



GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS DIQUES PROTEROZÓICOS DA REGIÃO DE RIO MARIA, SUDESTE DO PARÁ

R.O. da Silva Junior ¹; R. Dall'Agnol ^{1,2}; E.P. Oliveira ³

¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides – GPPG/CG/UFPa, Caixa Postal 1611, CEP 66075-900, Belém, PA

²Departamento de Geoquímica e Petrologia – DGP/CG /UFPa, Caixa Postal 1611, CEP 66075-900, Belém, PA

³Instituto de Geociências – UNICAMP, CEP 13083-970, Campinas, SP

Recebido em 09/99; aprovado para publicação em 08/2000

ABSTRACT

Mafic, intermediate and felsic dykes intrude the Archean Rio Maria Granodiorite and, locally, the Paleoproterozoic Musa anorogenic granite, in the Rio Maria region, southeastern Pará State. They are mostly oriented NW-SE and E-W, and less often N-NE. These dykes may reach up to 30 meters in width and 1,500 to 3,000 meters in length. They can be divided into five groups, namely, diabases, andesites, dacites 1, dacites 2 and rhyolites. Geochronological data demonstrate that these dykes were formed at the end of the Paleoproterozoic and are approximately synchronous of the anorogenic granitic magmatism that occurs in the Eastern Amazonian region. Most of the dyke samples display a tholeiitic trend on Total Alkali-Silica and AFM diagrams and the diabases have low Ti contents. Compositional gaps were observed among the different dyke groups, suggesting that they are not comagmatic. Major- and rare-earth element data suggest that fractionation of plagioclase + olivine may explain the chemical variation observed among the diabase dykes, whereas amphibole fractionation is required to account for similar variations among andesites and dacites 1. However, diabases and andesites cannot be linked to each other by simple fractional crystallization from a common parental magma.

RESUMO

Na região de Rio Maria, SE do Pará, diques básicos, intermediários e ácidos, intrusivos no Granodiorito Rio Maria, de idade arqueana, e, localmente, no granito paleoproterozóico anorogênico Musa, dispõem-se, principalmente, segundo as direções NW-SE e E-W e, subordinadamente, N-NE. A largura máxima desses corpos é de 30 m e podem alcançar extensão aflorante de 1.500 a 3.000 m. Com base na petrografia e composição química, distinguem-se cinco grupos: diabásios, andesitos, dacitos 1, dacitos 2 e riolitos. Dados geocronológicos demonstram que estes diques formaram-se no final do Paleoproterozóico, sendo aproximadamente sincrônicos do magmatismo granítico anorogênico, que ocorre na Amazônia Oriental. A maioria das amostras exibe assinatura geoquímica tholeítica nos diagramas AFM e TAS e os diabásios possuem baixos conteúdos de Ti. Lacunas composicionais foram observadas entre os diversos grupos de diques, sugerindo que eles não sejam comagmáticos. Dados geoquímicos de elementos maiores e dos elementos Terras Raras sugerem que o fracionamento de olivina e plagioclásio pode explicar as variações químicas observadas entre os diques de diabásio, enquanto o fracionamento de anfíbólio foi fundamental na evolução magmática dos andesitos para os dacitos 1. Todavia, os diabásios e andesitos não se relacionam entre si por simples processos de cristalização fracionada e não devem ter sido derivados a partir de um magma progenitor comum.

INTRODUÇÃO

O terreno granito-greenstone (TGG), de idade arqueana, da região de Rio Maria, é cortado por granitos anorogênicos do Paleoproterozóico e por diques que intrudem não só as rochas arqueanas, mas também os granitos mencionados (Fig. 1)

A ocorrência de corpos hipabissais na região de Rio Maria foi reportada em vários trabalhos (Gastal, 1987; Gastal *et al.*, 1987; Medeiros 1987; Souza *et al.*, 1990, 1992; Souza, 1994; Leite, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 1997a). Porém, não se dispunha, até recentemente, de estudos petrográficos e geoquímicos integrados sobre o conjunto desses diques, embora sejam expressivas as contribuições de Gastal (1987, 1988) e Medeiros (1987), respectivamente, sobre os diques ácidos e intermediários. Silva Jr. (1996) e Silva Jr. *et al.* (1996) apresentaram uma discussão mais aprofundada sobre tais aspectos, no que tange aos diques de Rio Maria. Rivalenti *et al.* (1998), por outro lado, desenvolveram um estudo geoquímico detalhado sobre os diques da Província Mineral de Carajás, incluindo aqueles de Rio Maria. Os últimos autores agruparam os diques estudados segundo critérios geográficos (situados a N ou a S na região de Carajás), de orientação (NE, NW ou NS), em termos de sua classificação petrográfica com base no diagrama TAS (basaltos, andesitos e félsicos, abrangendo dacitos 2 e riolitos) e, finalmente, no caso apenas dos diabásios, em função de sua afinidade geoquímica (basaltos com alto e baixo Ti). Dall'Agnol *et al.* (1997b) apresentaram um estudo minucioso dos minerais óxidos de Fe e Ti dos diques dacíticos e riolíticos

de Rio Maria, concluindo que os mesmos são ricos em magnetita, formados em condições relativamente oxidantes (um pouco acima do tampão NNO) e a temperaturas entre 1.065° e 775°C. Dados isotópicos de Nd dessas mesmas rochas, bem como dos granitos anorogênicos Jamon e Musa (Dall'Agnol *et al.*, 1999a), com os quais eles se associam, demonstraram que os diques félsicos e os granitos mencionados são contemporâneos e derivados de fontes similares, mas não são formados a partir de um único magma.

Neste trabalho, é apresentada uma síntese da dissertação de Mestrado do primeiro autor (Silva Jr., 1996), que teve como objetivos principais mapear os diques da região de Rio Maria, estabelecer as suas relações de contato com as encaixantes, caracterizar a composição petrográfica e geoquímica dos diferentes tipos individualizados e discutir sua evolução, com base nos dados obtidos e naqueles disponíveis na literatura.

O estudo dos diques da região de Rio Maria é importante porque, além de auxiliar na compreensão da evolução magmática e tectônica dessa região, durante o Proterozóico, permitirá uma melhor visualização das possíveis relações entre os magmas formadores dos diques e aqueles responsáveis pela geração dos granitos anorogênicos com afinidades rapakivíticas (Dall'Agnol *et al.*, 1999b). Em diversas regiões do globo, tal como no Escudo da Fennoscândia (Rämö & Haapala, 1995; Andersson, 1997) e na América do Norte (Emslie & Hegner, 1993), está demonstrada a presença nas séries rapakivíticas proterozóicas de manifestações magmáticas máficas e félsicas contemporâneas, porém não

comagmáticas. Cabe avaliar se o quadro na região de Rio Maria é similar ou distinto deste.

FEIÇÕES GEOLÓGICAS DOS DIQUES DE RIO MARIA

Além do mapeamento e amostragem sistemáticos dos principais diques da região de Rio Maria, foram realizados diversos perfis longitudinais e transversais à direção dos principais diques. Com base nisso e nos estudos petrográficos, foi possível separá-los em três grandes grupos: diques básicos, intermediários e ácidos. A totalidade dos diques básicos e intermediários e a maior parte dos diques ácidos têm o Granodiorito Rio Maria (GDrm) como encaixante (Fig.1). Entretanto, alguns diques ácidos de composição dacítica seccionam a porção NE do Granito Musa (Gastal, 1987).

Diques Básicos

As melhores exposições dessas rochas ocorrem ao longo da PA-150 e nas estradas da Fazenda Rio Maria e do Babaçu (Fig. 1). Destacam-se na morfologia como pequenas cristas descontínuas, com topos suavemente arredondados, formadas por blocos soltos, cuja extensão aflorante varia de 500 a 1.200 m; a largura é variável desde 10 até, no máximo, 12 m. Foram colocados, preferencialmente, segundo a direção N40-45°W. Por vezes, esses blocos exibem esfoliação esferoidal. As relações de contato com sua encaixante (GDrm) são sempre abruptas.

Localmente, diques centimétricos de diabásio, de granulação fina, cortam o corpo principal de diabásio com granula-

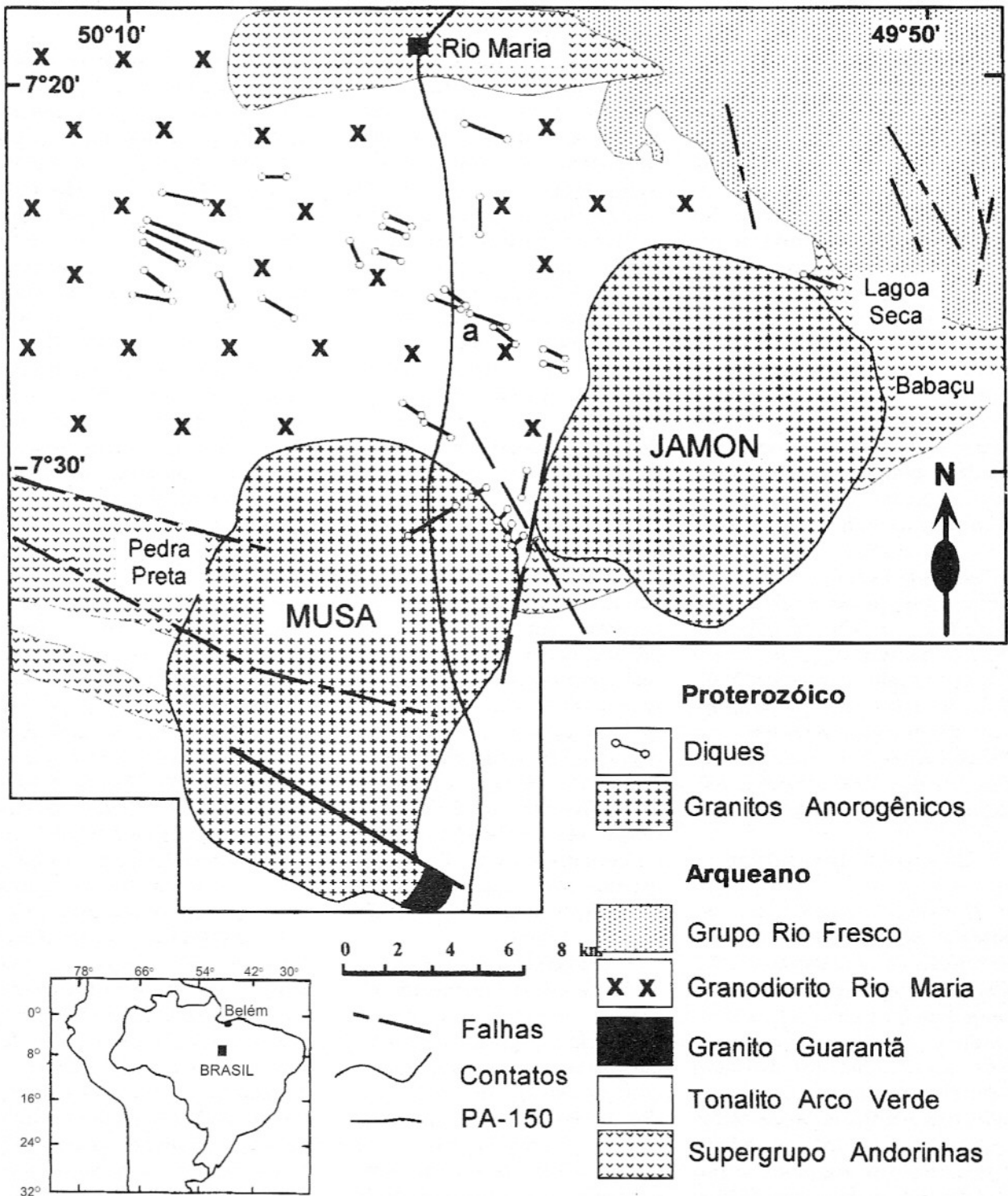


Figura 1 – Mapa geológico da região de Rio Maria e localização da área de ocorrência dos diques. (Segundo Medeiros, 1987; Gastal, 1987; Gastal *et al.*, 1987; Huhn *et al.*, 1988; Souza *et al.*, 1990; Souza, 1994; figura extraída de Dall’Agnol *et al.*, 1999a, com modificações). A letra a indica a localização do dique básico mencionado no texto.

