlação positiva de Sri com o SiO_2 , K_2O , Ba, Rb/Sr e La/Yb tanto para os DM como para os DE, embora haja uma significativa dispersão dos pontos.

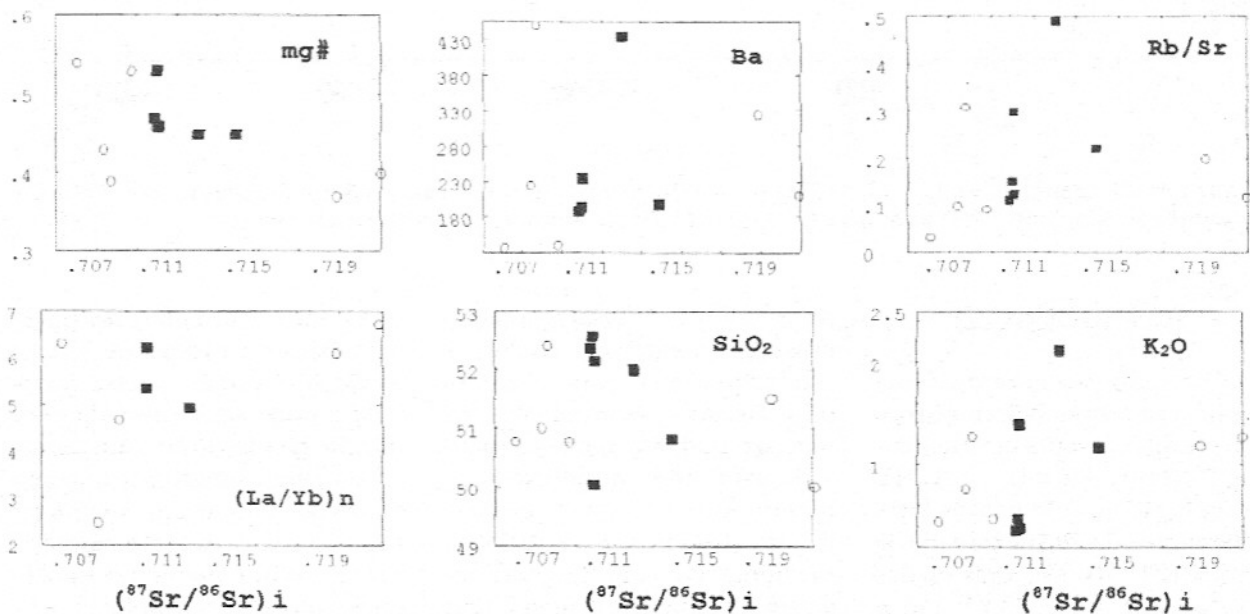


Figura 10 – Diagrama de correlação entre $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e SiO_2 , K_2O , Rb/Sr, La/Yb e mg# para os diques máficos (202Ma) e derrames basálticos (136Ma) da Suíte Básica Apoteri. Símbolos como na Figura 2.

O comportamento dos elementos com os valores de Sri (Fig. 10) é compatível com a interação de materiais crustais pelo magma, uma vez que estas amostras estão dentro de um mesmo intervalo de evolução magmática (DM: bth mg# = 0,54; ab mg# = 0,37-0,40; DE: ab mg# = 0,45-0,47; lb mg# = 0,53). Razões isotópicas de Sri não são acompanhadas por importantes variações nas razões isotópicas de Ndi (Fig. 11)

As evidências químicas e isotópicas (principalmente do Sr) indicam que a contaminação crustal assumiu um papel importante na definição das características químicas e isotópicas das rochas da SBA.

