

PETROLOGIA DO MAGMATISMO ASSOCIADO À MINERALIZAÇÃO DO TIPO OURO PÓRFIRO DA PROVÍNCIA AURÍFERA JURUENA-TELES PIRES (MT)

MÁRCIA ABRAHÃO MOURA E NILSON FRANCISQUINI BOTELHO

ABSTRACT PETROLOGY OF THE MAGMATISM ASSOCIATED TO PORPHYRY GOLD MINERALIZATION IN THE JURUENA-TELES PIRES (MT) GOLD PROVINCE In the northern Mato Grosso State, in the Juruena-Teles Pires gold Province, primary gold mineralization is related to oxidized I-type calc-alkaline plutons. Serrinha deposit is the type-area and is host in the Matupá granitic Massif, with 1872 ± 12 Ma. Gold mineralization in the Serrinha Deposit is disseminated and restricted to the intense hydrothermal alteration areas where it is associated to pyrite, sericite, chlorite and/or albite. Hydrothermal magnetite and rutile occur with pyrite. Serrinha gold Deposit is similar to disseminated deposits genetically related to granite magmas classified as porphyry gold.

The Matupá Massif comprises a biotite granite batholith, called Matupá Granite, which outcrops as isotropic undeformed and weakly-fractured blocks. The Matupá Granite is subsolvus, medium to coarse grained, equigranular to porphyritic. Hornblende is very rare and magnetite, titanite, zircon, fluorapatite, allanite, monazite and ilmenite are accessory minerals. Comagmatic rhyolitic dykes and younger diabase dykes, chemically similar to tholeiitic continental basalts, crosscut the granite.

The Matupá Granite is calc-alkaline, similar to I-type granites developed in orogenic terrains, specially in volcanic arc and post-collisional settings. The biotite granite is characterized by 68-75 w.t.% SiO₂, 13-14 w.t.% Al₂O₃, high MgO/TiO₂ ratio (2.56), K₂O/Na₂O ratio higher than 1, 1-2 w.t.% Ca, high Ba and Sr, medium Zr and Rb, low Nb, Y, Ga, Zn, F, Sn, W, Cu, Mo, Ta, Cl and Li contents. ΣETR = 250 ppm, La/Yb ratios ≈ 30 and Eu/Eu* ratio ≈ 0.35. The initial crystallization pressure of the Matupá Granite, based on hornblende geobarometer, was 3.3 to 4.5 Kb.

T_{DM} values lie between 2.34 and 2.47 Ga and may represent either the continental crust crystallizing age ($\epsilon_{Nd}(t) = -2.7$ a -4.3), considering a unique source for the original granitic magma, or mixing of mantelic and crustal sources.

The occurrence of disseminated gold deposits related to oxidized I-type granites in the Juruena-Teles Pires gold Province is analogous to associations present in world-class porphyry-style deposits and constitutes an important target in the search for gold in the northern region of the State of Mato Grosso.

Keywords: Mato Grosso, gold, granite, dykes, petrology

RESUMO No extremo norte do Estado do Mato Grosso, na Província aurífera Juruena-Teles Pires, mineralizações de ouro associam-se a granitos cálcio-alcalinos, com características de granitos do tipo I oxidados. O depósito Serrinha é o depósito-tipo, hospedado no Maciço granítico Matupá (MT), de 1872 ± 12 Ma. A mineralização Depósito Serrinha é disseminada e se restringe às áreas de intensa alteração hidrotermal do Granito Matupá em que há associação de pirita, sericita, clorita e/ou albite. Magnetita hidrotermal e rutilo acompanham a pirita. Assemelha-se aos depósitos disseminados classificados como do tipo ouro pôrfiro.

O Maciço Matupá constitui um batólito de biotita granito, denominado Granito Matupá, equigranular a porfirítico, *subsolvus*, raramente contendo hornblenda, que aflora como blocos não deformados e pouco fraturados. Magnetita, ilmenita, titanita, zircão, fluorapatita, allanita e monazita são minerais acessórios. Diques de composição riolítica, cogenéticos ao magmatismo granítico, e diques de diabásio, com características químicas de basaltos toleíticos continentais, cortam o Granito Matupá.

O Granito Matupá é cálcio-alcalino, semelhante aos granitos do tipo I, com SiO₂ = 68-75%, MgO/TiO₂ = 2,56, K₂O/Na₂O > 1, Al₂O₃ = 13-14%, CaO = 1-2%, elevados conteúdos de Ba e Sr, quantidades moderadas de Zr e Rb e baixos conteúdos de Nb, Y, Ta, Ga, Zn, F, C e Li. ETR = 250 ppm, La/Yb = 30 e Eu/Eu* = 0,35. Assemelha-se a granitos orogênicos, especialmente granitos de arco vulcânico ou pós-colisionais. Sua pressão inicial de cristalização, estimada com base no geobarômetro da hornblenda, situou-se entre 3,3 e 4,5 Kb.

Os valores de T_{DM} situam-se entre 2,34 e 2,47 Ga e podem representar a idade de formação de crosta continental ($\epsilon_{Nd}(t) = -2,7$ a -4,3), considerando-se uma única fonte para o magma granítico original, ou mistura de fontes mantélica e crustal.

A ocorrência de depósitos de ouro disseminado relacionados com granitos oxidados do tipo I na Província aurífera Juruena-Teles Pires é análoga a associações presentes em depósitos do tipo pôrfiro e constitui importante alvo prospectivo para ouro no norte do Mato Grosso.

Palavras-chaves: Mato Grosso, ouro, granito, diques, petrologia

INTRODUÇÃO Em uma área entre Matupá e Paranaíta (MT), denominada Província aurífera Juruena-Teles Pires, são distinguidos dois grupos de granitos (Botelho *et al.* 1997, Botelho & Moura 1998). Um engloba granitos cálcio-alcalinos com características de granitos do tipo I, de arco vulcânico ou pós-

tectônico. A constante presença de fácies hidrotermalizadas desses granitos, intimamente associadas a mineralizações de ouro sugere a existência de relação genética entre este grupo de granitos e depósitos de ouro na região de Peixoto de Azevedo-Alta Floresta, cujo depósito-tipo é Serrinha, hospe-

dado no Maciço granítico Matupá (MT).

O outro grupo é exemplificado pelo maciços de Guarantã do Norte e Terra Nova (MT) e não parece ter relação genética com mineralizações auríferas, embora seja hospedeiro de ocorrências de ouro. Compreende granitos subsolvus e hipersolvus, com richterita, magnetita magnética e biotita característica de granitos alcalinos, quimicamente comparáveis a granitos de arco vulcânico ou pós-colisionais (Botelho & Moura 1998), apesar de estarem caracterizados na literatura como anorogênicos, do tipo Granito Teles Pires (Silva *et al.* 1980). Este grupo se assemelha à unidade paleoproterozóica definida por Lacerda Filho *et al.* (2001) como Granito Nhandu (Fig. 1).

O Maciço granítico Matupá é um batólito de aproximadamente 280 km² no extremo sul do Domínio Ventuari-Tapajós, definido por Tassinari (1996). Diques félscos N70W a EW e máficos N45E cortam o Maciço. Brechas magmáticas associadas aos diques máficos e sem relação com a mineralização de ouro afloram localmente. Estudos petrológicos e metalogenéticos de detalhe do Maciço granítico Matupá foram realizados no Depósito de ouro Serrinha, onde o maciço sustenta serras alongadas segundo N50-70E e se encontra não defor-

mado, pouco fraturado, porém bastante hidrotermalizado em locais que se constituíram em catas exploradas por garimpeiros. A mineralização de ouro no Depósito Serrinha é disseminada e se restringe às áreas de intensa alteração hidrotermal do Grani-to Matupá, tendo sido caracterizada como do tipo ouro pôrfiro (Botelho & Moura 1998, Moura *et al.* 1998).

