

Assinatura isotópica de Sr e Nd do magmatismo cálcio-alkalino de alto-K na Faixa Ribeira central: o exemplo do Granito São Pedro em Lumiar, RJ

Julio Cezar Mendes¹, Silvia Regina de Medeiros¹ & Eduardo Amorim Chaves¹

Resumo Na porção centro-norte da Faixa Ribeira, no Estado do Rio de Janeiro, ocorrem muitos corpos intrusivos de formas diversas e variação composicional predominantemente granodiorítica a granítica, que definem uma província magmática tardi a pós-colisional, com assinatura geoquímica Cálcio-alkalina tipo I cordilheirano. O Granito São Pedro é um desses corpos, ocorrendo como pequenos corpos pós-colisionais na região serrana do Rio de Janeiro, caracterizando-se por sua estrutura isotrópica, textura equigranular a inequigranular seriada e concentração local de allanita, o que confere sutil variação composicional e de textura à rocha. Trata-se de magmatismo ácido cálcio-alkalino de alto K/álcali-cálcico, fracamente peraluminoso e com pequena variação na sua composição química. Relevantes são os conteúdos elevados de Ba, Zr e Th e baixos teores de MgO e CaO. São altas as concentrações de ETR, que conferem padrão bastante fracionado, com conspícuas anomalias negativas de Eu. Determinações isotópicas de Nd e Sr apontam para o granito caráter crustal revelado por valores de ϵ_{Nd} muito negativos (até -13,9) e ϵ_{Sr} muito positivos (até 133,9), além de altas razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ variando entre 0,718 e 0,740. Idades T_{DM} indicam fonte paleoproterozoica para esse granito, coincidente com período de extensa geração de crosta continental.

Palavras-chave: Granito pós-colisional, Faixa Ribeira central, Isótopos Nd-Sr.

Abstract *Sr and Nd isotopic signature of the high-K calc-alkaline magmatism of the central Ribeira belt: the São Pedro Granite in Lumiar, RJ.* In the central-northern Ribeira belt there are many granitic to granodioritic bodies showing varied shape and size, characterizing a late- to post-collisional Ca-alkaline, cordilleran I-type province. The São Pedro Granite occurs in the mountain region of Rio de Janeiro State as small post-collisional bodies. It presents isotropic fabric, equigranular to seriate inequigranular texture, as well as local concentration of allanite, which gives discrete composition and texture variation to the rock. The granite has a high-K calc-alkaline to alkali-calcic character and weakly peraluminous nature. Despite its short geochemical variation, high Ba, Zr and Th contents besides low concentrations of MgO and CaO are noticeable. High REE contents are associated with fractionated REE patterns showing strong negative Eu anomalies. A crustal origin for the granite can be assumed by its very negative and positive ϵ_{Nd} and ϵ_{Sr} values, respectively, as well as by $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratios ranging from 0,718 to 0,740. T_{DM} ages point to paleoproterozoic source, which agrees with geological time of intensive crust generation.

Keywords: Post-collisional granite, Central Ribeira belt, Nd-Sr isotopes.

INTRODUÇÃO Corpos intrusivos de formas diversas (batólitos, stocks, diques, sills, apófises) e variação composicional predominantemente granodiorítica a granítica constituem uma província magmática tardi a pós-colisional, com assinatura geoquímica cálcio-alkalina tipo-I cordilheirano, que se estende desde o sudoeste ao nordeste do Estado do Rio de Janeiro (Mendes *et al.* 2002). São encontrados localmente associações dessas rochas com magmatitos da suíte charnoquítica. Estudos geocronológicos indicam idades variando de 540 Ma a 480 Ma para estes corpos (Trouw *et al.* 2000, Heilbron *et al.* 2004). Os pilotes encontram-se encaixados sobretudo em rochas gnáissicas migmatíticas ortoderivadas (e.g. Unidades Complexo Rio Negro, Batólito Serra dos Órgãos, Angelim/Bela Joana) ou mesmo paradeiradas (e.g. Unidades São Fidélis, Imbé, Cassorotiba, Catalunha, Itaocara) (Matos *et al.* 1980, Fonseca 1998, Tupinambá *et al.* 2007). As melhores exposições são

encontradas no topo da Serra do Mar, mas os plútons afloram amplamente desde o litoral até as regiões nordeste/noroeste/sudoeste do estado, nos limites com os estados de Minas Gerais, Espírito Santo e São Paulo (Junho 1993, Porto Jr. 1994, Guimarães 1999, Mendes *et al.* 2002). Os corpos mais expressivos tendem a se mostrar alongados segundo o *trend* regional NE-SW. Geralmente os maciços granitoides se apresentam como corpos não deformados e com a presença de estruturas primárias relacionadas a fluxo magmático. Possuem enclaves microgranulares máficos quartzodioríticos a dioríticos de tamanhos variados e formas arredondadas a lenticulares.