CONCLUSÕES

O estudo geoquímico e isotópico apresentado demonstrou um enriquecimento em elementos LILE (K, Rb e Ba) e ETRL

em relação aos elementos HFS (Zr, Nb, Ti), altas razões Rb/Sr (DM = 0,03-0,31; DE = 0,11-0,32), baixas razões K/Rb (DM = 249 ± 38 ; DE = 120 ± 43), anomalias negativas de Nb (Ba/Nb: DM = 24 ± 7 , DE = 31 ± 14 ; La/Nb: DM = $1,42 \pm 0,39$, DE = $1,26 \pm 0,16$), altas razões iniciais de Sr radiogênico (DM = 0,706-0,721; DE = 0,709-0,715) e baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (DM = 0,5119-0,51224 DE = 0,5122-0,5123) para as rochas da Suíte Básica Apoteri.

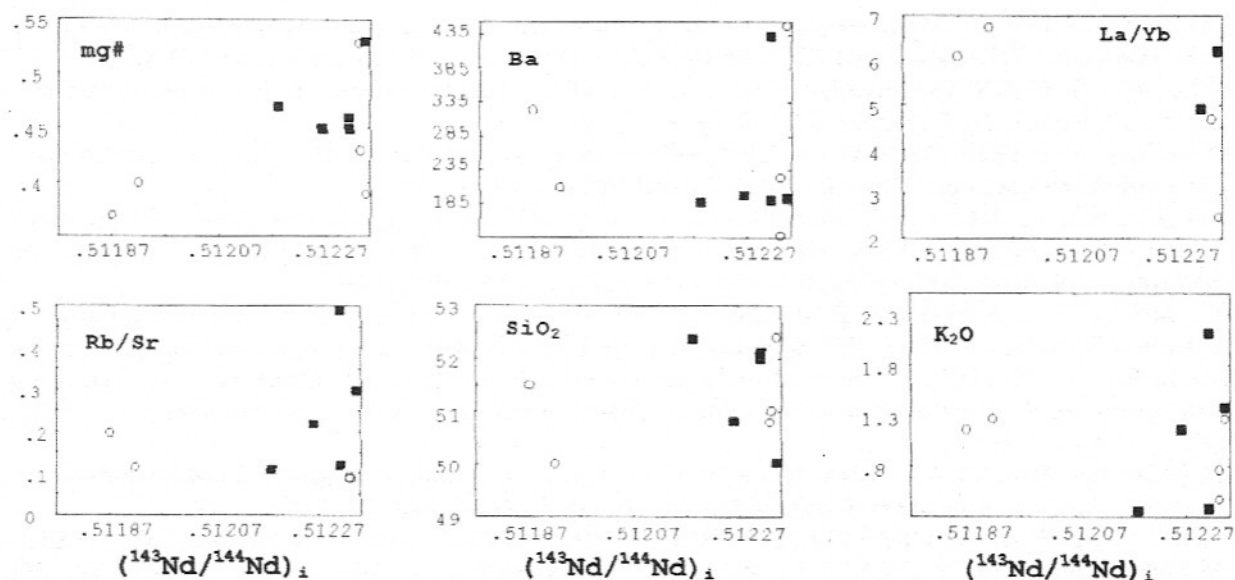


Figura 11 – Diagrama de correlação entre $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ e mg#, Ba, La/Yb, Rb/Sr, SiO_2 e K_2O para os diques máficos (202 Ma) e derrames basálticos (136 Ma) da Suíte Básica Apoteri. Símbolos como na Figura 2.

Estas características “litosféricas” que as rochas apresentam (DM e DE) são compatíveis com assimilação de materiais crustais pelo magma. Tal contaminação deu-se, possivelmente, de forma diferenciada nos DM, pois existem, dentro do conjunto dos DM, amostras com diferentes concentrações de elementos LILE, acompanhadas por diferentes concentrações iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Associados a esta interação crustal, os dados de eSr-eNd sugerem que estas rochas foram

derivadas de uma fonte mantélica relativamente enriquecida em isótopos de Sr em relação à “Terra Global”. Em geral, os DM e DE mostram padrões semelhantes aos E-MORB, possuindo, no entanto, valores para os elementos LILE e ETRL um pouco mais enriquecidos.