Apesar de ser objeto de debate na literatura desde o século XVI, a associação genética entre magmatismo granítico e mineralizações de Au e Au-Cu tem sido cada vez mais reconhecida na literatura (Sillitoe 1996, Lang *et al.* 2000). Características como composição e estado de oxidação dos magmas graníticos parecem ter influência direta no desenvolvimento de classes específicas de depósitos minerais consideradas de associação granítica (Blevin & Chappell 1992). O presente trabalho abordará os dados petrológicos do Maciço granítico Matupá e de diques máficos e félscos no depósito Serrinha (MT) e em áreas adjacentes, objetivando caracterizar o magmatismo e compreender o ambiente geológico da mineralização de ouro de Serrinha e de depósitos semelhantes da província aurífera Juruena-Teles Pires.

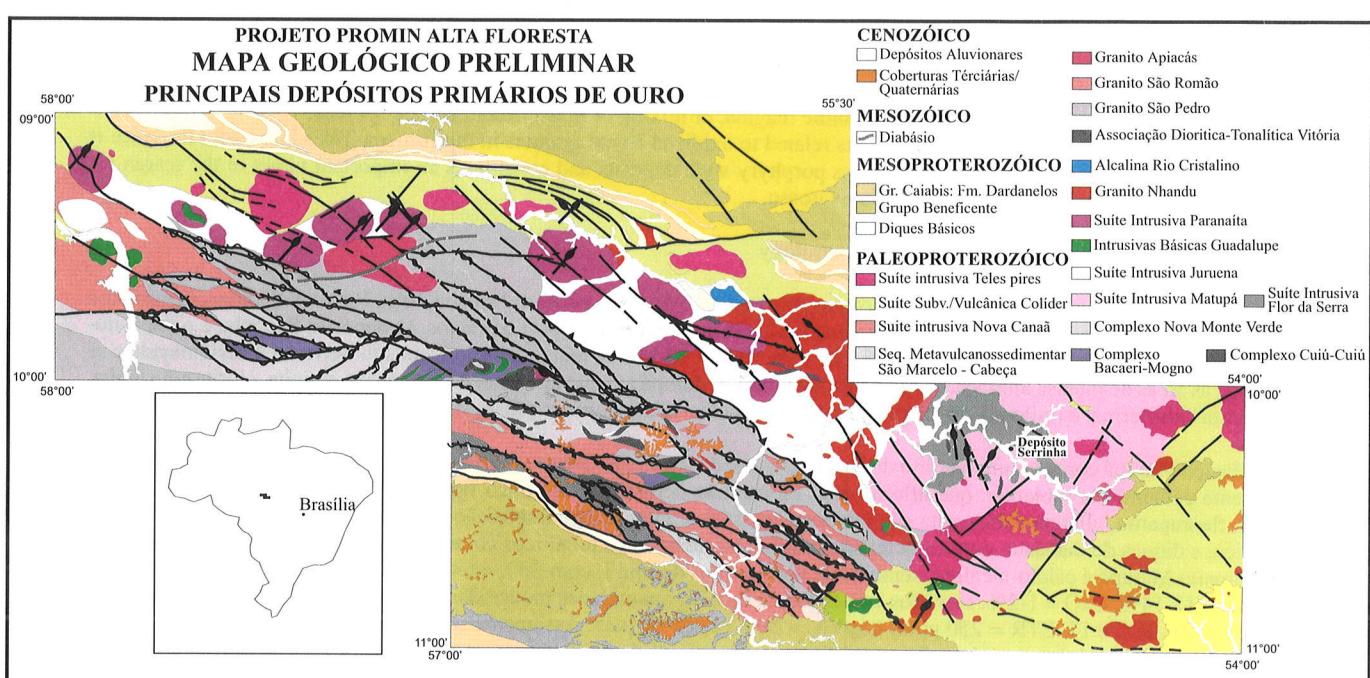


Figura 1 – Mapa geológico da Região Norte do Mato Grosso (Lacerda Filho *et al.* 2001).

GEOLOGIA DO MACIÇO MATUPÁ E PETROGRAFIA DAS ROCHAS FÉLSICAS O Maciço Matupá aflora como blocos isotrópicos não deformados e pouco fraturados, é subsolvus e tem textura equigranular a porfirítica. Os minerais essenciais compreendem quartzo, plagioclásio variando de oligoclásio a andesina (An20 a 40), feldspato potássico e biotita e, raramente, hornblenda. Os minerais acessórios são magnetita, ilmenita, titanita, zircão, apatita, allanita e monazita. O Maciço granítico Matupá é classificado como monzogranito no diagrama QAP de Streckeisen (1976). Variações modais são observadas entre amostras coletadas em diferentes partes do maciço, preponderando a fácies biotita monzogranito.

Localmente, porém, ocorre biotita quartzo monzdiorito com hornblenda. Sugere-se a manutenção da designação Granito Matupá para todo o maciço, proposta por Paes de Barros (1994).

Os diques félscos que cortam o Maciço encontram-se bastante afetados por processos hidrotermais, mas preservam estruturas de fluxo. Constituem-se de quartzo, feldspato seri-citizado, pirita, zircão e apatita. A quantidade de fenocristais (de quartzo e feldspato) não excede 5% da amostra. No diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1992), as amostras de dique félscico analisadas são classificadas como riolito (Moura 1998).

PETROGRAFIA E LITOGEÓQUÍMICA DOS DIQUES

MÁFICOS Distinguem-se dois tipos petrográficos de diques maficos intrusivos no Maciço granítico Matupá. O predominante é porfirítico, com fenocristais de plagioclásio sericitizados imersos em matriz ofítica mais vidro. Sua composição modal aproximada é matriz vítreo (40%), plagioclásio An33 a An56 (25%), augita (25%) e magnetita esqueletal (10%). O segundo tipo de dique é mineralogicamente semelhante ao dique porfirítico, porém sua textura é granular hipidiomórfica média a fina, subofítica. A magnetita está bem cristalizada e a matriz vítreo, ausente. O piroxênio possui fórmula estrutural média $(\text{Mg}_{0.83}\text{Ca}_{0.68}\text{Fe}^{2+}_{0.38}\text{Fe}^{3+}_{0.04}\text{Al}_{0.02})(\text{Si}_{1.93}\text{Al}_{0.07})\text{O}_6$. Clorita, sericita, pirita e raramente actinolita constituem os minerais secundários.

As amostras analisadas são quimicamente homogêneas, provavelmente representantes de uma única câmara magmática (Tabela 1) e são quimicamente semelhantes a derrames basálticos continentais. Os diques maficos de Serrinha são classificados como basalto médio-K subalcalino, com *trend* toleítico e proeminente enriquecimento em FeO^* . Em comparação com

valores típicos de MORB e de basaltos toleíticos havaianos, as rochas estudadas são ricas em K_2O e pobres em CaO e TiO_2 , sendo comparáveis a basaltos continentais da província de Deccan, Bacia do Paraná, Columbia e Etendeka (Carlson 1991). Os valores de Ni (49-168) e de #Mg (33-55) mostram que os diques de Serrinha representam magmas basálticos diferenciados.

Em diagramas discriminantes de ambiente tectônico, os diques estudados podem ser classificados como basaltos intraplaca. As razões Zr/Nb e Y/Nb são baixas a moderadas, respectivamente 9,09-12,4 e 1,33-2,09, e há enriquecimento em ETR leves ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 1,77-2,93$). Os padrões de elementos terras raras normalizados a condrito são fracionados, com razão média $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 8,2$ (Fig. 2). Os diques estudados são enriquecidos nos elementos mais higromagmatófilos relativamente ao manto primordial (Fig. 3), da mesma forma que os basaltos continentais (Carlson 1991).

Arndt *et al.* (1993) salientam que a grande maioria dos derra-

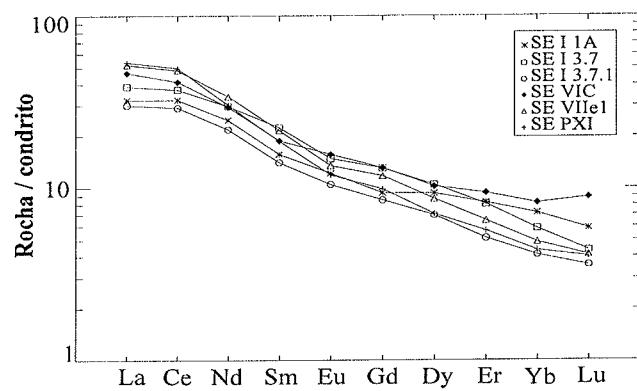


Figura 2 - Padrão de elementos terras raras para amostras do dique de diabásio normalizados ao condrito de Nakamura (1974).