O Granito São Pedro (Matos *et al.* 1980), focalizado neste trabalho, está inserido nesta província magmática e ocorre como pequenos corpos entre Lumiar e São Pedro da Serra, região serrana do Estado do Rio de Janeiro. Aspectos petrográficos, geoquímicos e isotópicos (Nd e Sr) deste granito são aqui apresentados de

1 - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro (RJ), Brasil. E-mail: julio@geologia.ufrj.br; silvia@geologia.ufrj.br; edupc2@yahoo.com.br

modo a somar conhecimento sobre o plutonismo tardi a pós-colisional do segmento central da Faixa Ribeira.

GEOLOGIA REGIONAL A área de estudo está geotectonicamente inserida no contexto do Segmento central da Faixa Móvel Ribeira, Província Mantiqueira. O conjunto de faixas dobradas, componentes da Província Mantiqueira, foi formado pela aglutinação do megacontinente Gondwana Ocidental, no final do Neoproterozoico, durante o evento orogênico Brasileiro (Trouw et al. 2000, Heilbron et al. 2004).

Heilbron & Machado (2003) subdividiram o Segmento central da Faixa Ribeira nas seguintes unidades tectônicas: terrenos Ocidental, Oriental e Cabo Frio e *Klippe* Paraíba do Sul (Fig. 1). O Terreno Ocidental compreende um domínio autóctone considerado como margem retrabalhada do Cráton São Francisco e dois sistemas de empurrão com vergência para noroeste, representados pelos domínios Andrelândia e Juiz de Fora, os quais são separados por zonas de cisalhamento. A *Klippe* Paraíba do Sul é uma megaestrutura sinclinal que possui ortognaisses do Complexo Quirino na sua base e, no topo, uma estrutura dobrada que intercala

ortognaisses do Complexo Quirino com rochas metasedimentares do Grupo Paraíba do Sul (Machado et al. 1996). O terreno Cabo Frio representa o último estágio colisional do orógeno Ribeira (estágio II), datado por Schmitt et al. (2004) entre 535-510 Ma, sendo representado por um embasamento composto por ortognaisses tonalíticos a graníticos e cobertura metassedimentar denominada Sucessão Búzios e Palmital.

O Terreno Oriental pode ser subdividido em três segmentos: domínios Cambuci e Costeiro e *Klippe* Italva. O Domínio Cambuci compreende uma sucessão metavulcano-sedimentar metamorfisada em fácies anfibolito alto a granulito, invadida por diversas gerações de rochas granitoides. A *Klippe* Italva representa o compartimento estruturalmente superior do Terreno Oriental nas regiões central e noroeste do Estado do Rio de Janeiro (Tupinambá et al. 2007).

O granito investigado neste trabalho encontra-se no contexto do Domínio Costeiro, que cavalga o Domínio Juiz de Fora/Terreno Ocidental na região serrana do Estado do Rio de Janeiro, área de ocorrência do Granito São Pedro. O Domínio Costeiro é