ção média. Ao longo do contato, observam-se bordas de resfriamento milimétricas e contínuas. Enclaves angulosos quartzo-feldspáticos, mostrando pouca interação com o magma formador dos diques, foram observados nas bordas dos diques maiores. Tais feições indicam um contraste de viscosidade acentuado entre o líquido gerador dos diques e a sua encaixante.

Na estrada ligando a rodovia PA-150 com a localidade de Babaçu, aflora um dique básico expressivo, que possui associado blocos métricos de granitóide rosado, interpretado como sendo parte do Granodiorito Rio Maria, afetado pelos efeitos térmicos do dique (Dall'Agnol *et al.*, 1997a). Esse dique mostra uma orientação próxima de N70°W, ligeiramente distinta daquela de um grande dique andesítico NW-SE, ocorrente nas proximidades. Esses dois diques cruzam-se ao longo da estrada do Babaçu, mas a sua intersecção não é visível em afloramento.

Diques Intermediários

São representados por andesitos e dacitos com ampla distribuição na área estudada. Os dacitos 1 apresentam notável semelhança petrográfica com os andesitos e ocorrem, por vezes, associados aos últimos, num mesmo dique. Por essa razão, tais dacitos serão descritos conjuntamente com os andesitos e serão designados como dacitos 1 para distinguí-los dos demais dacitos (tipo 2), os quais associam-se, espacial e geneticamente, com os granitos anorogênicos e não têm vinculação comprovada com os andesitos.

Estão colocados segundo a direção NW-SE, formando corpos mais extensos e mais lar-

gos comparativamente aos dos outros litotipos. Os diques maiores (1 a 3 km de comprimento) apresentam largura variável de 10 a 30 m. Mostram diminuição na granulação, no sentido centro-borda, além da presença em maior número de amígdalas preenchidas por quartzo e epidoto próximo às bordas. Enclaves quartzo-feldspáticos (com cerca de 15 cm de comprimento), interpretados como sendo xenólitos de granitóides encaixantes (GDrm), provavelmente arrancados quando da colocação do dique, também foram observados.

A principal unidade encaixante dos diques é o Granodiorito Rio Maria, que normalmente exibe coloração esverdeada, resultante da forte saussuritização do plagioclásio. Porém, no contato com os diques, pode haver a formação de auréola termal (largura máxima de 3 m), resultante da colocação do dique numa encaixante fria, onde o granitóide assume cor rósea. Auréola semelhante, com largura aproximada de 1.000 m, é observada, também, nas zonas de contato entre o GDrm e os granitos Musa e Jamon (Medeiros, 1987; Magalhães, 1991; Soares, 1996).

As feições estruturais encontradas são, basicamente, fraturamentos, conjugados ou não, com tendência a disposição ortogonal entre si, sem guardar paralelismo com as orientações principais dos diques mais possantes. Segundo Corrêa Gomes *et al.* (1989), no estágio em que o corpo tende a agir como um sólido, as feições relacionadas à sua colocação são as fraturas dilatocontracionais (de resfriamento), as quais, via de regra, obedecem um controle imposto pela geometria do conduto, sendo paralelas ou ortogonais a alguma das três dimensões deste.

Diques ácidos

São representados pelos dacitos 2 e riolitos, cuja ocorrência é restrita na área estudada. O dique principal de dacito 2 é formado por duas pequenas serras alinhadas segundo a direção N50°E (Fig. 1), situadas na porção NE do maciço Musa (Gastal, 1987). A serra principal, seccionada pela PA-150, com extensão aflorante de 500 m e largura variável de 15 a 20 m, é muito homogênea litologicamente. A outra, no entanto, apresenta variação composicional, tendo sido identificadas rochas de coloração castanha escura a preta, sem mostrar uma relação de contato bem definida, pois, de modo geral, ocorrem como pequenos blocos soltos de dimensões centimétricas. Neste dique, ocorrem enclaves milimétricos de anfibólio-biotita-monzogranito (Gastal, 1987). Foram observados, nos diques, fraturamentos conjugados, cujas direções preferenciais são N30°W, N-S e aproximadamente E-W. Estes fraturamentos são relacionados ao contraste térmico entre o dique, colocado a uma temperatura elevada, e a sua encaixante fria.

Os diques de riolito estudados ocorrem somente em dois pontos isolados. São formados por blocos soltos, sem apresentar uma relação bem definida com sua encaixante (GDrm). Entretanto, em áreas próximas, diques riolíticos similares seccionam, claramente, os granitóides e *greenstone belts* arqueanos (Medeiros, 1987; Souza *et al.*, 1990; Souza, 1994; Leite, 1995).

PETROGRAFIA

Embora tenham sido realizadas análises modais (Tabela 1), a divisão em grupos baseou-se,

principalmente, na classificação química (cf. Geoquímica). Esse procedimento justifica-se por tratar-se de rochas de granulação fina a muito fina, por vezes granofíricas, cujos constituintes mineralógicos, na matriz, nem sempre são de fácil identificação. Em razão disso, a classificação final – coerente na quase totalidade dos casos com a classificação modal – baseou-se no diagrama TAS, como recomendada a IUGS (Le Maitre, 1984). Os diques básicos, sendo rochas hipabissais, foram designados como diabásios. Os termos andesito e dacito 1 (SiO_2 geralmente $< 65\%$ em peso) foram adotados para os diques intermediários. Já os diques ácidos foram subdivididos em dois grupos: dacitos 2 ($\text{SiO}_2 > 65\%$ em peso) e riolitos.

Diabásios (Db)

Em geral, as amostras do centro dos diques básicos são faneríticas, mesocráticas, de cor cinza escuro, com textura subofítica ou, localmente, granular. Já as amostras das bordas chegam a ser afaníticas e negras, com textura intergranular ou microporfirítica, com matriz pilotaxítica.

Em geral, os diabásios são constituídos predominantemente por plagioclásio e clinopiroxênio, apresentando, por vezes, textura em ramos compostos (*branching composite*, cf. Mackenzie et al., 1982). A amostra RJ-18B, um augita-diabásio, diverge em sua composição modal das demais, pois contém proporções muito elevadas de augita e minerais opacos (Tabela 1) e ocorre associada com andesitos. Os diabásios foram denominados, com base nos seus constituintes modais, olivina-diabásios e anfibólio-diabásios (Tabela 1).

Em todos esses litotipos, o plagioclásio é labradorítico (An72-55; análises em microsonda eletrônica), com zoneamento oscilatório marcante e mostra-se parcialmente transformado para sericita-muscovita, epidoto e carbonatos. A olivina forma grãos xenomórficos, ora bem preservados, ora transformados em talco e/ou serpentina. Os clinopiroxênios são subautomorfos a xenomorfos, sendo representados por pigeonita e, subordinadamente, augita. A pigeonita frequentemente é bordada por uma coroa de augita e acha-se, localmente, substituída por biotita. A augita mostra transformação para uralita e clorita.

Nos anfibólio-diabásios, o plagioclásio ocorre entremeado a tremolita-actinolita, que engloba restos de augita. Nessas rochas, observa-se a presença esporádica de hiperstênio. O anfibólio é uma fase tardi a pós-magmática, não havendo recristalização da matriz ou outras evidências texturais que sugiram metamorfismo.

Andesitos e Dacitos 1 (And e Dac1)

Os andesitos distinguem-se dos dacitos 1 por apresentarem menores proporções modais de quartzo e de intercrescimentos granofíricos e mais elevadas de minerais ferromagnesianos, com destaque para clinopiroxênio e opacos (Tabela 1). Características comuns aos dois grupos são: (1) desenvolvimento de matriz granofírica; (2) ocorrência de clinopiroxênio; (3) presença constante de agregados microcristalinos de quartzo + anfibólio + restos de clinopiroxênio + opacos nas proximidades das bordas de resfriamento.

Os andesitos das porções centrais dos corpos são, em ge-

ral, faneríticos, com granulação média a fina e textura granular a subofítica, sendo formados por plagioclásio subautomorfo, entremeado a clinopiroxênio, minerais opacos e anfibólio, imersos em matriz rica em intercrescimentos granofíricos. Algumas amostras são porfiríticas, contendo fenocristais de plagioclásio. Nas bordas dos diques, a textura costuma ser microgranular com arranjo pilotaxítico.

O plagioclásio (An59-44) é subautomorfo a automorfo e apresenta acentuada saussuritização. Em certas amostras, apresenta texturas em peneira, indicando seu desequilíbrio durante a evolução da rocha (cf. descrição mais detalhada em Silva Jr., 1996). Tais plagioclásios possuem composições mais cálcicas (An70-67), coincidentes com aquelas dos plagioclásios dos diabásios, correspondendo, muito provavelmente, a xenocristais englobados pelo magma andesítico e parcialmente reabsorvidos. Os cristais de augita são subautomorfos e apresentam coroas de anfibólio, além de cloritização e uralitização nas bordas. A hornblenda é xenomórfica e mostra transformação para tremolita-actinolita + epidoto e, subordinadamente, clorita e biotita. O quartzo forma grãos xenomórficos finos e corroídos ou intercrescimentos granofíricos com o feldspato alcalino. Os minerais opacos ocorrem como cristais esqueléticos, raramente subautomorfos, com coroas de titanita.