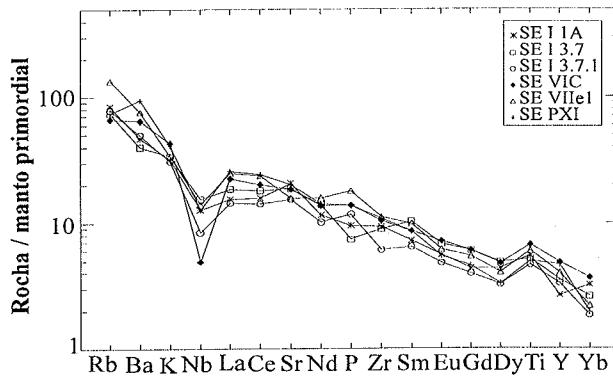


Figura 3 - Diagrama de distribuição de elementos para amostras de dique mafico, normalizados ao manto primordial (valores de normalização propostos por Sun & McDonough 1989).

mes vulcânicos continentais e rochas hipabissais associadas é moderada a fortemente enriquecida em todos os elementos incompatíveis com minerais mantélicos, exceto Ta e Nb, sendo as anomalias mais acentuadas as dos picritos da Província do Karoo e de diques de diabásio dos cráticos precambrianos. Os autores sugerem dois controles principais para as composições de derrames basálticos continentais. O primeiro é a espessura da litosfera, que influencia fortemente a profundidade e o grau de fusão mantélica de uma fonte astenosférica ou de uma pluma. Onde a litosfera é espessa, os líquidos fundem a elevada pressão, existe presença de granada, o grau de fusão é baixo e as concentrações de elementos-traço são elevadas. Este tipo de magma evolui para produzir basaltos continentais com alto Ti. Onde a litosfera é mais fina, a fonte ascende a níveis mais rasos, a porcentagem de fusão é maior, a granada deve ter sido exaurida e os magmas possuem menores conteúdos de elementos-traço. Estes magmas fornecem basaltos com baixo Ti. O segundo controle é o processamento de magmas em câmaras periodicamente supridas com novo material, enquanto os magmas permanecem em fracionamento contínuo e assimilação das rochas crustais encaixantes. Estes processos impõem uma assinatura crustal nos magmas, expressa mais fortemente pelas concentrações de elementos incompatíveis,

como as anomalias de Nb e Ta.

Os dados de campo e litogequíquicos sugerem que diques maficos de natureza toleítica continental, de baixo Ti, intradiram o Maciço Matupá quando a região já estava cratonizada, possivelmente em situação de litosfera fina. Os diques maficos estudados pertencem provavelmente à Suíte Intrusiva Flor da Serra, definida por Lacerda Filho *et al.* (2001) na região de Matupá (MT) (Fig. 1).

GEOCRONOLOGIA DO GRANITO MATUPÁ Uma amostra representativa do Granito Matupá (SE IID) foi selecionada para a investigação da idade de cristalização do granito pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão. Cem cristais de zircão da amostra SE IID foram separados no IG/UnB e analisados no Departamento de Caracterização Físico-Química e Isotópica do BRGM (Orléans, França), por Catherine Gerrot. O método de datação utilizado foi a evaporação direta de chumbo sobre monozircão, descrito em Cocherie *et al.* (1992). A idade média obtida foi de 1872 ± 12 Ma, para 390 razões isotópicas, interpretada como correspondente à idade de cristalização do Granito Matupá (Moura *et al.* 1997).

QUÍMICA DE MINERAIS MAGMÁTICOS Análises de

biotita e anfibólio do Granito Matupá foram realizadas na Microssonda Eletrônica CAMECA SX-50 da Universidade de Brasília, operando com 15 kV e 15 nA e abertura do feixe de 1 a 7 µm. Os padrões utilizados compreendem substâncias sintéticas e naturais fornecidas pela CAMECA.

Biotita A biotita do Granito Matupá é marrom e ocorre geralmente como lamelas milimétricas em equilíbrio com quartzo e feldspatos. O mineral tem composição homogênea, inter-mediária entre anfíbita e flogopita, e a fórmula estrutural representativa das análises obtidas é $K_{1,86}Na_{0,01}(Fe_{2,47}Mg_{2,47}Al_{0,41}Ti_{0,26}Mn_{0,06}Zn_{0,01})_{5,68}(Si_{5,7}Al_{2,30})_8O_{20}(OH_{3,6}F_{0,3}Cl_{0,1})$.

A principal substituição iônica na estrutura da biotita estudada ocorre entre Mg^{2+} e $Fe^{2+}(t)$ no sítio octaédrico. A incorporação de Ti no sítio octaédrico está relacionada à vacância neste sítio, provavelmente de acordo com o mecanismo $Ti^{VI} + []^{VI} = 2[R^{2+}]$ (Moura 1998).

O estudo da química de biotita primária de granitos tem sido utilizado para classificar os corpos graníticos de diferentes tipos de associações magmáticas. As relações de substituição mos-tram ter havido reequilíbrio na estrutura da biotita do Granito Matupá, envolvendo principalmente Ti e a vacância no sítio octaédrico. Entretanto, as relações entre Fe, Al e Mg permaneceram praticamente inalteradas, tornando possível o uso desses elementos em diagramas discriminantes de associações magmáticas. Nos diagramas de Nachit (1986) (Fig. 4) e Abdel-Rahman (1994), as análises de biotita do Granito Matupá alinharam-se com a de granitos cálcio-alcalinos.

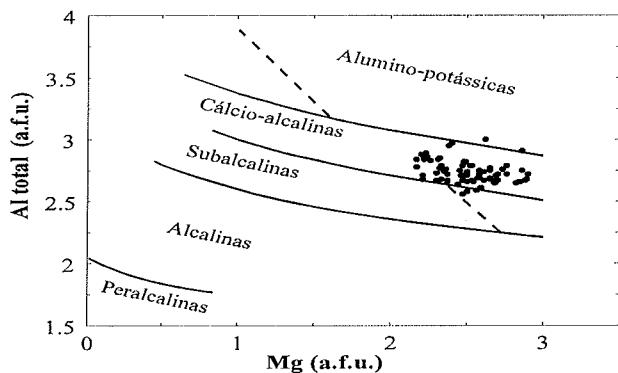


Figura 4 - Posicionamento da biotita do granito Matupá no diagrama em que Nachit (1986) distingue diferentes famílias magmáticas com base na relação entre Mg e Al.

Hornblenda A hornblenda é mineral varietal raro nas amostras do Granito Matupá. É euedral a subedral e ocorre inclusivamente em quartzo, associado com magnetita, biotita e titanita magmática, com pleocroísmo de verde claro a verde escuro. A fórmula química média simplificada do anfibólio é $(Na_{0,30}K_{0,20})_{0,50}Ca_{1,91}(Fe_{2,32}Mg_{2,23}Al_{0,35}Mn_{0,14}Ti_{0,12})_{5,16}(Si_{6,78}Al_{1,22})_8O_{22}(OH)_2$. De acordo com a nomenclatura proposta por Leake *et al.* (1997), o anfibólio possui composição intermediária entre ferro-edenita e edenita.

As variações compostionais observadas na hornblenda do Granito Matupá se devem principalmente a soluções sólidas na estrutura do mineral. O principal mecanismo de incorporação do Ti deu-se pela substituição dos cátions divalentes em posição octaédrica, de acordo com a equação $2Al^{IV} + Ti^{VI} \leftrightarrow 2Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI}$ ($y = -1,02x + 21,09; R^2 = 0,92$). É possível ter havido substituição de Al por Ti no sítio octaédrico pelo mecanismo $Al^{IV} + Ti^{VI} \leftrightarrow$

$Si^{IV} + Al^{VI}$ ($y = -0,95x + 8,41; R^2 = 0,90$). Segundo Anderson & Smith (1995), as substituições envolvendo Ti, tais como $2Al^{VI} = Ti^{VI} + [R^{2+}]^{VI}$ e $Al^{IV} + Ti^{VI} \leftrightarrow Si^{IV} + Al^{VI}$, são sensíveis a variações de temperatura.