Assim, os dados geoquímicos e isotópicos sugerem que as rochas da Suíte Básica Apoteri derivaram-se de uma fonte mantélica enriquecida em Sr radiogênico e que foram contaminados por componentes crustais

durante a sua colocação na crosta continental em tempos Mesozóicos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsas de estudo, e à Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo auxílio financeiro (Processo nº 97/00640-5).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLÉGRE, C.J.; TREUIL, M.; MINSTER, J.F.; MINSTER, B.; ALBAREDE, F. (1977) Systematic use of trace elements in igneous processes. Part I: fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contr. Mineral. Petrol.*, **60**:57-75.
- AMARAL, G. (1974) Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212p.
- AMARAL, G.; RAMGRAB, G.E.; OLIVEIRA, I.W.B.; MANDETTA, P.; DAMIÃO, R.N. (1970) Determinações geocronológicas e considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na porção setentrional do Território de Roraima. *In: Congr. Bras. Geol.*, 24, Brasília. SBG, Anais, p.77-79.

- BASEI, M.A.S. (1975) Geocronologia do território federal de Roraima e parte norte do estado de Amazonas. *In: BRASIL. MME/DNPM/RADAM. Relatório Interno*, Belém, fev., 19p. il.
- BASEI, M.A.S. (1978) O vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica. *In: Congr. Bras. Geol.*, 30, Recife. SBG, Anais, **6**:2409-2422.
- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. (1975) Geocronologia do Território de Roraima. *In: Conferência Geológica Interguianas*, Belém, MME/DNPM. Anais, p.453-473.
- BASTOS LEAL, L.R.L. (1992) Geocronologia Rb-Sr e K-Ar, evolução isotópica e implicações tectônicas dos enxames de diques máficos de Uauá e Vale do rio Curaça, Bahia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 118p.
- BELLIENI, G. ; PICCIRILLO, E.M.; ZANETTIN, B. (1981) Classification and nomenclature of basalts. *Contribution n° 81*, IUGS, Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks, 19p.
- BELLIZZIA, C.M. (1972) Paleotectônica del escudo de Guyana. *In: Conferência Geológica Interguianas*, 9, Puerto Ordaz, Venezuela. Ministério das Minas e Hidrocarburos, p.251-305.
- BERRANGÉ, J.P. & DEARNLEY, R. (1975) The Apoteri volcanic Formation-Tholeiitic flows in the north Savanas Graben of Guyana and Brazil. *Geol. Rundschau*, **64**(3):883-899.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; CIVETTA, L.; DEMARCHI, G.; GIRARDI, V.A.V.; MAZZUCHELLI, M.; NEGRINI, L.; RIVALENTI, G.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; SINIGOI, S.; TEIXEIRA, W.; PICCIRILLO, E.M.; MOLESINI, M. (1993) Early Proterozoic dike swarms from Western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chem. Geol.*, **106**:263-277.
- BOYNTON, W.V. (1984) Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. *In: P. HENDERSON (Ed.) Rare earth elements geochemistry*. Ed. Elsevier, Amsterdam, p.63-114.
- BRANDON, A.D; HOOPER, P.R.; GOLES, G.G.; LAMBERT, R.S.J. (1993) Evaluating crustal contamination in continental basalts: the isotopic composition of the Picture Gorge Basalt of the Columbia River Basalt Group. *Contr. Mineral. Petrol.*, **114**:452-464.
- CARLSON, R.W. (1991) Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism. *Aust. J. Earth Sci.*, **38**:525-544.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. (1982) The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**:78-88.
- COSTA, J.B.S.; REIS NETO, J.; PINHEIRO, S. da S.; PESSOA, M.R. (1991) Organização litoestrutural do Proterozóico Médio do extremo norte do Estado de Roraima. *In: III Simp. Geol. Amazônia*, Belém, Pará, SBG, p.179-192.
- DECKART, K.; FÉRAUD, G.; BERTRAND, H. (1977) Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana/Surinam and Guinea: implications to the initial opening of the central Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**:205-220.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUD, P.; MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 - diagram and map of element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.
- ELLAM, R.M. & COX, K.G. (1989) A Proterozoic lithospheric source of the Karoo magmatism: evidence from the Nuanetsi picrites. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **105**:330-342.
- FAURE, G. (1986) Principles of isotope geology. 2nd ed. New York, John Wiley & Sons, 589p.
- FRANZINI, M.; LEONI, L.; SAITA, M. (1975) Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza-X, basata sulla correzione completa degli effetti di matrice. *Rend. Soc. It. Mine. Petrol.*, **31**:365-378.
- GIBBS, A.K. (1987) Contrasting styles of continental mafic intrusions in the Guiana Shield. *In: H.C.HALLS & W.F. FAHRIG (Eds.) Geological Association of Canada, Special Paper*, **34**:457-465.
- GILL, J. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlin Heidelberg New York, 390p.
- HALLS, H.C. (1982) The importance and potencial of mafic dyke swarms in studies of geodynamic process. *Geoscience Canada*, **9**(3):145-154.
- HALLS, H.C. & FAHRIG, W.F. (1987) Mafic dyke swarms. *Geological Association of Canada, Special Paper*, **34**:503p.
- HERGT, J.M.; PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J. (1991) The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti floods basalts. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **105**:134-148.