A amostra RJ-18A apresenta conteúdos modais mais elevados de anfibólios e opacos que as demais, porém sua composição química é andesítica e muito similar às das demais deste grupo (Tabela 2). Isso in-

Tabela 1 – Composições modais dos diques da região de Rio Maria

Litologias	Diabásios (Db)*					Andesitos (And)*					Dacitos 1*	Dacitos 2 (Dac2)*			Riolitos*
	OIDb		AnfDb		AugDb	RJ 11C	RJ 26D	RJ 23I	RJ 28C	RJ 18A		RJ 05A	RJ 30	RJ 44B	
Amostras	RJ 16	RJ 35A	RJ 42A	RJ 29A	RJ 18B										
Plagioclásio	55,9	56,8	57,2	40,9	39,4	50,8	40,2	37,5	47,4	38,5	27,8	9,2	22,0	15,5	11,4
Matriz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	83,3	69,2	73,3	77,7
(Fk + Qz) ²	—	—	0,1	—	—	10,5	21,2	24,0	24,2	15,9	39,9	—	—	—	—
Quartzo	0,1	0,6	0,1	0,1	—	5,7	5,1	4,2	3,4	8,0	10,2	1,7	2,0	3,2	6,5
Piroxênio	30,2	23,4	4,9	6,2	43,1	8,9	11,4	10,2	8,8	0,2	0,2	0,2	1,6	2,1	—
Anfibólio	1,9	3,2	31,8	48,7	—	8,7	1,8	5,6	1,7	21,4	12,6	3,6	2,0	3,6	—
Olivina	4,0	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Opacos	2,0	3,5	3,4	1,6	12,9	6,6	9,4	9,0	6,6	11,9	5,3	0,8	2,2	1,1	1,0
Biotita	2,4	1,9	0,8	0,1	0,6	6,4	0,1	—	—	3,2	—	—	0,5	—	—
Clorita	2,2	6,8	1,6	1,9	3,8	1,8	7,6	5,1	5,0	0,6	—	—	—	0,3	1,5
Apatita	—	0,2	—	—	—	0,2	2,2	2,1	0,1	0,1	0,6	—	0,3	0,1	< 1,0
Titanita	—	—	—	—	—	—	0,4	0,5	0,7	—	—	0,2	—	—	< 1,0
Epidoto	—	—	—	0,3	—	0,1	0,2	1,8	2,1	0,2	3,3	0,1	0,5	—	< 1,0
Carbonatos	1,0	0,6	0,1	0,1	—	0,3	0,4	—	—	—	—	0,5	—	—	1,2
Félsicos	56,0	57,4	57,4	41,0	39,4	67,0	66,5	65,7	75,0	62,4	78,0	10,9 ¹	24,0 ¹	18,7 ¹	17,9 ¹
Máficos (M)	44,0	42,6	42,6	59,0	60,4	33,0	33,5	34,3	25,0	37,6	22,0	5,4 ¹	7,1 ¹	7,2 ¹	3,7 ¹
Núm. Pontos	1.200	2.000	2.000	2.000	1500	1.000	1.500	1.000	800	1.500	1.000	800	800	800	1.200

* Classificação petrográfica com base no diagrama TAS (Le Maitre, 1984, cf. Fig. 2)

¹ Excluída a matriz

² Intercrescimentos granofíricos

OIDb: Olivina-Diabásio

AnfDb: Anfibólio-Diabásio

AugDb: Augita-Diabásio

dica que o processo de transformação que levou à formação do anfibólito não envolveu trocas químicas significativas. O conteúdo de opacos da referida amostra é muito similar ao da amostra RJ-18B (Tabela 1), do mesmo dique e sem transformação expressiva, indicando ser essa uma feição primária.

Os dacitos 1 exibem textura porfirítica, localmente glomeroporfirítica, com fenocristais de plagioclásio envoltos por matriz microgranular muito rica em intercrescimentos granofíricos. Os tipos porfiríticos apresentam fenocristais orientados de plagioclásio em matriz pilotaxítica. O quartzo e minerais opacos são similares aos presentes nos andesitos. A hornblenda é mais abundante do que o clinopiroxênio e acha-se transformada para tremolita, clorita e uralita. O epidoto também é uma fase secundária importante.

Dacitos 2 (Dac2)

Os dacitos 2 são porfiríticos, com fenocristais de plagioclásio e raro quartzo, além de agregados glomeroporfiríticos de anfibólito ± clinopiroxênio, opacos e apatita, imersos em matriz granofírica, localmente esferulítica. Em certas amostras, estão presentes raras amígdalas (2 a 3 cm), preenchidas por agregados microcristalinos quartzo-feldspáticos. Os fenocristais de plagioclásio (An38-40) exibem granulação média a grossa e são subautomorfos a automorfos. Em alguns cristais, notam-se feições de corrosão. Os cristais de quartzo apresentam-se ora automorfos, ora subautomorfos a xenomorfos, sendo freqüentes as baías de corrosão. Também ocorrem agregados microcristalinos de quartzo, com forma amendoada

(ocelos), feição essa sugestiva de mistura de magmas (Hibbard, 1981; Salonsaari, 1995). O clinopiroxênio apresenta-se subautomorfo e com transformação para anfibólito e biotita. Quando as transformações são mais intensas, resultam simplectitos de anfibólito e quartzo. Anfibólito, biotita e opacos ocorrem em grãos xenomórficos. A matriz é microcristalina, com texturas esferulíticas e granofíricas, por vezes entremeadas a agregados microcristalinos de quartzo. É composta de plagioclásio, opacos, quartzo e, em proporções menores, biotita, titanita, alanita, carbonatos e clorita.

Riolitos (RI)

Exibem coloração rosada e apresentam textura porfirítica, localmente glomeroporfirítica, formada por fenocristais de plagioclásio e quartzo, em matriz felsítica microcristalina, com tendência granofírica. Ocorrem, também, agregados constituídos por minerais opacos, biotita e clorita, com dimensões inferiores às dos fenocristais. Os fenocristais de plagioclásio (xenomórficos, raramente automorfos) exibem intensa saussuritização. Os fenocristais de quartzo ocorrem isoladamente e apresentam-se em seções circulares ou subarredondadas. A matriz microcristalina é formada por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, biotita, epidoto e raros opacos.

GEOCRONOLOGIA

As primeiras datações geocronológicas de rochas hipabisais na região de Rio Maria devem-se a Gastal *et al.* (1987), que dataram diques de dacitos 2 e riolitos, obtendo a idade de

1.707 ± 17 Ma (isócrona Rb-Sr, RT). Alguns diques riolíticos, aflorantes a N de Rio Maria, foram datados por Souza *et al.* (1992), fornecendo idade de 1.579 ± 73 Ma (Rb-Sr, RT). Essas idades coincidem, dentro do erro analítico, com aquelas obtidas pelo mesmo método para os granitos anorogênicos da Amazônia Oriental (Dall'Agnol *et al.*, 1997a). Sabe-se, no entanto, que as idades Rb-Sr obtidas nos granitos não coincidem com as idades de 1,88 Ga fornecidas pelos métodos U-Pb e Pb-Pb em zircões (Macambira & Lafon, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 1999a).

Para este estudo, foram feitas quatro datações K-Ar de diques, no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Os resultados obtidos foram: (1) 700 ± 8 Ma em dacito 1 (RT); (2) 883 ± 10 Ma em andesito (plagioclásio); (3) 1.099 ± 39 Ma em diabásio com olivina (plagioclásio); (4) 1.802 ± 22 Ma em anfibólito-diabásio (concentrado máfico). Tais dados geocronológicos permitem situar os diques da região de Rio Maria no Proterozóico e sugerem que, pelo menos parte desses diques, seja contemporânea do magmatismo granítico anorogênico.

A hipótese de contemporaneidade entre os diques e esse magmatismo granítico foi, no entanto, muito reforçada pela idade obtida nos diques andesíticos (1.874 ± 110 Ma; isócrona Rb-Sr, RT; Rivalenti *et al.*, 1998), bem como pelas evidências isotópicas de que os diques de dacitos 2 e riolitos são geoquímica e isotopicamente similares aos granitos Jamon e Musa (Dall'Agnol *et al.*, 1999a). Além disso, diques félsicos e granitos alinham-se segundo uma isócrona Sm-Nd, que define uma idade de 1.889

± 110 Ma (Rämö & Dall'Agnol, comun. pessoal), coincidente com as idades U-Pb e Pb-Pb em zircão, obtidas para o magmatismo anorogênico.

Conclui-se que os processos tectônicos e magmáticos geradores do magmatismo anorogênico, ativos no final do Paleoproterozóico, devem ter sido responsáveis pela geração, senão da totalidade, de, pelo menos, grande parte dos diques que ocorrem nessa região. Sendo assim, as idades desses diques devem aproximar-se das idades de cerca de 1,88 Ga, obtidas para os granitos Musa (U/Pb em zircões, Machado *et al.*, 1991), Jamon (Pb-Pb em zircão, Dall'Agnol *et al.*, 1999a) e Rendeção (Pb/Pb em RT, Barbosa *et al.*, 1994).

GEOQUÍMICA

Foram realizadas 27 análises químicas de elementos maiores, menores e traço em rocha total, no laboratório GEOLAB da GEOSOL (fluorescência de raios X), e do Centro de Geociências da UFPA (Cu, Zn, Ni, Co e Cr; absorção atômica), divididas como segue: 8 amostras de diabásios, 10 amostras de andesitos, 4 amostras de dacitos 1, 3 amostras de dacitos 2 e 2 amostras de riolitos (Tabela 2). Adicionalmente, foram analisados os elementos do grupo das Terras Raras (GEOLAB; ICP), em 12 amostras representativas de cada um dos grupos acima (Tabela 3).

As amostras analisadas foram selecionadas de modo a evitar aquelas com presença de amígdalas ou com carbonatização ou epidotização intensas, que pudessem favorecer a remobilização de elementos. A coerência dos dados geoquímicos, obtidos para os vários grupos

de diques, demonstra a consistência da escolha feita.

Por tratar-se de rochas hipabissais, cujas texturas, em muitos casos, não permitiram a determinação das composições modais, as amostras dos diques de Rio Maria foram plotadas no diagrama Total de Alcalis-Sílica (TAS, Fig. 2), buscando classificá-las conforme as recomendações da comissão da IUGS para rochas vulcânicas (Le Maitre, 1984). Seguiu-se a sugestão de Streckeisen (1978) ao designar as rochas básicas dos diques como diabásios. Optou-se pela designação de andesito para as rochas intermediárias e de dacitos 1 para as rochas petrograficamente afins aos andesitos. Isso visa realçar suas analogias com os mesmos e distinguí-los dos dacitos 2 que, embora no diagrama TAS incidam no mesmo campo que os dacitos 1, deles divergem em associação, petrografia e certos aspectos geoquímicos. As amostras situam-se todas no campo tholeítico, conforme definido por MacDonald (1968) e modificado por Irvine & Baragar (1971), observando-se expressivas lacunas composicionais, principalmente entre os diabásios e andesitos e destes para os dacitos 1.