A substituição do tipo tschermark foi outro mecanismo responsável pelo aumento de Al nos sítios octaédricos da hornblendina em substituição aos cátions divalentes, especialmente Fe e Mg, pela equação de substituição $Al^{IV} + Al^{VI} \leftrightarrow Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI}$ ($y = -0,85x + 11,3; R^2 = 0,80$).

A substituição do tipo edenita, dada pela equação $Si^{IV} + []^A \leftrightarrow Al^{IV} + Na^A$, deve ter sido parcialmente responsável pelo aumento da vacância no sítio A da hornblendina ($y = -0,74x + 6,8; R^2 = 0,96$). A reação de formação da edenita (albita + tremo-lita = 4quartzo + edenita), que utiliza a substituição edenítica, é considerada como função de temperatura (Anderson & Smith 1995). Substituições do tipo $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$ e $Na^+ \leftrightarrow K^+$ também devem ter modificado a composição química do anfibólio cálcio-co (Moura 1998).

Devido ao Granito Matupá possuir a associação mineral requerida para a utilização do geobarômetro da hornblendina e ter sido verificada a presença de fluido primário contendo H_2O e CO_2 no Depósito Serrinha (Moura 1998), utilizou-se a relação de Johnson & Rutherford (1989) para estimar a pressão de cristalização do Granito Matupá. Os valores obtidos situam-se entre 3,2 e 3,5 kb. Considerando que a fácies com hornblendina corresponde à menos evoluída do Granito Matupá, os resultados de pressão calculados indicam profundidade de 11 a 12 km para o início da cristalização do Maciço granítico Matupá.

LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS FÉLICIAS Dados representativos de análise química de amostras do Granito Matupá e de dique de riolito, bem como os métodos utilizados neste trabalho, encontram-se na Tabela 1.

O Granito Matupá e os diques de riolito são classificados como peraluminosos a levemente metaluminosos, o que se deve provavelmente a modificações pós-magmáticas nos teores de Na_2O e K_2O (Fig. 5). Pela classificação de Peacock (1931), o Granito Matupá tende a cálcio-alcalino (índice de Peacock = 57), situando-se próximo ao limite entre álcali-cálcico e cálcio-alcalino. Entretanto, suas características petrográficas e químicas, tais como presença de hornblendina, titanita e allanita, composição da biotita e ausência de anfibólio ou piroxênio alcalino, permitem classificar o Granito Matupá como cálcio-alcalino, sendo semelhante aos granitos do tipo I mais félscicos do Cinturão Lachlan (Chappell & White 1992).

A variação de elementos maiores em diagramas de Harker mostra uma faixa contínua de teores de SiO_2 entre 64 e 77%, os mais elevados correspondendo a riolito (Fig. 5). Nas amostras de granito, com o aumento do conteúdo de SiO_2 há diminiuição em TiO_2 , Al_2O_3 , $FeO(t)$, CaO , MgO e P_2O_5 . As amostras de riolito tendem a se sobrepor às de granito, situando-se em geral junto às amostras mais ricas em SiO_2 , sugerindo que sejam cogenéticas. Nos diagramas $SiO_2 \times TiO_2$ e $SiO_2 \times P_2O_5$, o riolito situa-se nas porções mais pobres em TiO_2 e P_2O_5 .

Nos diagramas de Harker, os elementos-traço Ta, V, Sr e Zr mostram correlação negativa com SiO_2 , sendo que as amostras de riolito destacam-se nos gráficos $SiO_2 \times V$ e $SiO_2 \times Zr$ por serem consideravelmente mais pobres em Zr e V que as de granito (Fig. 6). Nb e Th apresentam dispersão em diagramas $SiO_2 \times Nb$ e $SiO_2 \times Th$ (Moura 1998). Entretanto, o Nb possui correlação positiva com Ta, sugerindo comportamentos similares entre Nb e Ta.

Tabela 1 - Análises químicas representativas de amostras do Maciço granítico Matupá e de diques. Obs.: a) "n.a." - elemento não analisado; b) (1) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Y, Cs, Zr e U por fluorescência de raios-x, ETR por ICP-EAS, na GEOSOL, demais elementos dosados no LAGEQ/UnB; c) (2) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Cs, U e ETR por ICP-MS, no BRGM (França), Y, Zr e demais elementos dosados no LAGEQ/UnB; d) (3) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Y, Cs, Zr e U por fluorescência de raios-x, na GEOSOL; ETR, Ta e Hf dosados por ICP-MS no BRGM; demais elementos, no LAGEQ/UnB; e) As demais análises foram realizadas no LAGEQ/UnB; f) Quando FeO = n.a., todo o ferro encontra-se na forma de Fe_2O_3 .

	Maciço granítico Matupá										Riolito			Diabásio																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
	SEI.4.6 ¹	SEI.4.8 ¹	SEIIA ²	SEIIC2 ¹	SEIID ^{1,3}	SEIIIA ²	SEPE1 ²	SEPXI ¹	SEVVA ²	SEI.1.4 ¹	SEI.2.1 ²	SEI.3.2 ¹	SEI.1A ¹	SEPX1 ¹	SEI.3.7 ¹	SEVIC ²																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
	SiO ₂ %	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total	F (ppm)	Cl	Be	Cr	Ni	V	Cu	Zn	Rb	Cs	Ba	Sr	Y	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
SiO ₂ %	73,58	69,77	75,09	64,40	73,07	71,00	74,09	69,40	67,35	76,80	74,89	76,92	48,24	49,68	49,20	50,60	TiO ₂	0,19	0,46	0,17	0,62	0,20	0,36	0,34	0,42	0,57	0,06	0,06	0,09	1,18	1,07	1,12	1,45	Al ₂ O ₃	14,20	13,96	13,85	14,77	14,31	14,36	13,23	14,30	15,47	12,15	13,74	11,99	15,20	16,85	15,38	14,74	Fe ₂ O ₃	0,87	0,91	0,63	5,98	0,90	1,30	0,33	1,80	1,21	1,58	1,86	2,68	4,12	1,07	2,49	5,09	FeO	0,61	1,85	0,96	n.a.	0,68	1,39	1,61	1,23	2,19	0,11	n.a.	n.a.	7,07	10,86	8,70	8,41	MnO	0,03	0,08	0,03	0,10	0,03	0,06	0,03	0,11	0,07	0,00	n.a.	0,02	0,15	0,16	n.a.	0,19	MgO	0,60	1,15	0,40	1,60	0,48	0,89	0,57	1,00	1,54	0,39	0,27	0,82	8,50	5,86	7,60	5,75	CaO	1,28	1,95	1,12	2,50	1,63	2,08	1,55	1,44	2,89	0,00	n.a.	0,08	10,15	9,21	10,13	8,43	Na ₂ O	3,15	3,16	3,07	3,36	3,41	3,62	2,73	3,50	3,65	2,73	2,18	0,55	2,31	2,25	2,06	2,24	K ₂ O	4,92	5,02	4,13	4,24	5,15	4,16	4,30	4,76	4,09	4,64	4,34	4,31	0,95	1,23	1,02	1,29	P ₂ O ₅	0,06	0,15	0,06	0,21	0,08	0,13	0,10	0,15	0,17	0,01	0,01	0,01	0,20	0,29	0,16	0,29	PF	0,69	1,33	0,53	1,27	0,63	0,77	0,53	1,65	0,98	1,51	1,84	2,36	2,01	2,06	1,95	1,45	Total	100,18	99,79	100,04	99,05	100,57	100,12	99,41	99,76	100,18	99,98	99,19	99,83	100,08	100,59	99,81	99,93	F (ppm)	500	n.a.	n.a.	n.a.	450	735	629	n.a.	1000	n.a.	Cl	31	30	22	n.a.	56	78	64	77	50	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	65	n.a.	Be	3	2	3	n.a.	3	3	3	3	3	3	3	3	1	1	1	1	Cr	5	18	17	53	22	n.a.	19	18	25	15	15	22	233	118	240	37	Ni	<5	<5	<1	35	<1	n.a.	<5	13	<5	<5	6	130	126	125	29	V	15	40	23	67	37	28	34	39	55	4	2	5	266	175	300	268	Cu	5	9	3	57	9	4	8	34	18	n.a.	1	11	67	74	76	60	Zn	36	46	30	101	36	53	39	51	56	15	15	15	84	69	80	89</						