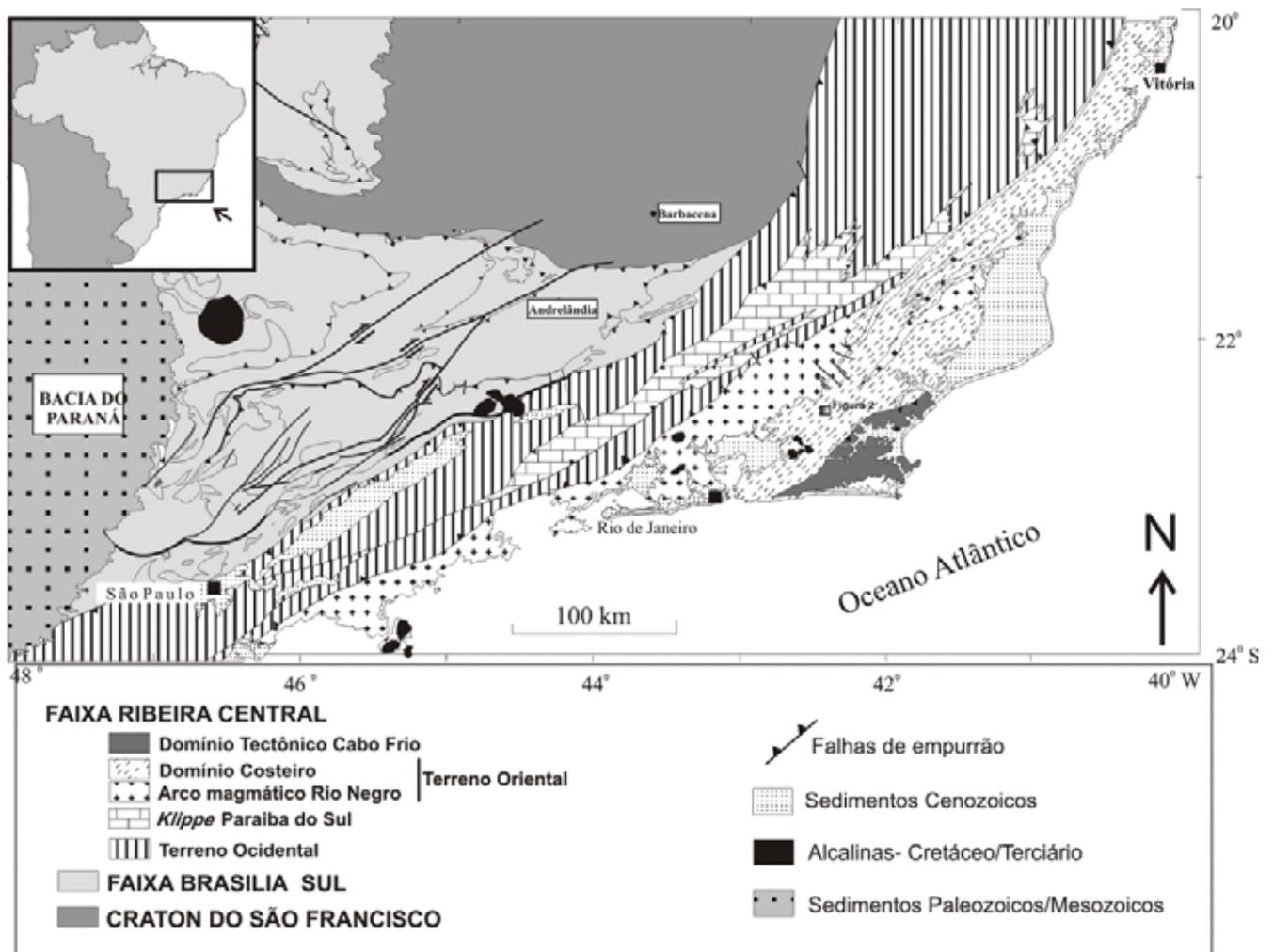


Figura 1 - Mapa tectônico simplificado da Faixa Ribeira Central (modificado de Trouw et al. 2000 e Heilbron & Machado 2003). Observar o local da figura 2.

caracterizado por sucessões metassedimentares em fácies anfibolito alto a granulito, invadidas por diversas gerações de rochas granitoides, desde aquelas relacionadas a um arco magmático (arco Rio Negro de Tupinambá 1999) até ortognaisses colisionais e granitoides tardi a pós-colisionais do segmento central da Faixa Ribeira (Tupinambá *et al.* 2007).

A unidade predominante na região serrana é o Complexo Rio Negro constituído predominantemente por ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica, truncado por ortognaisses graníticos do Batólito Serra dos Órgãos intercalados às faixas NE-SW de

gnaisses paraderivados (Tupinambá 1999, Barbosa & Grossi Sad 1985).

O Granito São Pedro encontra-se envolvido por gnaisses migmatíticos ortoderivados do Complexo Rio Negro e por paragnaisses do Domínio Costeiro. Segundo Matos *et al.* (1980), quatro unidades gnáissico-migmatíticas (Crubixais, Rio Bonito-Lumiar, Quartéis e Imbé) cortadas por diques graníticos e de diabásio do Mesozoico compõem a Folha Quartéis, loco do granito sob estudo. Esses autores denominaram de Unidade São Pedro o conjunto de pequenos corpos graníticos encaixados principalmente na Unidade Rio Bonito-Lumiar.