- JAQUES, A.L. & GREEN, D.H. (1980) Anhydrous melting of peridotite 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contr. Mineral. Petrol.*, **73**:287-310.
- JORON, J.L. & TREUIL, M. (1977) Utilization des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bulletin de la Société Géologique de France*. t. XIX, **6**:1197-1205.
- LEONI, L. & SAITA, M. (1976) X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rocks and mineral standards. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.*, **32**:497-510.
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964) Chemical composition of Hawaiian Lavas. *J. Petrol.*, **5**:82-133.
- MANDETTA, P. (1970) Datações geocronológicas de rochas do Território Federal de Roraima. Belém, DNPM, 1970.
- MARZOLI, A.; RENNE, R.R.; PICCIRILLO, E.M.; ERNESTO, M.; BELLINI, G.; DE MIN, A. (1999) Extensive 200 million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic province. *Science*, **284**:616-618.
- MCCULLOCH, M.T. & GAMBLE, J.A. (1991) Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **102**:358-374.
- MCHONE, J.G. (2000) Non plume magmatism and rifting during the opening of the Central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, **316**:287-296.
- MELO, A.F.F.; SANTOS, A.J. dos; CUNHA, M.T.P. da; CAMPOS, M.J.F.; D'ANTONA, R. de J.G. (1978) Projeto Molibdênio em Roraima. Relatório Final. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito, 6v. Manaus, AM.
- MENEZES LEAL, A.B. & GIRARDI, V.A.V. (1994) Magmatismo básico da porção nordeste do estado de Roraima: aspectos geológicos e petrográficos (aspectos preliminares). *In: Cong. Bras. Geol.*, 38, Balneário do Camboriú. Anais, **3**:79-81.
- MENEZES LEAL, A.B.; GIRARDI, V.A.V.; BASTOS LEAL, A.B. (1996) Magmatismo basáltico mesozóico do Escudo das Guianas, norte do Craton Amazônico (estado de Roraima): aspectos geoquímicos e geocronológicos. *In: Cong. Bras. Geol.*, 39, Salvador. Anais, **6**:170-172.
- MENZIES, M.A. & KYLE, P.R. (1990) Continental volcanism: a crust-mantle probe. *In: M.A. MENZIES (Ed) Continental mantle*. Oxford Science Publications. Clarendon Press, Oxford, p.157-177.
- MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUNANT, M.; ALBARED, F. (1985) Nd isotopes in french fanerozoic shales: external vs internal aspects of crustal evolution. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **49**(2):601-610.
- MONTALVÃO, R.M.C. de; MUNIZ, M. de B.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDEZ, P.E.C.A.; SILVA, C.G. da (1975) Geologia da Folha NA-20-Boa Vista; parte das folhas NA-21-Tumucumaque; NB-20-Roraima e NB-21. Projeto RadamBrasil, v. 8, Rio de Janeiro, RJ.
- PINHEIRO, S. da S.; REIS, N.J.; COSTI, H.T. (1990) Geologia da região de Caburai. Nordeste de Roraima. Texto Explicativo. Programa de Levantamentos Básicos do Brasil, Brasília, 91p.
- PRIEM, H.N.A.; HEBEDA, E.H.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H. (1968) Isotopic age determinations on Suriname rocks, Proterozoic and Permo-Triassic basalts magmatism in the Guiana Shield. *Geol. Mijnbouw*, **47**(1):17-20.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.; VERSCHURE, R.H. (1971) Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the nickerie metamorphic episode in the Precambrian basement of Suriname. *South America. Geol. Soc. America Bull.*, **82**(6):1667-1680.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.; VERSCHURE, R.H. (1973) Age of pre-cambrian Roraima Formation in Northeastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic in Surinam. *Geological Society of America Bulletin*, **84**(5):1677-1684.
- SANTOS, J.O.S. (1976) Subdivisão do Pré-cambriano da Amazônia, uma sugestão. CPRM/SUREG-AM, Manaus, AM.
- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. (1982) Algumas idades de rochas graníticas do cráton Amazônico. *In: Congr. Bras. Geol.*, 32, Salvador. SBG, Anais, **1**:339-348.

- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMAN, A. (1994) Idade U-Pb do magmatismo Uatumã no norte do Craton Amazônico, escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Balneário do Camboriú. SBG, Resumos Expandidos, 2:395-397.
- SNELLING, N.J. & McCONNELL, R.B. (1969) The geochronology of Guyana. *Geol. Mijnbouw*, 48(2): 201-213.
- STEIGER, R.H. & JÄEGUER, C. (1978) Subcomission on geochronology: convention of the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Contributions to the geologic time scale. Studies in Geology*, 6:67-72.
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In: A.D. SAUNDERS, & M.J. NORRY (Eds) Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 42:315-345.
- TEIXEIRA, W. (1978) Significação tectônica do magmatismo anorogênico básico e alcalino na região Amazônica. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 99p.
- TEIXEIRA, W. (1980) Significação tectônica do magmatismo anorogênico básico-alcalino de idade fanerozóica na região Amazônica. *In: Cong. Bras. Geol.*, 31, Balneário do Camboriú. SBG, Anais, 5:2760-2772.
- TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N.; OJIMA, S.K.; VIEIRA, A.G. (1985) Reconhecimento geocronológico da Guiana Francesa: novos dados, integração e implicações tectônicas. *In: Simp. de Geol. da Amazônia*, 2, Belém. 1:194-207.
- TEIXEIRA, W.; PECCHIO, M. TAME, N.R.; KAWASHITA, K. (1988) Geocronologia K/Ar do enxame de diques da parte meridional do Craton do São Francisco e implicações no contexto geotectônico. *In: Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém. SBG, Anais, 2870-2878.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1989) A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Prec. Res.*, 42:213-227.
- THOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U.G.; OBERDAN, M. (1974) Idades K-Ar de rochas basálticas da bacia Amazônica e sua significação tectônica regional. *In: Congr. Bras. Geol.*, 28, Porto Alegre. SBG, Anais, 6:273-278.
- THORPE, R.S. (1982) Andesites: orogenic andesites and related rocks. Wiley, New York, 724p.
- VIEIRA Jr, N. (1990a) Processos magmáticos: I-um algoritmo de identificação. *Pesquisas*, 17(1-2): 45-52.
- VIEIRA Jr, N. (1990b) Processos magmáticos: II-um algoritmo de quantificação. *Pesquisas*, 17(1-2): 53-61.