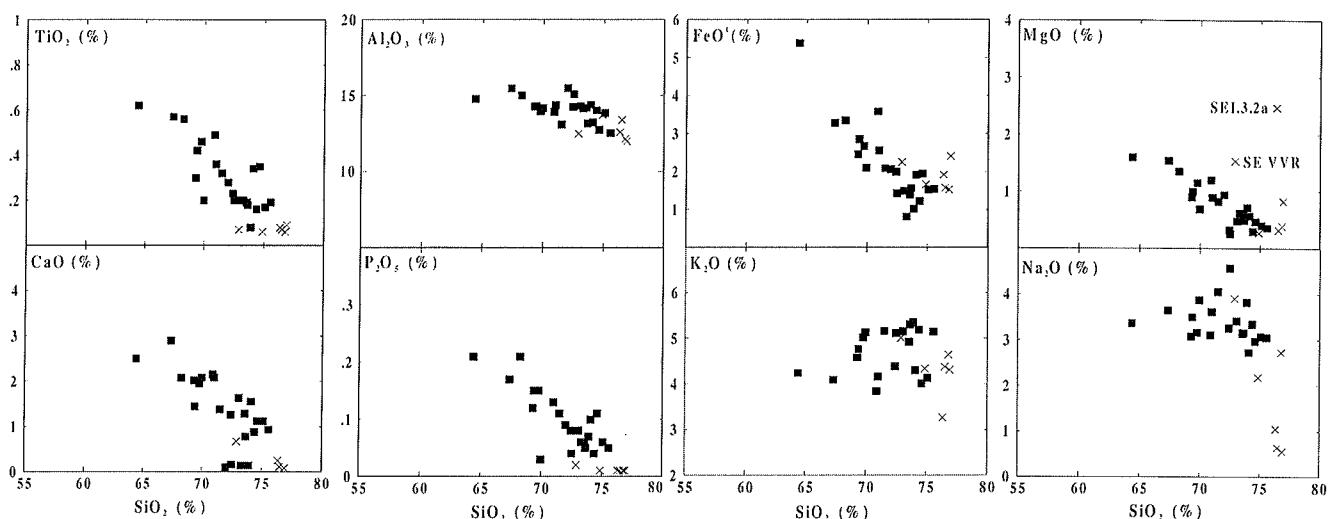


Figura 5 - Diagramas de Harker de elementos maiores para amostras do Granito Matupá (■) e do dique de riolito (x).

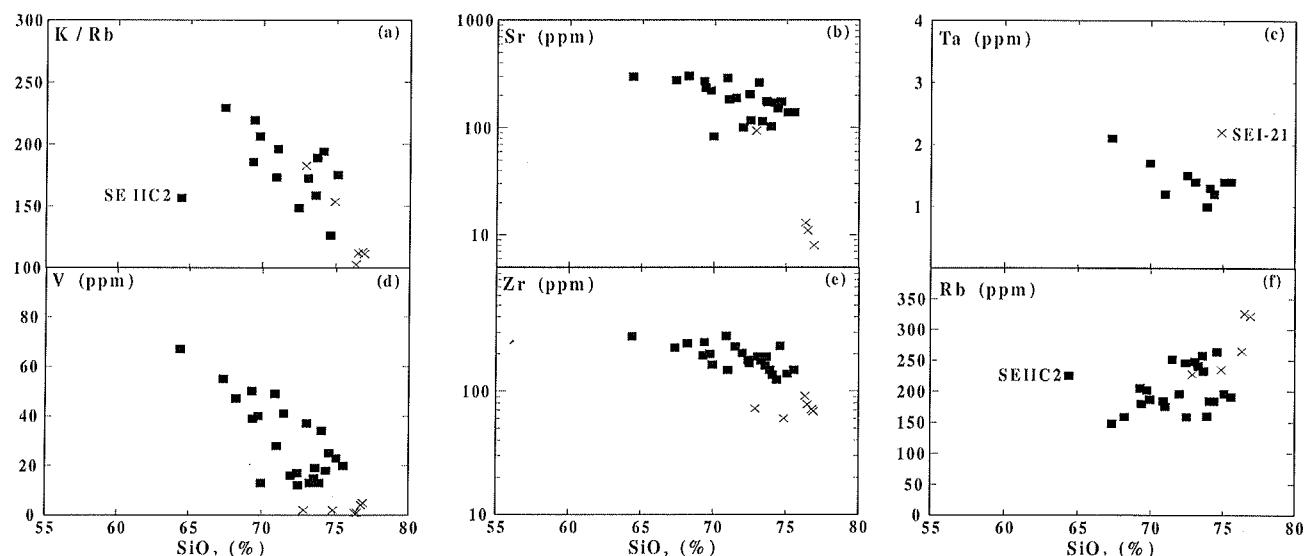


Figura 6 - Diagramas de variação de elementos-traço e razões interelementos com o aumento de SiO₂ de amostras do Granito Matupá (■) e do dique de riolito (x).

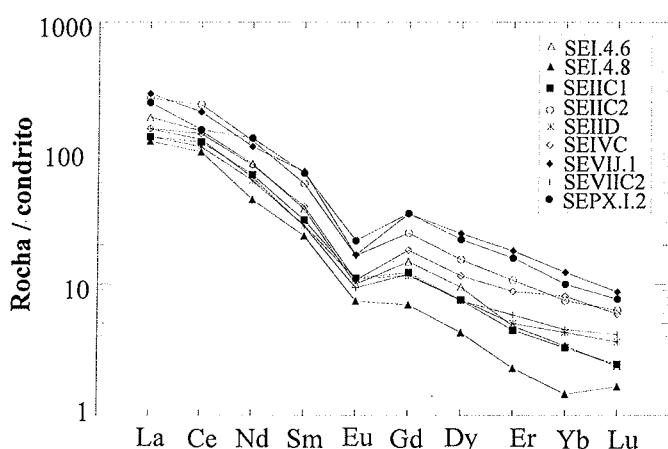


Figura 7 - Espectro de elementos terras raras de amostras representativas do Granito Matupá, normalizados ao condrito de Nakamura (1974).

ficando explícita a anomalia negativa de Nb, claramente identificada quando os elementos são ordenados de acordo com Sun & McDonough (1989).

O Granito Matupá caracteriza-se petrográfica e quimicamente pela ausência de material residual da sua fonte e se assemelha ao grupo de granitos proterozóicos da Austrália classificados por Wyborn *et al.* (1992) como fracionados do tipo I, empobrecidos em Sr e não empobrecidos em Y. Este grupo contém os principais depósitos minerais associados às rochas graníticas proterozóicas na Austrália.

As características químicas das amostras de granito estudadas indicam que cristalização fracionada foi importante na evolução magmática do Granito Matupá e responsável pelo enriquecimento progressivo em Rb e empobrecimento em TiO₂, MgO, FeO, P₂O₅, CaO, Ba, Sr, V e Zr.

O comportamento do Granito Matupá e dos diques de riolito relativamente à razão Rb/Sr parece ser semelhante ao de granitos e riolitos comagmáticos cretácicos e cenozóicos do NW dos EUA (Norman *et al.*, 1992), em que há incremento moderado da razão Rb/Sr com o fracionamento do granito, enquanto os

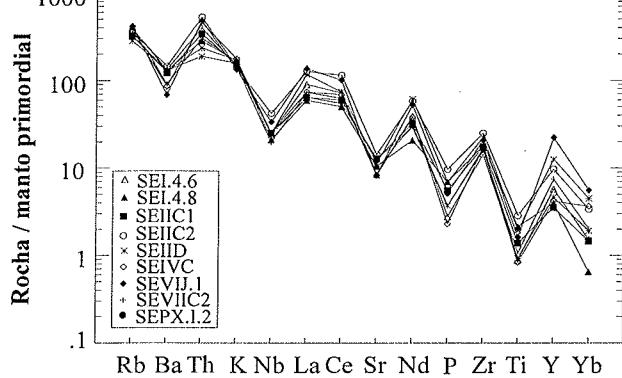


Figura 8 - Amostras representativas do Granito Matupá em diagrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial, com fatores de normalização de Sun & McDonough (1989).

riolitos possuem razões Rb/Sr mais elevadas, que aumentam abruptamente com o fracionamento.