No diagrama AFM (Fig. 3), constata-se que as amostras analisadas seguem uma tendência tholeítica clássica. Isso não implica, necessariamente, que todos os diques em estudo tenham uma história evolutiva comum, vinculada por processo de cristalização fracionada. Nota-se, ainda, nesse diagrama, uma separação muito acentuada entre o diabásio RJ-18B e as demais amostras deste grupo.

Na amostra RJ-18B, os teores de TiO_2 , FeO_t , MnO , P_2O_5 , e, menos acentuadamente, CaO , são bem maiores, enquanto os

de Al_2O_3 , MgO e Na_2O são menores quando comparados aos teores médios dos demais diabásios (Tabela 2). Essas variações refletem a composição modal particular da amostra RJ-18B [clinopiroxênio (43,1 %), minerais opacos (12,9 %) e plagioclásio (39,4 %); (Tabela 1)]

Na Figura 4, constata-se que as razões entre os elementos traço incompatíveis (K/Rb, Ba/Sr e Nb/Y) e compatíveis (Cr/Ni), plotadas contra o $\text{mg}_\#$ ($\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}_t$ em porcentagem em peso) variam, significativamente e de modo descontínuo, de um grupo para outro, principalmente entre diabásios e andesitos, demonstrando não ser possível explicar tais variações por um processo de cristalização fracionada único com passagens graduais entre os vários grupos de diques. Além disso, os teores médios mais elevados de TiO_2 , FeO_t , MgO , CaO e P_2O_5 , e mais baixos de Na_2O e K_2O , refletem, respectivamente, o decréscimo dos óxidos ligados à composição dos minerais ferromagnesianos e o aumento daqueles ligados à composição dos minerais félsicos, no sentido dos andesitos para os dacitos 1 (Tabelas 1 e 2).

Os dacitos 2, a não ser pelo fato de serem um pouco mais enriquecidos em SiO_2 e empobrecidos em Al_2O_3 , não divergem muito significativamente dos dacitos 1 em termos químicos, principalmente quanto ao teor de elementos maiores (Tabela 2). Os riolitos apresentam os teores mais elevados de SiO_2 e K_2O , equivalentes aos dos andesitos e dacitos 1 em termos de Na_2O , e menores para os demais óxidos.

O $\text{mg}_\#$ (28,09 %) da amostra RJ-18B, intermediário entre os dos diabásios e andesitos, reforça a hipótese dessa amostra não ter vinculação genética com os

Tabela 2 – Composições químicas e normas (C.I.P.W.) dos diques da região de Rio Maria

Grupos	Diabásios (Db)								Andesitos (And)								Dacitos 1 (Dac1)				Dacitos 2 (Dac2)			Riolitos (RI)			
	AnfDb	CpxDb	OIdb	OIdb	AnfDb	OIdb	AnfDb	AugDb																			
Varied.	RJ29A	RJ33C	RJ16	RJ35A	RJ42A	RJ35C	RJ42C	RJ18B	RJ11C	RJ28E	RJ23I	RJ26D	RJ28C	RJ18A	RJ24DR	RJ26H1	RJ23F	RJ24G	RJ11A	RJ36A	RJ05E	RJ05A	RJ44B	RJ40B	RJ30	CMR3	RJ37
Amost.																											
SiO ₂	48,40	49,90	51,10	49,90	50,20	50,40	50,80	49,60	55,80	56,40	56,50	56,40	56,70	57,50	58,00	57,50	57,70	57,40	63,70	62,90	66,90	64,30	67,10	67,90	65,80	72,20	74,00
TiO ₂	0,28	0,47	0,53	0,61	0,59	0,57	0,53	2,80	1,30	1,70	1,60	1,70	1,60	1,60	1,90	1,80	1,80	1,80	0,72	1,20	0,84	1,00	1,00	1,10	1,00	0,49	0,33
Al ₂ O ₃	17,80	15,80	16,90	17,30	16,90	16,70	16,80	12,60	14,80	14,00	13,80	13,80	13,90	13,70	13,10	13,40	13,20	13,40	15,20	13,50	13,20	13,70	13,40	12,50	12,70	13,50	12,40
Fe ₂ O ₃	3,30	2,50	2,20	4,90	5,20	3,90	3,60	6,10	6,00	6,00	5,40	5,80	6,20	4,70	5,50	6,60	6,30	7,40	3,00	4,40	2,90	4,70	3,20	3,50	4,30	1,50	1,70
FeO	5,50	7,40	8,00	5,90	5,60	6,60	6,60	9,10	5,00	5,10	6,30	6,00	5,70	7,00	6,30	5,60	5,90	5,00	2,50	3,80	3,80	3,20	3,50	3,10	4,20	2,00	1,50
MnO	0,12	0,15	0,16	0,14	0,14	0,15	0,14	0,23	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,14	0,13	0,08	0,10	0,13	0,11	0,10	0,10	0,11	0,04	0,05
MgO	9,70	8,20	7,20	7,40	7,30	7,10	6,90	5,70	3,20	2,40	2,50	2,50	2,50	2,10	2,00	1,90	1,90	1,80	2,10	1,40	0,89	0,99	1,00	0,96	1,00	0,54	0,12
CaO	8,80	8,80	8,60	8,50	8,50	8,60	8,60	9,40	6,20	4,90	5,50	5,30	4,90	4,70	4,90	4,80	5,20	5,00	3,70	3,50	2,40	3,40	3,10	2,60	3,10	1,60	0,44
Na ₂ O	2,40	2,00	2,40	2,50	2,60	3,00	2,40	2,00	3,10	3,20	3,10	3,20	3,00	3,30	3,10	2,90	3,10	3,00	3,30	3,40	3,40	3,40	3,30	3,30	2,80	3,00	3,20
K ₂ O	0,41	1,20	0,75	0,70	0,69	0,75	0,91	0,88	1,80	2,30	2,20	2,10	2,40	2,50	2,50	2,50	2,40	3,60	3,20	3,40	3,10	2,80	2,90	3,40	3,70	4,90	
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,11	0,13	0,14	0,13	0,11	0,29	0,42	0,58	0,54	0,54	0,56	0,43	0,65	0,56	0,69	0,67	0,24	0,52	0,29	0,43	0,35	0,39	0,28	0,18	0,06
PF	2,33	2,66	1,20	1,17	1,38	1,36	1,70	0,20	1,40	1,49	1,49	1,62	1,56	1,46	1,02	1,17	0,47	1,15	1,31	1,30	1,19	1,10	0,51	0,91	0,53	0,79	0,96
Total	99,10	99,15	99,15	99,15	99,24	99,26	99,09	98,90	99,15	98,20	99,07	99,09	99,15	99,11	99,10	98,86	98,90	99,15	99,45	99,22	99,34	99,43	99,36	99,26	99,22	99,54	99,66
mg#	53,48	46,00	41,96	41,90	41,65	41,35	41,31	28,18	23,63	18,69	18,37	18,30	18,22	15,81	15,16	14,21	14,17	13,45	28,89	15,36	12,24	11,82	13,61	13,38	11,08	13,94	3,83
Cr	314	405	161	234	242	300	249	103	57	39	36	38	26	<10	12	12	12	34	68	18	<10	30	29	27	21	18	12
Ni	350	307	268	270	282	277	286	177	140	172	145	150	156	129	139	119	120	23	125	131	87	120	104	132	151	125	119
Co	117	139,3	180,1	80,6	93,4	142,3	133,6	187,4	174,8	95,7	125,6	69,2	106,4	99,8	133,5	62,7	146,3	0	94,3	0	75,8	95,4	61,5	0	69,1	50	0
Cu	37,5	55,5	57	50,2	50,2	61,2	60,7	161,5	30,3	34,1	30,9	28,8	28,5	23,3	25	29,9	23,7	0	27,5	0	0	19	0	0	16,3	0	0
Zn	117,6	104,2	121	119,3	118,2	124,8	230,5	150	153,4	160,7	161,2	145,7	141,5	161,5	160,2	179	146,5	0	92,3	115	147,5	133,7	111,2	142,5	142,8	45,1	179,9
Rb	18	119	31	27	26	38	54	27	39	59	51	48	58	73	53	55	51	47	130	110	106	83	85	100	72	133	185
Ba	217	225	340	340	323	351	308	239	1013	1440	1347	1328	1423	1302	1453	1439	1397	1448	1368	1379	1911	1479	1210	1262	1971	1232	1669
Sr	277	301	249	245	243	253	264	117	359	349	407	379	341	305	391	389	384	402	397	320	327	355	301	281	266	298	127
Nb	9	6	0	11	7	6	8	20	16	21	22	18	21	17	21	20	23	24	13	18	24	20	18	20	24	15	26
Zr	54	68	87	98	91	93	83	223	271	357	376	327	373	313	414	413	413	427	370	407	500	418	377	376	567	312	582
Y	5	11	14	13	15	16	12	55	29	41	39	32	46	29	41	41	41	45	15	34	77	40	46	51	48	36	62
Qz	—	—	1,55	—	—	—	1,26	6	10,79	13,5	12,92	12,83	13,35	13,28	15,84	15,79	14,75	15,39	19,43	20,82	26,71	22,81	28,46	30,58	26,41	37,15	35,81
Or	2,5	7,35	4,53	4,22	4,17	4,53	5,52	5,27	10,88	14,06	12,73	13,33	14,54	15,13	15,07	15,13	15,01	14,47	21,68	19,32	20,47	18,63	16,74	17,43	20,36	22,15	29,32
Ab	20,99	17,54	20,73	21,59	22,48	25,93	20,85	17,14	26,83	28	27,78	26,88	26,01	28,59	26,74	25,12	26,65	25,9	28,45	29,38	29,31	29,26	28,25	28,39	24	25,7	27,41
An	37,82	31,71	33,82	34,62	33,12	30,53	33,25	23,11	21,64	17,63	17,54	17,67	17,81	15,56	14,73	16,55	14,96	16,34	16,34	12,39	10,2	13,19	13,25	10,52	12,21	6,85	1,81
Di	5,63	10,64	7,37	6,19	7,41	9,98	8,05	18,3	5,87	3,02	4,9	5,63	2,83	4,62	4,84	3,47	5,68	3,84	0,63	1,58	—	0,95	—	—	1,31	—	—
Hy	19,08	28,29	27,71	26,73	26,78	19,1	26,75	17,79	16,3	14,28	14,77	14,66	16,42	14,08	12,54	14,22	13	14,1	8,23	8,96	7,28	8,54	6,75	6,06	9,46	1,76	0,99
Ol	10,65	0,42	—	2,04	1,47	5,45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	2,67	2,96	3	3,12	3,1	3,07	3,02	6,32	4,15	4,8	4,76	4,61	4,61	4,6	5,03	4,9	4,86	4,88	3,28	4	3,46	3,69	3,67	3,83	3,67	2,92	2,69
Il	0,55	0,93	1,03	1,18	1,14	1,11	1,03	5,39	2,53	3,34	3,11	3,31	3,11	3,11	3,68	3,5	3,47	3,49	1,39	2,33	1,63	1,39	1,92	2,12	1,92	0,94	0,63
Ap	0,12	0,17	0,27	0,31	0,34	0,31	0,27	0,7	1,02	1,42	1,31	1,31	1,36	1,04	1,57	1,36	1,66	1,62	0,58	1,26	0,7	1,04	0,84	0,94	0,67	0,43	0,14
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,26	—	0,15	0,14	—	2,11	1,19