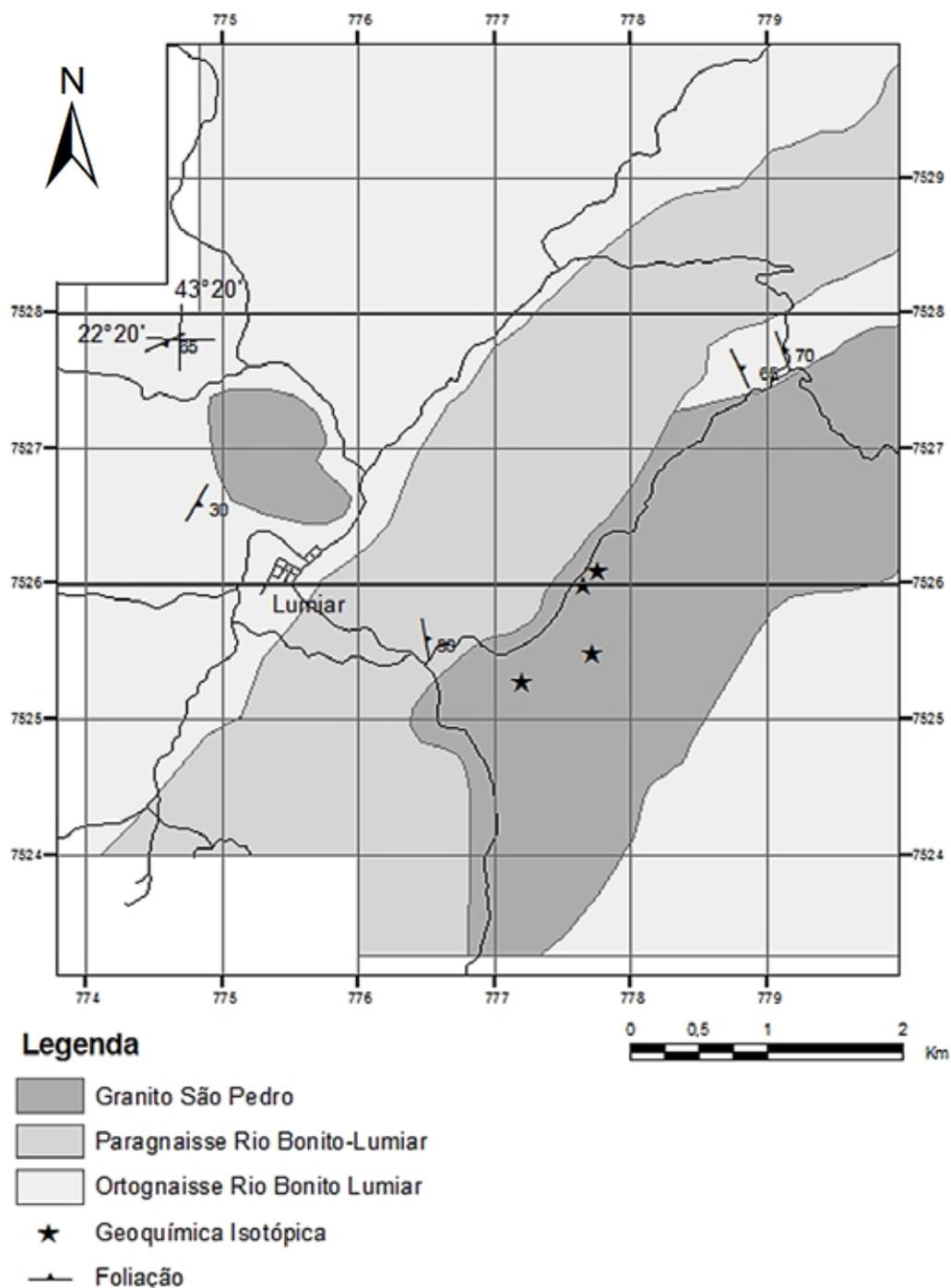


Figura 2 - Mapa geológico simplificado da região de Lumiar.

GEOLOGIA LOCAL Duas ocorrências do granito e seus entornos foram estudadas neste trabalho, conforme se encontra no mapa da figura 2. Uma vez que o granito aparece principalmente na forma de blocos, os seus contatos com os gnaisses encaixantes foram inferidos a partir de campos de blocos, de feições topográficas e proximidade de afloramentos. Quando raramente observado, este contato é brusco.