O fracionamento de feldspato do líquido felsico durante a cristalização do Granito Matupá concentrou Rb e empobreceu o líquido em Ba e Sr. A diminuição de TiO_2 , MgO e FeO em direção às composições mais ácidas deve-se provavelmente à remoção de biotita durante a evolução e cristalização do magma granítico. À semelhança dos granitos do tipo I-felsicos do Cinturão Lachlan (Chappell & White 1992), houve diminuição de Zr e P_2O_5 durante a cristalização fracionada do Granito Matupá.

Os dados petrográficos e químicos do Granito Matupá, como ausência de enclaves máficos, existência de anomalia negativa de Eu, ausência de anomalia negativa de Y em diagramas multi-elementares normalizados ao manto primordial, os baixos conteúdos de Sr (< 500ppm) e a existência de correlação negativa entre Sr e os indicadores de fracionamento no Granito Matupá, sugerem geração do magma em condições de pressões menores que 10 Kb, onde granada está ausente e o plagioclásio residual é mais abundante, e evolução crustal provavelmente por cristalização fracionada (Wyborn *et al.* 1992).

As amostras de Granito Matupá são muito mais pobres em Ga (Tabela 1) que granitos do tipo A australianos e granitos anorogênicos da Província Estanifera de Goiás e, em geral, inferiores aos granitos do tipo I australianos (Moura 1998).

Nos diagramas Yb-Ta (Fig. 10a) e (Yb+Ta)-Rb (Fig. 10b), as amostras de granito Matupá posicionam-se no topo do campo dos VAG, chegando ao início do domínio dos *syn-COLG*, comportamento semelhante ao esperado em granitos pós-colisionais, segundo Pearce (1996). O diagrama da figura 11 demonstra a homogeneidade do Granito Matupá quando normalizado a granitos de cadeias oceânicas. Há anomalia positiva de Rb, Th, Ce e Sm e fraca anomalia negativa de Y, padrão atribuído por Pearce *et al.* (1984) a forte envolvimento crustal.

No diagrama triangular Rb/100-Ta-Tb (Fig. 12), as amostras analisadas concentram-se no campo das rochas ácidas pós-colisionais + sin-subducção, segundo Thiéblemont & Cabanais (1990).

Para discriminar geoquimicamente rochas intrusivas intermediárias e ácidas de zonas de colisão, Harris *et al.* (1986) elaboraram um diagrama Hf - Rb/30 - 3Ta, no qual as amostras do granito Matupá concentram-se quase exclusivamente no campo de granitos pós-colisionais. No diagrama SiO_2 - Rb/Zr, as amos-

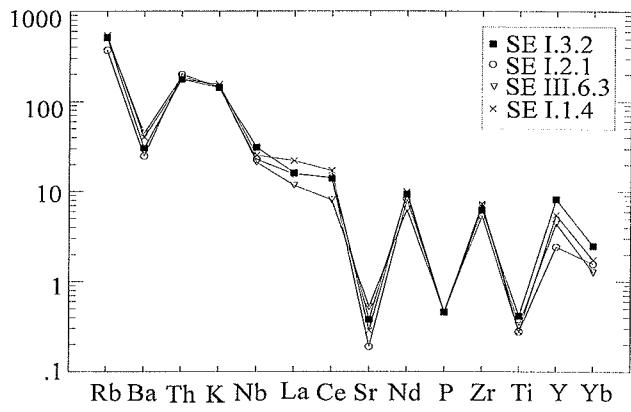


Figura 9 - Amostras do dique de riolito em diagrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial, com fatores de normalizações publicados por Sun e McDonough (1989).

tras do Granito Matupá situam-se no campo dos granitos pós-colisionais, com razões Rb/Zr próximas às de granitos de arco vulcânico e muito inferiores àquelas obtidas por Harris *et al.* (1986) para granitos sin-colisionais (Fig. 13).

Harris *et al.* (1986) consideram a colisão de placas um evento dinâmico, que evolui de estágio inicial de subducção de litosfera oceânica até um período de litosfera continental estabilizada, razão pela qual há mais de uma região-fonte de magmas colisionais e, consequentemente, sobreposição de assinaturas geoquímicas dos ambientes tectônicos. Assim, intrusões dos grupos I e III apresentam muitas semelhanças geoquímicas.

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sm – Nd Quatro amostras representativas do Granito Matupá foram selecionadas para análises isotópicas de Sm e Nd, no Laboratório de Geocronologia do IG/UnB. Os conteúdos de Sm e Nd foram obtidos por diluição isotópica, em espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 com fonte termal de ionização, em modo estático, usando spikes de ^{149}Sm e ^{150}Nd . A descrição detalhada do procedimento analítico adotado encontra-se em Gioia (1997). As quatro amostras analisadas possuem valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ (entre -2,66 e -4,29) e idades-modelo (T_{DM}) paleoproterozóicas, variando de 2,34 a 2,47 Ga (Tabela 2).

Duas hipóteses devem ser consideradas na interpretação dos dados de $\epsilon_{Nd}(t)$ e T_{DM} do Granito Matupá: fonte única e mistura de fontes na geração do magma granítico. Entretanto, em ambos casos, as semelhantes características isotópicas de Nd entre as amostras analisadas sugerem ter sido o magma granítico original homogêneo. O valor negativo de $\epsilon_{Nd}(t)$ decorre de influência de crosta continental preexistente e sugere uma fonte enriquecida em elementos litófilos. É possível que a formação do magma original tenha ocorrido a partir de magmas derivados do manto misturados com rochas tipicamente crustais, como observado em batólitos graníticos de cinturões orogênicos (DePaolo 1980, Faure 1986).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES Condições de fugacidade de oxigênio e temperatura durante a cristalização do Granito Matupá Os estados de oxi-redução de magmas graníticos são considerados como reflexo das suas rochas-fonte (Car-michael 1991, Blevin & Chappel 1992). No Granito Matupá, a magnetita magnética está, muitas vezes, matritizada e os raros cristais de ilmenita ígnea normalmente apresentam exsolução de hematita, o

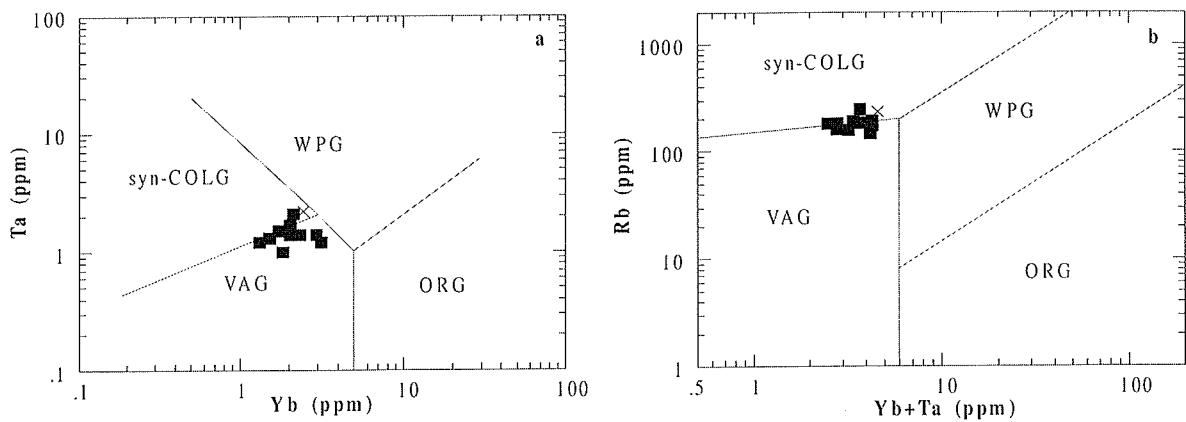


Figura 10 - Amostras do Granito Matupá (■) e do dique de riolito (x) plotadas em diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984).