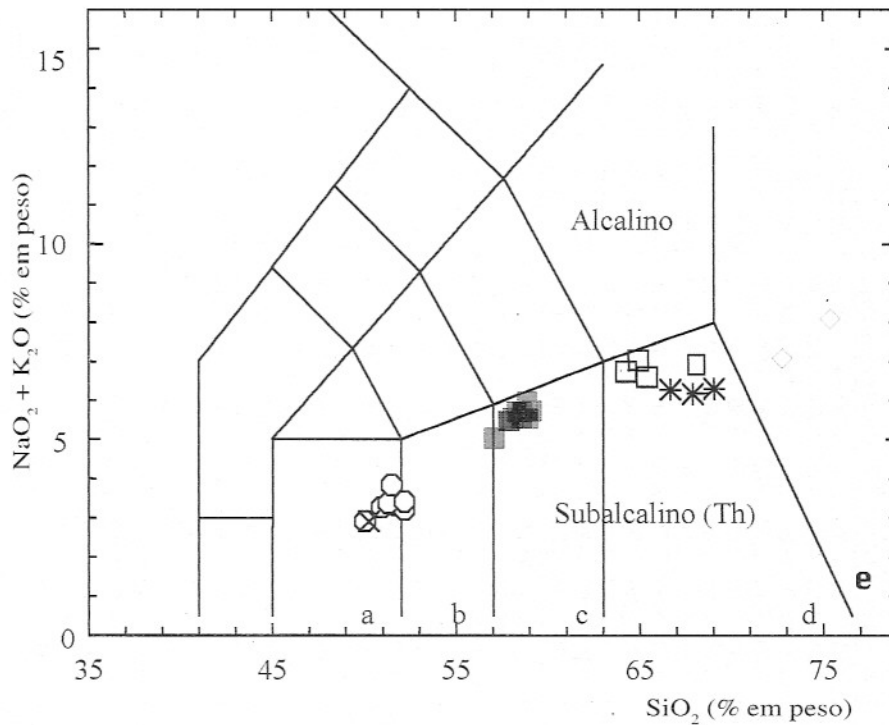


Figura 2 – Diagrama TAS (Le Maitre, 1984), mostrando a disposição das amostras analisadas para os diques de Rio Maria. Simbologia e legenda usadas nas figuras: círculo - diabásio; X - RJ-18B; quadrado cheio – andesito; quadrado vazio - dacito 1; asterisco - dacito 2; diamante - riolito. **a-** basalto, **b-** andesito basáltico, **c-** andesito, **d-** dacito, **e-** riolito.

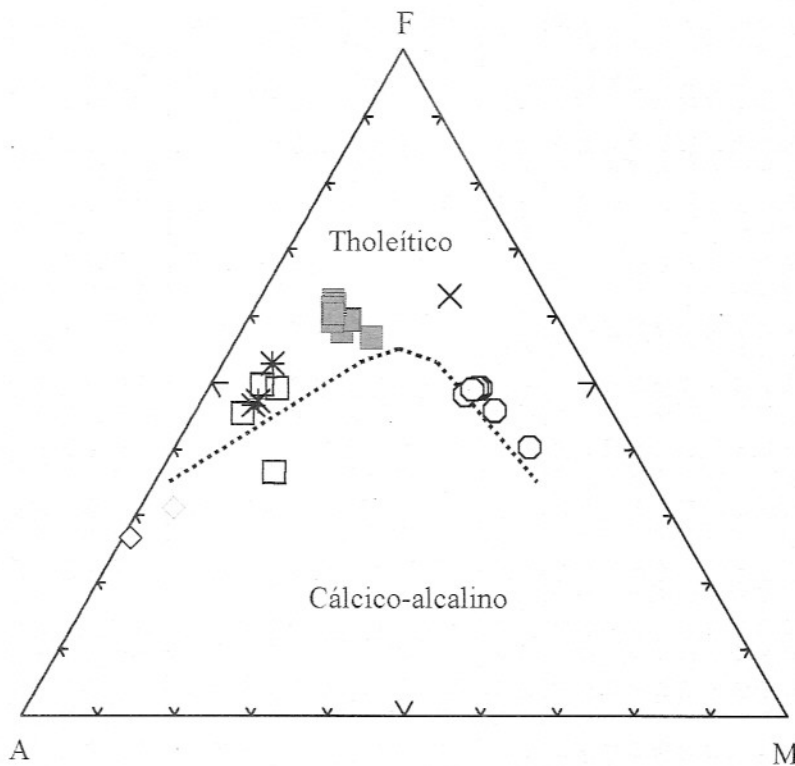


Figura 3 – Diagrama AFM, mostrando a distribuição dos diques de Rio Maria. A linha tracejada representa o limite entre campos tholeítico e cálcico-alcálico, segundo Irvine & Baragar (1971). Símbolos conforme a Fig. 2.

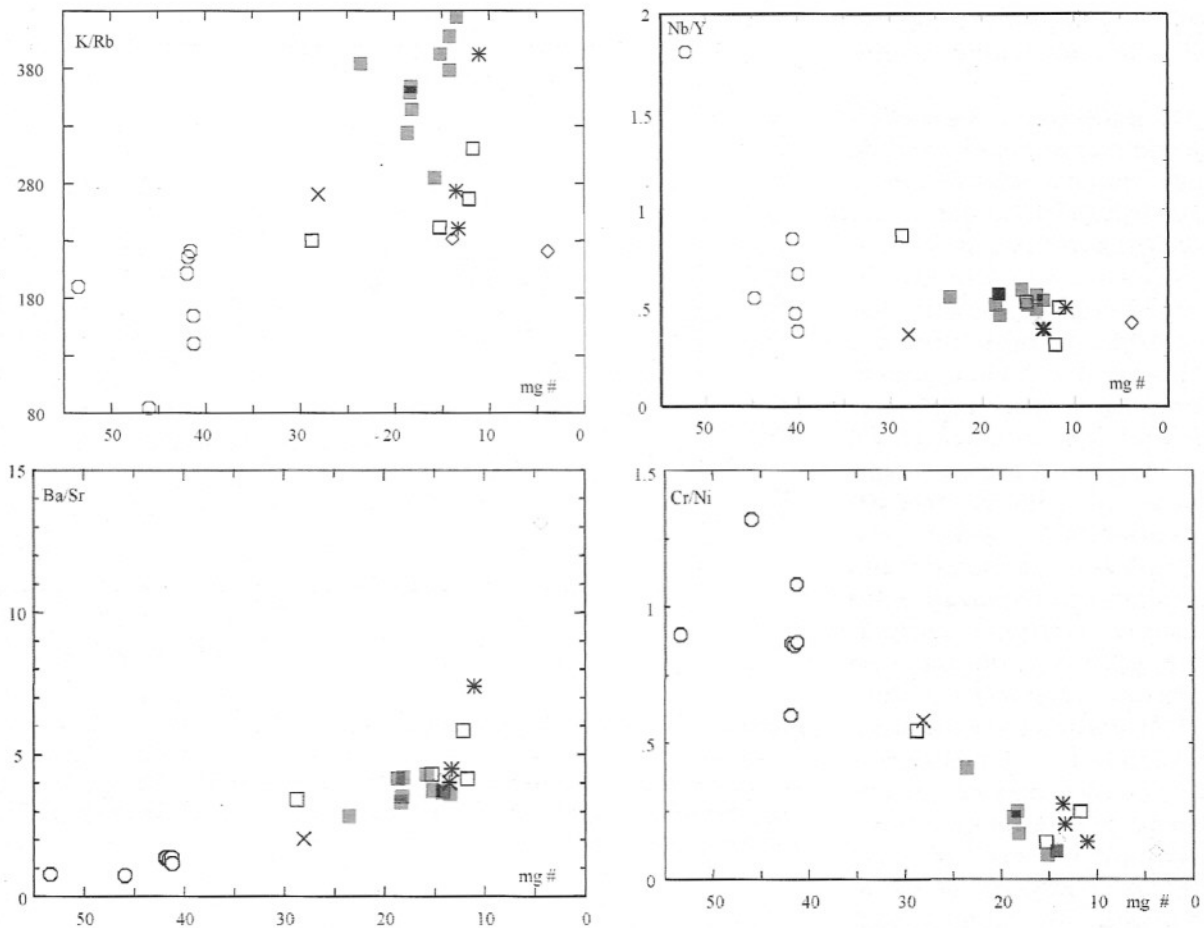


Figura 4 – Diagramas apresentando razões entre elementos traço - K/Rb, Nb/Y, Ba/Sr e Cr/Ni contra mg #. $mg\# = 100 \times MgO/MgO + (FeO + Fe_2O_3 \times 0,89)$ dos diques da região de Rio Maria, Sudeste do Pará. Símbolos conforme a Fig. 2.

diabásios, podendo representar uma porção mais enriquecida em fases máficas dos andesitos, em face dos seus valores muito elevados de TiO_2 , FeO , MnO e CaO (Tabela 2), que fogem da tendência mostrada para os diabásios e andesitos. Apenas P_2O_5 , as razões K_2O/Na_2O e, em certa medida, MgO , seguem aproximadamente esta tendência.

As normas C.I.P.W (Tabela 2) confirmam o caráter tholeítico dos diferentes diabásios, variando desde olivina-tholeítos até quartzo-tholeítos, com predominância dos últimos. A presença de hiperstênio normativo em todas as rochas confir-

ma esse caráter tholeítico, segundo Irvine & Baragar (1971).

Na Figura 5, são plotados o índice de alcalinidade ($IA = Na_2O + K_2O / (SiO_2 - 43) \times 0,17$; % em peso dos óxidos) contra o teor de Al_2O_3 , para todos os diques. Nota-se que quase todos os diabásios plotam no campo de basaltos com alta alumina e os demais diques no campo dos tholeítos. Enquanto, no diagrama AFM (Fig. 3), os diabásios apresentam uma tendência tholeítica, neste, eles plotam no campo cálcico-alcalino. Segundo Irvine & Baragar (1971), as diferenças químicas mais evidentes entre os membros mais básicos das séries

cálcico-alcalinas e tholeíticas são os conteúdos elevados de Al_2O_3 . Nas primeiras, Al_2O_3 variaria de 16 a 20%, enquanto, nas tholeíticas, estaria entre 12 e 16%. Os teores de Al_2O_3 , em geral acima de 16% nos diabásios, sugerem, portanto, afinidades entre os mesmos e os basaltos com alto teor de alumina.