As rochas encaixantes Os orto e paragneisses encaixantes (ortogneisse e paragneisse Rio Bonito-Lumiar da figura 2) apresentam foliação regional NE-SW bem impressa. Na área considerada, o ortogneisse é uma rocha localmente migmatítica, de granulação média e que mostra pequenas dobras isoclinais a pitigmáticas. Sua textura é inequigranular hipidiomórfica e a composição mineralógica é biotita, que marca a foliação da rocha, quartzo, plagioclásio (An_{35}), minerais opacos, titanita, allanita e rara granada. O paragneisse apresenta-se dobrado, variavelmente migmatizado, aparecendo também como um megaxenólito no Granito São Pedro. Sua mineralogia é biotita, quartzo, plagioclásio, sillimanita (variedades prismática e fibrolita), granada, titanita, cordierita e minerais opacos. Textura lepidoblástica a nematoblástica define uma foliação marcada por lamelas de biotita e sillimanita prismática e fibrosa. A cordierita ocorre comumente associada à sillimanita, sendo sua presença explicada pela reação quartzo + granada + sillimanita = cordierita, descrita por Yardley (1989) como um equilíbrio fortemente sensível à pressão.

As associações minerais, observadas para os gnaisses encontrados na área, são compatíveis com equilíbrio metamórfico na fácies anfibolito alto, o que é coerente com o pico do metamorfismo nessa porção do segmento central da Faixa Ribeira, como reportado por Heilbron & Machado (2003) e Tupinambá *et al.* (2007).

O Granito São Pedro É uma rocha leucocrática, isotrópica, de granulometria fina a média e possui cristais de allanita com tamanho variando entre milimétricos a quase um centímetro, conferindo localmente aspecto mosqueado à rocha (Figs. 3 e 4). Raramente é observada tendência à orientação irregular de cristais de feldspato e lamelas de biotita, formando uma sutil lineação de fluxo realçada pela erosão. Também ocorrem pontualmente enclaves surmicáceos e esparsos fenocristais de feldspato branco. O granito tem aspecto bem homogêneo e mostra sutil variação textural e composicional naqueles pontos onde são observados os cristais milimétricos de allanita.

Ao microscópio, é uma rocha hololeucocrática a leucocrática, com textura inequigranular seriada a equigranular fina, compondo-se de microclina, plagioclásio (An_{33}), quartzo e biotita como fases essenciais (Fig. 5). Como minerais acessórios são encontrados minerais opacos, titanita, apatita, allanita, e zircão. As fases secundárias são muscovita/sericita, clorita e caulim.

A microclina possui frequentes lamelas microperitíticas, por vezes orientadas, e encontra-se alterando

para sericita/muscovita e caulinita, enquanto que fenocristais são raros e isolados. O plagioclásio tem hábito tabular, geminação polissintética e está alterado para calcita, caulinita e sericita. O quartzo ocorre na forma de cristais anédricos, com extinção ondulante frequente; apresenta-se também em intercrescimento gráfico com K-feldspato. A biotita pode dispor-se em aglomerados máficos com apatita e zircão ou são lamelas isoladas com inclusões de titanita e zircão, que originam halos pleocroicos; altera-se para clorita nas bordas. Os cristais de allanita ocorrem nas formas euédrica prismática e anédrica disforme a esquelética, variando de submilimétricos a 7 mm (Fig. 6). O diagrama QAP da figura 7 ilustra a composição sienogranítica para as amostras do Granito São Pedro.

LITOGEOQUÍMICA Dez amostras do Granito São Pedro foram analisadas no laboratório canadense ACME para elementos maiores e traços, cinco delas para ETR, e os resultados estão apresentados na tabela 1. A abertura das amostras foi feita com mistura de metaborato e tetraborato de Li e os elementos foram dosados por ICP-AS e ICP-MS. São rochas com composição química bem homogênea caracterizando uma sequência pouco expandida, com sutis variações

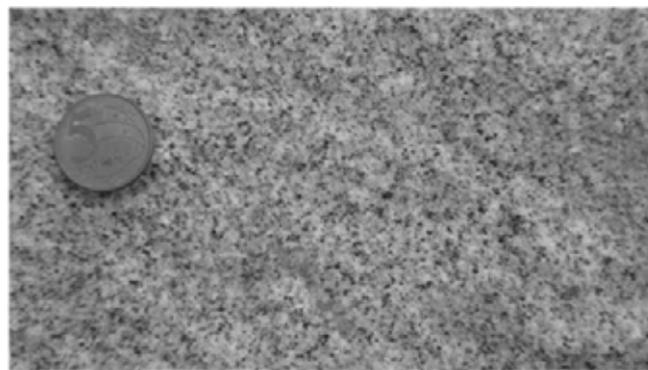


Figura 3 - Aspecto textural megascópico do Granito São Pedro.