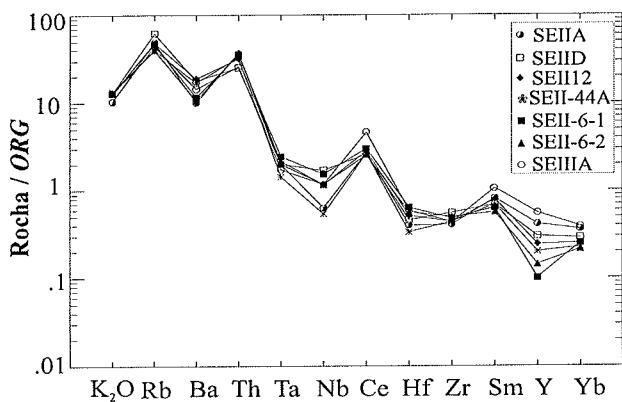


Figura 11 - Espectros de normalização a granitos de cadeias oceânicas (ORG) de amostras do Granito Matupá, com valores de normalização de Pearce et al. (1984).

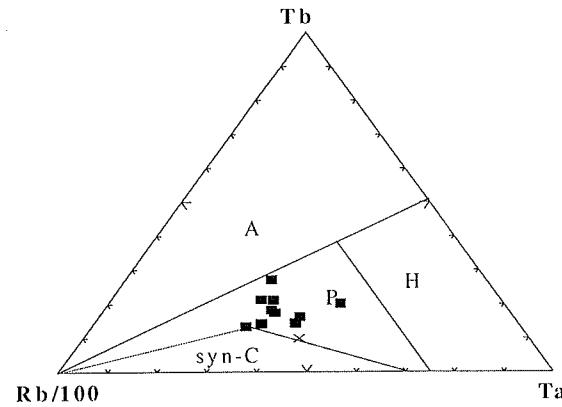


Figura 12 - Amostras do Granito Matupá (■) e do dique de riolito (x) nos diagramas de discriminação geotectônica das rochas magmáticas ácidas sin-colisionais (syn-C), pós-colisionais + sin-subducção (P), anorogênicas não hiperalcalinas (A) e hiperalcalinas (H), propostos por Thiéblemont & Cabanis (1990).

0,48 a 0,52, posiciona-se no campo de hornblendas de granitos de alta fugacidade de oxigênio, segundo Anderson & Smith (1995), caracterizados por extensas anomalias magnéticas e abundância de magnetita, além de conterem hornblendas com razão Fe / (Fe+Mg) entre 0,40 a 0,61.

A associação titanita + magnetita + quartzo, estável no Granito Matupá, indica elevada fugacidade de oxigênio em magmas silicáticos e, somada às demais características petrográficas e químicas, permite posicionar o Granito Matupá no campo dos magmas do tipo I em diagramas $T - fO_2$, eqüidistante dos tampões FMQ e HM (Burnham & Ohmoto 1980, Wones 1989).

Modelo petrogenético Os resultados petrológicos obtidos para o Granito Matupá sugerem que este seja cálcio-alcalino, provavelmente gerado em ambiente pós-colisional, em condições de elevada fugacidade de oxigênio e sua evolução ocorreu por cristalização fracionada. O magma granítico original era homogêneo e resultou ou da fusão de fonte crustal única ou da mistura completa entre fontes mantélica e crustal. Os dados lito-geoquímicos, como ausência de anomalia negativa de Y em diagramas multielementares, presença de anomalia negativa de Eu e baixos conteúdos de Sr, sugerem geração e evolução do magma

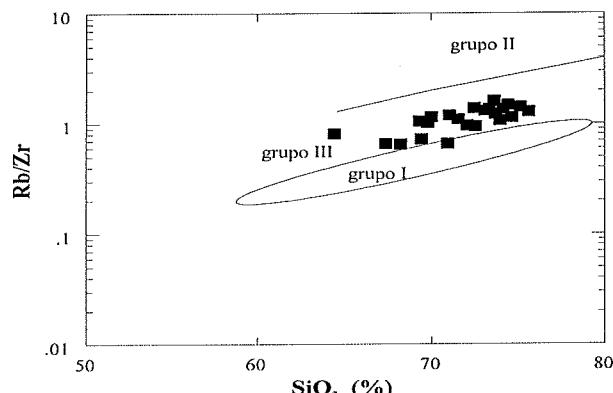


Figura 13 - Amostras do Granito Matupá plotadas no diagrama utilizado por Harris et al. (1986) para separar granitos sin-colisionais (grupo II) de granitos pós-colisionais (grupo III) e de arcos vulcânicos (grupo I).

que inviabiliza o uso do geotermômetro ilmenita-magnetita para determinar fO_2 e T de cristalização do magma granítico (Ghiorso & Sack 1991).

No diagrama $Al^{IV} \times Fe / (Fe+Mg)$, a hornblenda do Granito Matupá, cuja razão Fe / (Fe+Mg) na base de 13 cátions varia de

Tabela 2 - Resultados isotópicos de Sm-Nd para amostras representativas do Granito Matupá.

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$
SE I.4.6	7,552	43,07	0,1060	$0,511368 \pm 10$	-24,77	-2,66	2,36
SE IIA	6,995	38,29	0,1104	$0,511384 \pm 13$	-24,46	-3,43	2,44
SE IID	5,053	29,08	0,1050	$0,511273 \pm 11$	-26,63	-4,29	2,47
SE IIIA	9,438	59,94	0,0952	$0,511213 \pm 8$	-27,80	-3,05	2,34

granítico sob pressão inferior a 10 Kb. Isto é compatível com os resultados geobarométricos, que apontam pressão entre 3,3 e 3,5 Kb para o início da cristalização do Granito Matupá.

O modelo para a evolução magmática de um cinturão colisional proposto por Harris *et al.* (1986), e adaptado por Crawford & Windley (1990) para leucogranitos do Himalaia, pode ser utilizado para explicar a geração do Granito Matupá em ambiente pós-colisional. Segundo o modelo, que considera a colisão de placas um evento dinâmico, suítes cálcio-alcalinas em ambiente colisional podem originar-se durante a fase de subducção de placa oceânica anterior à colisão, quando são gerados magmas mantélicos modificados pela litosfera oceânica subductada, ou durante a fase pós-colisional, sob influência da cunha de manto existente sobre a litosfera oceânica subductada.

De acordo com o modelo proposto por Tassinari (1996) e Sato & Tassinari (1997) para a evolução crustal da Amazônia, núcleos arqueanos foram amalgamados através de cinturões móveis com idades relacionadas ao ciclo orogênico Trans-amazônico. Por sua vez, esses grandes fragmentos neoformados foram agregados por uma sucessão de arcos magmáticos com idades variáveis desde 1,9 até 1,55 Ga. A proposta envolve a subducção de placa oceânica, estando, portanto, em conformidade com o modelo de Harris *et al.* (1986), que, com base nos dados existentes, parece o mais adequado para explicar o magmatismo cálcio-alcalino do tipo Matupá, gerado em ambiente de arco vulcânico ou pós-colisional sob influência de placa oceânica subductada.

O Maciço granítico Matupá ocorre no Domínio Geocrono-lógico Ventuari-Tapajós, definido por Tassinari (1996), e pode ter sido gerado e evoluído durante a instalação do arco magmático Ventuari-Tapajós, ativo entre 1,95 e 1,8 Ga, diretamente sobre a placa subductada, ou mais para leste da região de sutura, onde havia menor contribuição da placa oceânica subductada, ou ainda em situação de pós-colisão. Neste caso, como o Granito Matupá possui 1,87 Ga, o fechamento do arco magmático deve ter ocorrido antes da idade de 1,8 Ga proposta por Tassinari (1996), pelo menos no seu extremo sul-sudeste (Moura 1998).