Os dados geoquímicos (Tabela 2) não revelam diferenças geoquímicas expressivas entre os diabásios ricos em anfibólio e os demais. Ao contrário, as diferenças observadas parecem perfeitamente explicáveis pela variação de $mg\#$, indicando que a formação do anfibólio no estágio tardi a pós-magmático não

implicou remobilização significativa dos constituintes químicos.

Admitindo-se a cogeneticidade entre as amostras de cada grupo, com exceção da amostra RJ-18B (Db), buscou-se caracterizar a influência de algumas fases minerais (olivina, clinopiroxênio e plagioclásio) nos Db e And, conforme ilustrado nas Figuras 6 e 7. Na Figura 6, distinguem-se duas tendências principais. A primeira (1-2), definida pelos diabásios, apresenta-se aproximadamente paralela ao vetor de fracionamento da olivina, demonstrando que, durante a cristalização dos diabásios, a olivina, teoricamente, pode ter sido uma fase principal a fracionar. A segunda (3-4), definida pelos andesitos, incluindo a amostra RJ-18B, é paralela ao vetor de fracionamento do clinopiroxênio, indicando que esse mineral pode ter sido importante no fracionamento dos líquidos geradores dos andesitos.

No diagrama CaO x MgO (Fig. 7), constata-se a ausência de um empobrecimento acentuado em CaO (vetor 1-2) durante a evolução dos diabásios, mais ricos em MgO, bem como a disposição subparalela ao vetor resultante de fracionamento da olivina dos demais diabásios (vetor 3-4). Percebe-se, ainda, que o fracionamento de clinopiroxênio + plagioclásio (vetor 5-6) deve ter desempenhado um papel importante na história de cristalização dos tipos andesíticos. O fato da amostra RJ-18B alinhar-se segundo as mesmas tendências do andesitos (vetor 5-6), nas Figuras 6 e 7, reforça a idéia dessa amostra ser geneticamente relacionada aos mesmos, podendo representar um líquido primitivo associado àquele formador dos andesitos ou, como an-

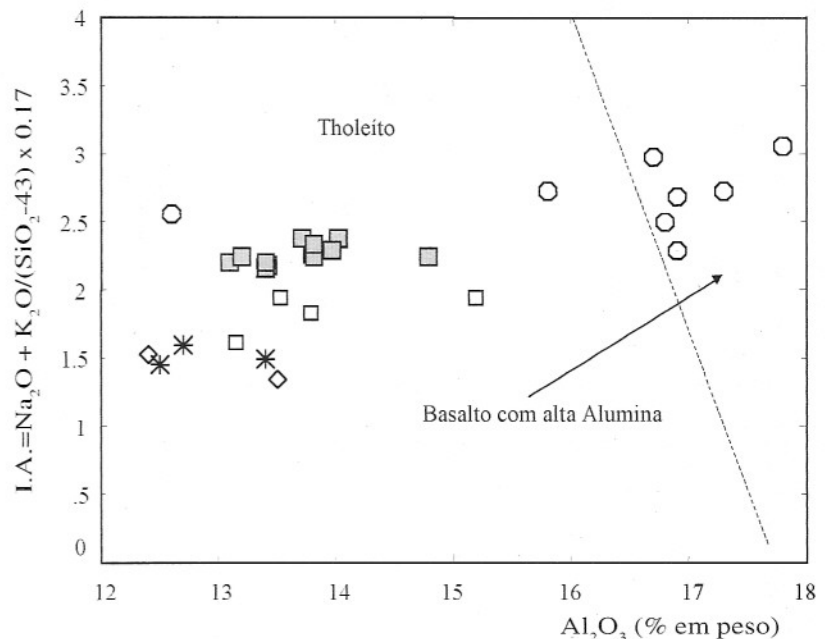


Figura 5 – Diagrama índice de Alcalinidade ($I.A. = Na_2O + K_2O / (SiO_2 - 43) \times 0.17$; % em peso dos óxidos) contra Al_2O_3 (% em peso), ilustrando as características dos diques da região de Rio Maria. Limite entre os campos tholeíto/basalto com alta alumina, segundo Middlemost (1975). Símbolos conforme a Fig. 2.

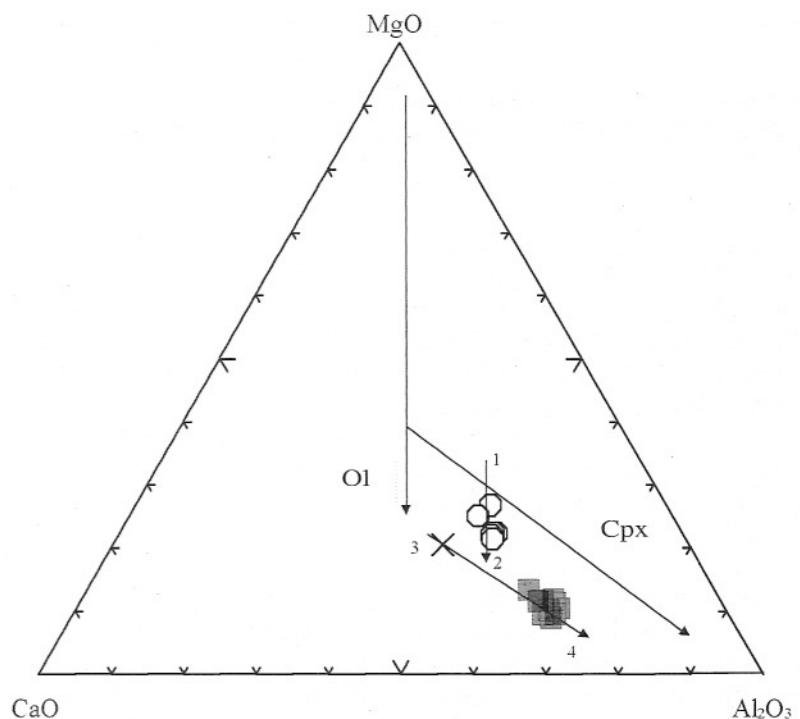


Figura 6 – Diagrama MgO-CaO- Al_2O_3 , aplicado aos diques de diabásio e andesito da região de Rio Maria, mostrando as tendências de fracionamento de clinopiroxênio e olivina. Símbolos conforme a Fig. 2.

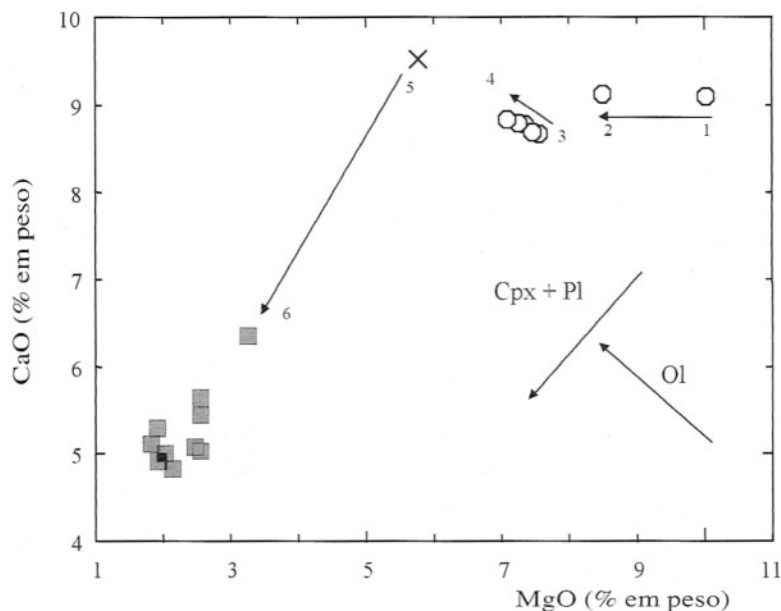


Figura 7 – Diagrama MgO x CaO para os diques de diabásios e andesitos de Rio Maria. As setas indicam as tendências de fracionamento de clinopiroxênio + plagioclásio e olivina. Símbolos conforme à Fig. 2.

teriormente dito, corresponder a um concentrado máfico dos andesitos, enriquecido em clinopiroxênio e opacos (Tabela 1). O vetor 3-4 (Fig. 7) sugere, igualmente, a possibilidade de um líquido RJ-18B ter sido gerado a partir dos demais diabásios, através de um expressivo fracionamento de olivina. Porém, essa hipótese não é favorecida pelo que se observa na Figura 6.

Com o intuito de melhor avaliar as relações de consanguinidade entre os diversos conjuntos de diques, nas Figuras 8 e 9, são apresentados, respectivamente, os padrões de elementos do grupo das Terras Raras, normalizados aos condritos, e a razão Ce/Yb versus Sm, normalizados ao manto primitivo, para amostras representativas das rochas investigadas.

Conforme discutido anteriormente, percebe-se, mais uma vez na Figura 8, a separação dos diques em dois conjuntos prin-

cipais, um representado pelos diabásios e outro pelos demais diques. Os primeiros exibem grau de fracionamento, medido pela razão La/Yb normalizada aos condritos, entre 6,1 e 9,6, enquanto os outros são mais fracionados, com razões variando de 18,5 a 28,7 nos andesitos, e iguais a 39,4 no dacito 1, 12,3 no dacito 2 e 22,0 no riolito. Com exceção do diabásio RJ-29A, o mais primitivo de todos ($mg_{\#} 53$; $Eu/Eu^* = 0,817$), todas as demais amostras apresentam anomalias negativas de Eu relativamente expressivas (Eu/Eu^* entre 0,766 e 0,708; Tabela 3), sugerindo o fracionamento de plagioclásio. Os valores da razão Eu/Eu^* nos andesitos, dacitos 1 e dacitos 2 são muito próximos, ao passo que, nos riolitos, tem-se, como seria lógico esperar, um valor comparativamente inferior. O fracionamento dos elementos Terras Raras pesadas é expressivo nos andesitos, dacitos 1 e

riolitos, enquanto, nos dacitos 2, ele é apenas moderado (Tabela 3; Fig. 8). O dacito 1 apresenta a razão $(La/Yb)_n$ mais elevada, contrastando fortemente com o dacito 2, que apresenta o valor mínimo desta mesma razão. Este último valor é muito similar àqueles obtidos em diques similares associados aos granitos Jamon e Musa (Dall'Agnol *et al.*, 1999a). Estes dados indicam que os dacitos 1 e dacitos 2 não são comagmáticos.

Os diabásios exibem, claramente, menor grau de fracionamento e abundância de ETR do que os demais diques (Tabela 3), bem como uma lacuna significativa nos valores normalizados de Sm (Fig. 9). Vetores para 50% de fracionamento de olivina, plagioclásio, clinopiroxênio e hornblenda também são apresentados, para avaliação da importância do processo de cristalização fracionada na petrogênese dessas rochas. Entre os diabásios, o alinhamento dos pontos aproximadamente paralelos aos vetores de plagioclásio e olivina demonstra a possibilidade dessas fases minerais terem sido fracionadas, o que parece ter suporte, também, na anomalia de Eu gradativamente mais acentuada, partindo do diabásio menos fracionado para aquele mais fracionado (Fig. 8). Nos andesitos, fracionamento de clinopiroxênio e de outra fase, como plagioclásio, pode explicar a variação observada. Entretanto, para associar os dacitos 1 com os andesitos, teoricamente, seria necessário haver um fracionamento predominante de anfibólio. O fracionamento das fases mencionadas é compatível com as características petrográficas de andesitos e dacitos 1. Por outro lado, fracionamento de anfibólio também poderia

Tabela 3 – Dados de análises químicas dos elementos Terras Raras de diques da região de Rio Maria

Variedades	Diabásios (Db)				
	AnfDb	OIDb	OIDb	AnfDb	OIDb
Amostras	RJ 29A	RJ 16	RJ 35A	RJ 42A	RJ 35C
La	10,00	13,67	16,41	14,17	12,59
Ce	20,84	29,81	37,02	31,49	28,15
Nd	7,81	13,73	16,87	12,96	12,28
Sm	1,50	2,65	3,20	2,68	2,47
Eu	0,37	0,63	0,72	0,58	0,60
Gd	1,22	2,42	2,92	2,25	2,20
Dy	1,29	2,61	3,18	2,53	2,37
Ho	0,28	0,54	0,68	0,52	0,50
Er	0,83	1,57	2,03	1,47	1,49
Yb	0,71	1,41	1,80	1,23	1,32
Lu	0,10	0,18	0,22	0,16	0,17
(La/Yb)n	9,61	6,59	6,18	7,84	6,50
Eu/Eu*	0,817	0,745	0,710	0,708	0,766

Tabela 3 – (Continuação)

Variedades	Andesitos (And)				Dac1*	Dacito2	Riolito
	RJ	RJ	RJ	RJ		(Dac2)	(RI)
Amostras	RJ 11C	RJ 28E	RJ 18A	RJ 24G	RJ 05A	RJ 44B	RJ 37
La	50,62	69,55	60,69	83,55	66,85	61,94	111,60
Ce	111,90	158,60	132,80	182,10	144,20	139,90	238,60
Nd	46,89	67,26	51,14	77,43	55,96	62,74	99,43
Sm	8,20	11,62	9,02	12,82	9,13	11,37	15,30
Eu	1,62	2,18	1,70	2,32	1,53	2,18	1,82
Gd	6,00	8,59	6,26	8,78	5,54	9,05	10,25
Dy	4,97	6,40	4,83	5,85	3,99	8,40	8,56
Ho	0,95	1,22	0,90	1,11	0,74	1,65	1,65
Er	2,32	2,99	2,12	2,69	1,69	4,26	4,12
Yb	1,86	2,25	1,59	1,98	1,15	3,43	3,45
Lu	0,23	0,28	0,20	0,25	0,14	0,43	0,40
(La/Yb)n	18,53	20,99	25,99	28,66	39,37	12,27	21,99
Eu/Eu*	0,677	0,638	0,656	0,633	0,609	0,636	0,420

Dac1 – Dacito 1; outras siglas como na Tabela 1.

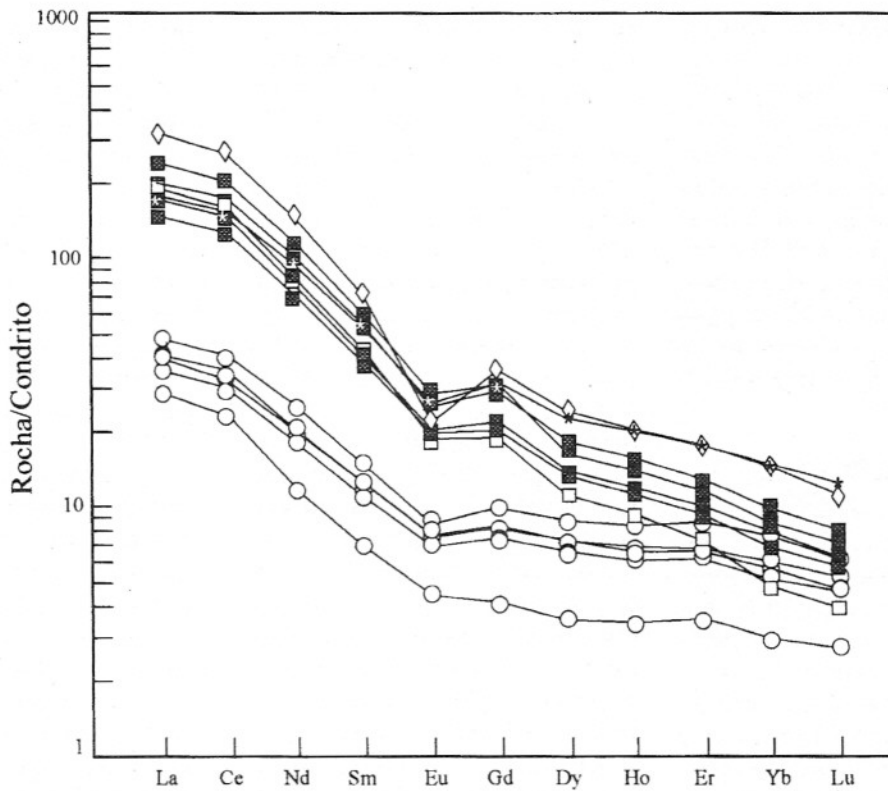


Figura 8 – Padrões de elementos do grupo das Terras Raras normalizados aos condritos, de McDonough *et al.* (1992), para os diques da região de Rio Maria. Símbolos conforme a Fig. 2.

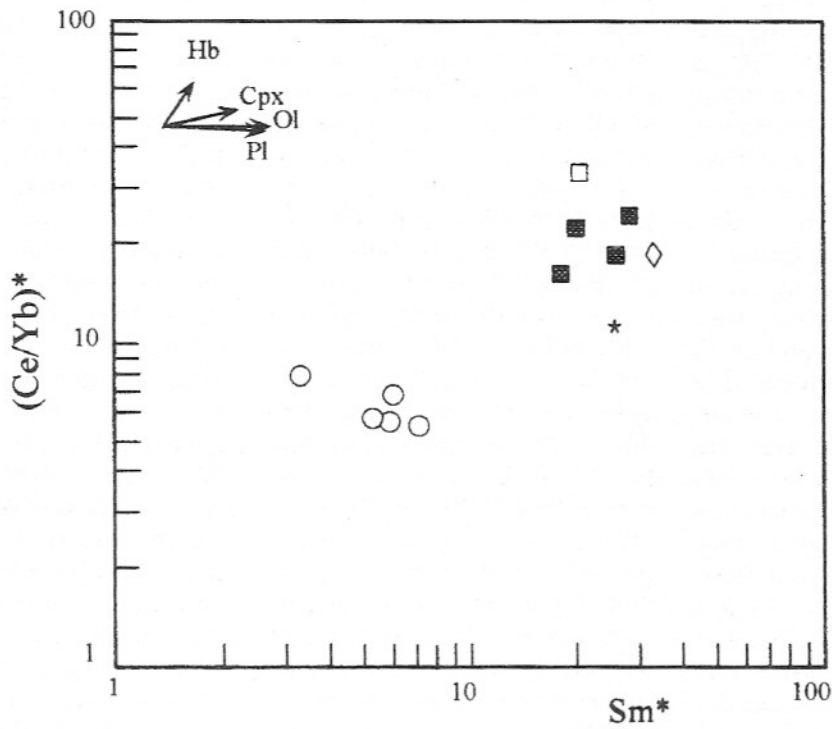


Figura 9 – Diagrama Ce/Yb - Sm normalizado ao manto primitivo de McDonough *et al.* (1992). Vetores indicam 50% de fracionamento de clinopiroxênio (cpx), olivina (ol), plagioclásio (pl) e hornblenda (hb). Símbolos conforme Fig. 2. Coeficientes de partição segundo Hanson (1980) e Green & Pearson (1985).

ser um mecanismo razoável para interligar os diabásios com os demais diques. Todavia, este não parece ser um processo realístico, visto que não se encontraram diques com acumulação de anfibólio. Ao contrário, a presença de anfibólio nos diabásios é unicamente atribuída a processos tardi a pós-magmáticos, como discutido anteriormente na petrografia.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As rochas estudadas não formam uma série magmática contínua, sendo marcantes as lacunas composicionais entre os diversos grupos estudados, principalmente entre diabásios e andesitos, e destes para os dacitos 1. A passagem por diferenciação magmática dos diabásios para os andesitos é difícil de conciliar com os contrastes geoquímicos observados entre eles. Por exemplo, os valores de $mg_{\#}$ e o acentuado aumento de TiO_2 e P_2O_5 , verificados nos andesitos, são dificilmente explicáveis por um processo de diferenciação magmática, uma vez que minerais opacos, certamente contendo TiO_2 , e apatita são minerais precoces e relativamente abundantes nos diabásios. Seu fracionamento não conduziria aos líquidos formadores dos andesitos. Além disso, o acentuado contraste no grau de fracionamento dos elementos do grupo das Terras Raras entre os dois conjuntos de diques, combinado com os seus conteúdos relativamente semelhantes dos elementos Terras Raras Pesadas, indicam que os diabásios não podem ser relacionados aos demais diques, através de um processo de cristalização fracionada envolvendo olivina, plagioclásio e piroxênios. Para que se pudes-

se admitir teoricamente uma relação de consangüinidade entre os diabásios e os demais diques seria necessária a participação de anfibólio como uma fase importante no fracionamento. Isto não parece razoável, uma vez que não se observaram diques máficos com evidências de acumulação de anfibólio e este mineral forma-se no estágio tardi a pós-magmático, nos diabásios. Conclui-se, portanto, que diabásios e andesitos foram gerados a partir de magmas distintos. Rivalenti *et al.* (1998), baseados num conjunto mais amplo de dados geoquímicos sobre os diques da região de Carajás, chegaram à mesma conclusão, no que diz respeito à possível relação genética entre diques máficos e intermediários.

O fato dos diques de diabásio estudados, assim como os diques similares dessa mesma região analisados por Rivalenti *et al.* (1998), serem, em sua quase totalidade, relativamente enriquecidos em Al_2O_3 (Fig. 5), sugere que os mesmos possam possuir uma tendência cálcico-alcalina. Isso poderia, por sua vez, indicar um ambiente de convergência de placas para a região de Rio Maria no final do Paleoproterozóico. Entretanto, não existem evidências geológicas desse ambiente na região de Rio Maria (cf. Dall'Agnol *et al.*, 1997a), nem tampouco as demais características geoquímicas dos diques da região de Carajás sustentam tal interpretação, pois, conforme concluíram Rivalenti *et al.* (1998), as evidências disponíveis apontam para a geração dos diques em um ambiente cratônico afetado por processos distensivos. Logo, deve-se pensar na hipótese de geração de rochas básicas com alto Al_2O_3 também neste tipo de ambiente geológico ou, alternativamente, admitir que os teores de Al_2O_3

não reflitam a composição dos líquidos originais, ficando subentendida a possibilidade de alguma contaminação, talvez pela presença de xenocristais de plagioclásio.