As idades-modelo Sm/Nd (T_{DM}) obtidas por Sato & Tassinari (1997) para rochas tonalíticas, graníticas, gnáissicas e granulíticas que ocorrem no Domínio Ventuari-Tapajós distribuem-se entre 2,2 e 1,9 Ga, apesar de haver valores de 2,44 Ga e 2,85 Ga. Os valores de $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ relativos à época de formação das rochas da Província Ventuari-Tapajós situam-se entre -1,3 e +4, havendo

resultados de -7,3 e -10,2. Esses resultados não estão muito distantes dos dados obtidos para o Granito Matupá – T_{DM} entre 2,34 e 2,47 Ga e $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ entre -2,7 e -4,3. Entretanto, considerando-se uma única fonte para o magma granítico original, as idades-modelo representam a idade de formação de crosta continental e constituem uma exceção em relação aos dados de Tassinari (1996), segundo o qual o período inicial do Paleoproterozóico não foi caracterizado por formação de crosta continental, praticamente inexistindo terrenos diferenciados do manto entre 2,5 e 2,3 Ga.

Paes de Barros (1994) definiu o Granito Matupá e o inseriu, junto com o Granito Juruena, em uma unidade denominada pré-Uatumã. O autor considerou o Granito Matupá intrusivo no Complexo Xingu e correlacionável ao Ciclo Trans-amazônico. O caráter cálcio-alcalino do Granito Matupá e sua idade paleoprotezóica permitem correlacioná-lo aos granitos do magmatismo Uatumã, na concepção de Santos (1982). Contrariamente, Santos *et al.* (2000) afirmam ser o magmatismo Uatumã produto de evento anorogênico que ocorreu há 1880-1870 Ma, restrito à Província Amazônia Central.

Devido à falta de consenso na literatura quanto ao termo Uatumã e à dificuldade de correlacionar unidades situadas em áreas distantes e sem dados geológicos conclusivos, opta-se neste trabalho por manter o Maciço granítico Matupá como unidade singular, pertencente à Suíte Intrusiva Matupá, definida por Lacerda Filho *et al.* (2001).

Os dados apresentados neste trabalho mostram que o Maciço granítico Matupá possui características petrológicas semelhantes às descritas na literatura para rochas graníticas geneticamente relacionadas a mineralizações disseminadas de ouro e ouro-cobre e podem auxiliar a compreensão e prospecção de mineralizações de ouro semelhantes no norte do Mato Grosso.

Agradecimentos À Companhia WMC pelo acesso aos dados e apoio de campo, aos laboratórios de Geocronologia, Geoquímica e Microssonda Eletrônica do IG/UnB, ao Dr. Philippe Rossi (BRGM), pelos dados Pb-Pb e parte das análises químicas, à ADIMB, na pessoa do Dr. Onildo João Marini, pelo apoio financeiro nas etapas de campo e custeio de parte das análises químicas, à CPRM, na pessoa do Geól. Joffre V. L. Filho, pelas discussões e cessão do mapa do Projeto PROMIN/Alta Floresta, à CAPES-PDEE, pela concessão de bolsa Doutorado-sanduíche à primeira autora e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Abdel-Rahman A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, **35**:525-541.
- Andersen D.J. e Lindsley D.H. 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.*, **73**:714-726.
- Anderson J.L. e Smith D.R. 1995. The effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.*, **80**:549-559.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Wooden J.L., Fedorenko V.A. 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, **223**:39-53.
- Blevin P.L. e Chappell B.W. 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, **83**:305-316.
- Botelho N.F. e Moura M.A. 1998. Granite-ore deposit relationship in

- central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**:427-438.
- Botelho N.F., Moura M.A., Souza M.T. de, Antunes J.A. 1997. Petrologia e potencial metalogenético de granitos da região de Peixoto de Azevedo-Alta Floresta, Mato Grosso. In: SBG, Núcleos Centro-Oeste e Brasília, Simp. Geol. Centro-Oeste, 6, Cuiabá, *Anais*, 40-42.
- Burnham C. e Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geol.*, **8**:1-11.
- Carlson R.W. 1991. Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism. *Austr. J. Earth Sci.*, **38**:525-544.
- Carmichael I.S.E. 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? *Contr. Min. Petrol.*, **106**:129-141.
- Chappell B.W. e White A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **83**:1-26.
- Cocherie A., Guerrot C., Rossi P. 1992. Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chem. Geol.*, **101**:131-141.
- Crawford M.B. e Windley B.F. 1990. Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **44**:1-19.
- Depaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular ranges, California. *J. Geophys. Res.*, **86**:10.470-10.488.
- Emmermann R., Daieva L., Schneider J. 1975. Petrologic significance of rare earths distribution in granites. *Contr. Min. Petr.*, **52**:267-283.
- Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2 ed. New York, J. Wiley, 589p.
- Ghiorso M.S. e Sack R.O. 1991. Fe-Ti oxide thermometry: termodynamic formulation and estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contr. Min. Petrol.*, **108**:485-510.
- Gioia S.M.C.L. 1997. *Preparação da metodologia Sm-Nd para a datação de amostras geológicas e sua aplicação em rochas das áreas de Firminópolis, Fazenda Nova e Americano do Brasil*. Inst. de Geociências, UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (ed.) *Collision Tectonics*. London, The Geological Society, Special Publ., **19**, pp.67-81.
- Johnson M.C. e Rutherford M.J. 1989. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**:837-841.
- Lacerda Filho J.V. et al. 2001. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta) In: SBG/Núcleo Norte, VII Simp. Geol. da Amazônia, Belém, *Resumos Expandidos*, s.n.
- Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. 2000. An exploration model for intrusion-related gold systems. *Soc. Econ. Geol. Newsletter*, **40**:6-15.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Woolley A.R. 1992. The construction of the total alkali-silica chemical classification of volcanic rocks. *Mineral. Petrol.*, **46**:1-22.
- Leake B.E. et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineral. Mag.*, **61**:295-321.
- Moura M.A. 1998. *O Maciço granítico Matupá no Depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia*. Inst. de Geociências, UnB, Brasília, Tese de Doutoramento, 238p.
- Moura M.A. e Botelho N.F. 1998. A mineralização do tipo Au pôrfiro de Serrinha (MT). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, pp.: 116.
- Moura M.A., Botelho N.F., Rossi P. 1997. Geology, lithogeochemistry and age of the Matupá granitic massif in the Serrinha gold deposit, State of Mato Grosso, central Brazil. In: ISGAM, II, Salvador, *Extended Abstracts*, 442-446.
- Nachit H. 1986. *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques*. Brest: Université de Bretagne Occidentale, Tese de Doutorado.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **38**: 757-775.
- Paes de Barros A.J. 1994. *Contribuição à geologia e controle das mineralizações auríferas da região de Peixoto de Azevedo*. Inst. de Geociências, USP, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 145p.
- Peacock M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *J. Geol.*, **39**:54-67.
- Pearce J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120-125.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- Santos J.O.S. 1982. Granitos proterozóicos da Plataforma Amazônica, Brasil. In: Congr. Latinoam. Geol., 2, Buenos Aires, *Actas*, 97-112.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Re.*, **3**:453-488.
- Sato K. e Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M.L. Costa e R.S. Angélica (coord.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG, 91-129.
- Sillitoe R.H. 1996. Granites and metal deposits. *Episodes*, **19**:126-133.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G. de et al.. 1980. Geologia. In: Projeto Radambrasil, Folha SC.21 Juruena. Rio de Janeiro, MME/DNPM, p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais 20)
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- Sun S.-S. e McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes. In: A.D. Saunders e M.J. Norry (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. London, Geol. Soc., 313-345.
- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico: revisão dos dados isotópicos*. Inst. De Geociências, USP, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 139p.
- Thiéblemont D. e Cabanis B. 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. Geol. France*, **8**:23-35.
- Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Am. Mineral.*, **74**:744-749.
- Wyborn L.A.I., Wyborn D., Warren R.G., Drummond B.J. 1992. Proterozoic granite types in Australia: implications for lower crust composition, structure and evolution. *Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sci.*, **83**:201-209.

Manuscrito A-1326

Recebido em 06 de março de 2002

Revisão dos autores em 30 de setembro de 2002

Revisão aceita em 02 de outubro de 2002