Os diques de diabásio estudados apresentam baixos conteúdos de TiO_2 , enquadrando-se no grupo de diabásios de baixo Ti e diferindo dos diques básicos com alto Ti, conforme classificados por Rivalenti *et al.* (1998).

As características texturais e modais do augita-diabásio (RJ-18B) podem ser explicadas por processos cumuláticos, que favoreceram a concentração relativa de augita e minerais opacos nessa rocha, em detrimento do plagioclásio, comparativamente menos abundante neste diabásio do que nos demais. As suas relações de campo e características geoquímicas sugerem maior afinidade com o grupo de rochas andesíticas do que com os diabásios.

As relações entre andesitos e dacitos 1, muito afins petrográfica e geoquimicamente (Fig. 4), apontam para uma evolução controlada por fracionamento de anfibólio (Figs. 8 e 9), com importância subordinada do fracionamento de plagioclásio e clinopiroxênio. No entanto, como se dispõe de uma única análise de dacito 1, não se pode ser inteiramente conclusivo a esse respeito. No conjunto andesitos-dacitos 1, o dacito 1 RJ-05A é a amostra com maior grau de fracionamento de elementos do grupo das Terras Raras [(La/Yb) $_n$ =39.4] e menor abundância de Terras Raras Pesadas. Isso é coerente com a hipótese assumida, pois a acumulação de anfibólio nos andesitos elevaria a abundância nos mesmos dos elementos do grupo das Terras Raras pesadas e aumentaria o grau de fraciona-

mento desses elementos no líquido remanescente, formador dos dacitos 1.

Os dacitos 2 não diferem muito em composição dos dacitos 1, não sendo possível eliminar inteiramente a hipótese de vinculação genética entre esses grupos. Contudo, o acentuado contraste nos conteúdos de elementos Terras Raras Pesadas nos dacitos 1 e dacitos 2, refletidas nas suas razões (La/Yb)_n e nos padrões de ETR (Tabela 3 e Fig. 8), apontam num caminho evolutivo bem distinto para os dacitos 2. Isso é reforçado pelas evidências geoquímicas e isotópicas apresentadas por Dall'Agnol *et al.* (1999a), as quais mostram que os dacitos 2 e riolitos da região de Rio Maria são contemporâneos e cogenéticos aos granitos anorogênicos Jamon e Musa.

Texturas em peneira são vistas, geralmente, como evidências petrográficas indicativas da atuação de processos de mistura

de magmas (Tsuchiyama, 1985; Smith & Brown, 1988; Andersson & Eklund, 1994; Hibbard, 1995) e poderia-se pensar na atuação desses processos durante a gênese dos andesitos e dacitos 1. Entretanto, essa hipótese não encontra sustentação nas evidências de campo e tampouco explica as lacunas composicionais entre os diferentes grupos de diques. Logo, embora não se possa descartar inteiramente uma possível contribuição de tais processos na evolução das rochas andesíticas e dacíticas, os mesmos não parecem ter sido decisivos.

Para os riolitos, a hipótese mais lógica é admitir que a sua gênese esteja vinculada à dos granitos anorogênicos. Isso não implicaria a derivação dos mesmos a partir de um único magma, e sim, mais provavelmente, a partir de líquidos análogos, oriundos de fontes similares e evoluindo através de processos não muito distintos (cf. Riva-

lenti *et al.*, 1998; Dall'Agnol *et al.*, 1999a).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG/CG/UFPa), pelo irrestrito apoio durante as diferentes etapas deste trabalho, especialmente aos geólogos Albano Antonio Leite, Hilton Túlio Costi e Claudio Nery Lamarão; ao pesquisador Walter Boyd, pelas análises de minerais em microsonda eletrônica na Universidade de Helsinque; ao Dr. Wilson Teixeira (CEPEGEO - USP), pelas datações K-Ar. Este trabalho recebeu o apoio financeiro da CAPES (Bolsa de mestrado de ROSJ), FINEP-PADCT (Projeto 6.5.92.0025.00; bolsa de DCR de ROSJ) e do Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG/CG/UFPa).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSSON, U.B. (1997) The classical Fennoscandian rapakivi granite complexes. *In*: M. Ahl; U.B. Andersson; T. Lundqvist; K. Sundblad (Eds.) Rapakivi granites and related rocks in central Sweden. Geol. Surv. Sweden, Research Papers, SGU Series Ca 87, p.33-49.
- ANDERSSON, U.B. & EKLUND, O. (1994) Cellular plagioclase intergrowths as result of crystal-magma mixing in the Proterozoic Aland rapakivi batholith, SW Finland. *Contr. Mineral. Petrol.*, **117**:124-136.
- BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.P.; VALE, A.G. (1994) O Granito Redenção (sul do Pará): novos dados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr. *In*: Simp. Geol. Amaz., 4, Belém. SBG-NO, Boletim de Resumos Expandidos, p.302-306.
- CORRÊA GOMES, L.C.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F.; LEAL, L.R.B. (1989) Structural features associated with mafic dykes. Examples from the Atlantic Coastal Belt of Bahia, Brazil. *Bol. IG-USP, Sér. Cient. São Paulo-S.P.*, **20**:21-24.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; BARROS, C.E.M.; LEITE, A.A.S.; JORGE JOÃO, X.S. (1997a) General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. *In*: Intern. Symp. Gran. Assoc. Mineral., 2. Salvador. Super. Geol. Rec. Min., Excursions Guide, p.135-161.
- DALL'AGNOL, R.; PICHAVANT, M.; CHAMPENOIS, M. (1997b) Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic, A-type granites. *An. Acad. Bras. Ci.*, **69**(3):325-347.

- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. (1999a) Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-Type granites. *Lithos*, **46**(3):431-462.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S.; MAGALHÃES, M.S.; TEIXEIRA, N.P. (1999b) Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Res.*, **95**(1-2):9-39.
- EMSLIE, R.F. & HEGNER, E. (1993) Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chem. Geol.*, **106**:279-298.
- GASTAL, M.C.P. (1987) Petrologia do maciço granítico Musa, sudeste do Pará. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 316p.
- GASTAL, M.C.P. (1988) Magmatismo ácido-intermediário do Proterozóico Médio da região de Rio Maria, SE do Pará: discussão quanto à tipologia. *In: Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém. SBG, Anais. **3**:1147-1163.
- GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. (1987) Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do granito Musa e do granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. *Geochim. Brasil.*, **1**(2):247-459.
- GREEN, T.H. & PEARSON, N.J. (1985) Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic liquids at high pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**:1465-1468.
- HANSON, G.N. (1980) Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *An. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**:371-406.
- HIBBARD, M.J. (1981) The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contr. Mineral. Petrol.*, **76**(2):158-170.
- HIBBARD, M.J. (1995) Petrography to petrogenesis. Prentice Hall, 587p.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.B.P.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. (1988) O terreno granito-greenstone da Região de Rio Maria - Sul do Pará. *In: Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém. SBG, Anais. **3**:1438-1453.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-547.
- LE MAITRE, R.W. (1984) A proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for the chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Austr. J. Earth Sci.*, **31**:243-255.
- LEITE, A.A.S. (1995) Geologia e geoquímica do maciço granítico arqueano Xinguara e de suas encaixantes - sudeste do Estado do Pará. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 209p.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. (1991) U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Res.*, **49**:329-354.
- MACAMBIRA, M.J.B., LAFON, J.-M. (1995) Geocronologia da província mineral da Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi, sér. Ciências da Terra*, **7**:263-288.
- MacDONALD, G.A. (1968) Composition and origin of Hawaiian lavas. *Geol. Soc. Amer. Mem.* **116**:477-522.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. (1982) Atlas of igneous rocks and their textures. Longman Scientific Technical, 148p.
- MAGALHÃES, M.S. (1991) Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: implicações petrológicas. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 274p.
- McDONOUGH, W.F., SUN, S.-S., RIGNWOOD, A.E., JAGOUTZ, E., HOFMANN, A.W. (1992) Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **56**:1001-1012.
- MEDEIROS, H. (1987) Petrologia da porção leste do maciço Granodiorito Rio Maria, sudeste do Pará. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 184p.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1975) The Basalt Clan. *Earth-Science Rev.*, **11**:337-364.

- RÄMÖ, O.T. & HAAPALA, I. (1995) One hundred years of rapakivi granite. Mineral. Petrol., **52**:129-185.
- RIVALENTI, G.; MAZZUCHELLI, M.; GIRARDI, V.A.V.; CAVAZZINI, G.; FINATTI, C.; BARBIERI, M.A.; TEIXEIRA, W. (1998) Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. Lithos, **43**:235-265.
- SALONSAARI, P.T. (1995) Hybridization in the subvolcanic Jaala-Iitti Complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland. Bull. Geol. Soc. Finland, **67**(1b):104 p.
- SILVA Jr., R.O. (1996) Geologia, petrografia e geoquímica dos diques da região de Rio Maria, SE-Pa. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 123p.
- SILVA Jr, R.O.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, E.P. (1996) Geologia, geoquímica e geocronologia K-Ar dos diques da região de Rio Maria, SE do Pará. In: Simp. Geol. Amaz., 5, Belém. SBG-NO, Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões, p.384-387.
- SMITH, J.V. & BROWN, W.L. (1988) Feldspar minerals. Crystal structures physical, chemical and textural properties. 2 ed. Vol. 1. Springer Verlag, 828p.
- SOARES, C.M. (1996) Estudo das relações de contato do Granodiorito Rio Maria com os granitos Jamon e Musa e com os diques do Proterozóico. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 165p.
- SOUZA, Z.S. (1994) Geologia e petrogênese do *Greenstone Belt* Identidade: Implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-*greenstone* de Rio Maria, SE do Pará. Tese de Doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 624p.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. (1990) Geologia do terreno granito-*greenstone* Arqueano da Região de Rio Maria, Sudeste do Pará. In: Congr. Bras. Geol., 36., Natal. SBG, Anais, **6**:2913-2928.
- SOUZA, Z.S.; LAFON, J.M.; SACHET, C.R.; DALL'AGNOL, R. (1992) Geocronologia Rb-Sr de metadacitos e diques riolíticos no *Greenstone Belt* de Identidade, SE do Pará; resultados parciais. In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo. SBG, Anais. **2**:184-185.
- STRECKEISEN, A.L. (1978) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. N. Jb. Miner. A., **134**(1):1-14.
- TSUCHIYAMA, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. Contr. Mineral. Petrol., **89**:1-16.