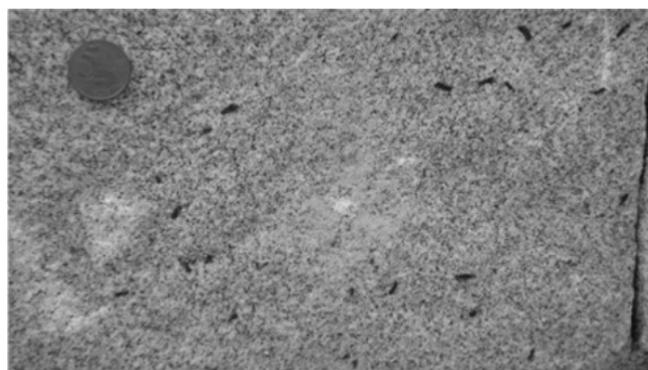


Figura 4 - Concentração de cristais de allanita no Granito São Pedro.



Figura 5 - Textura equigranular do Granito São Pedro.

em teores de elementos maiores e traços, notadamente SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , K_2O , Rb, Sr e Ba.

No diagrama de classificação química de Debon & LeFort (1983) todas as amostras caem no campo de

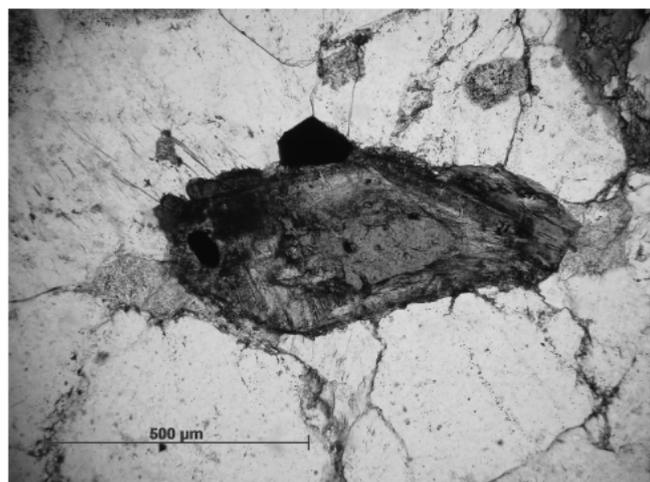


Figura 6 - Cristal euédrico de allanita zonada, destacando-se na matriz da rocha.

granitos (Fig. 8). Altos teores em SiO_2 (> 66% em peso) aliados às texturas primárias indicam tratar-se de magmatismo ácido provindo de magmas graníticos crustais de caráter pós-colisional, como já estudado e discutido anteriormente por vários autores para rochas similares do Rio de Janeiro (e.g. Junho 1993, Porto Jr. 1994, Mendes *et al.* 2002). Utilizando-se dos parâmetros de Frost *et al.* (2001), o Granito São Pedro é considerado ferroso e predominantemente álcali-cálcico, com poucas amostras posicionadas no limite do campo alcalino (Figs. 9 e 10). Adicionalmente, seus teores de K_2O (4,94 a 6,3% em peso) apontam para uma sequência muito rica em potássio (Fig. 11), em consoante com o magmatismo granítico desta porção da Faixa Ribeira (Junho 1993, Mendes *et al.* 2002, 2006, Machado *et al.* 2006, entre outros). No diagrama A/CNK x A/NK, da figura 12, todas as amostras posicionam-se próximas ao limite entre os campos metaluminoso e peraluminoso, como tem sido recorrente para rochas muito evoluídas do segmento central da Faixa Ribeira (Junho, 1993, Mendes *et al.* 2002, 2006).

Os diagramas bivariantes de Harker (Fig. 13) evidenciam a pequena oscilação dos teores de vários elementos analisados, reflexo da homogeneidade composicional das amostras estudadas. No entanto, pode

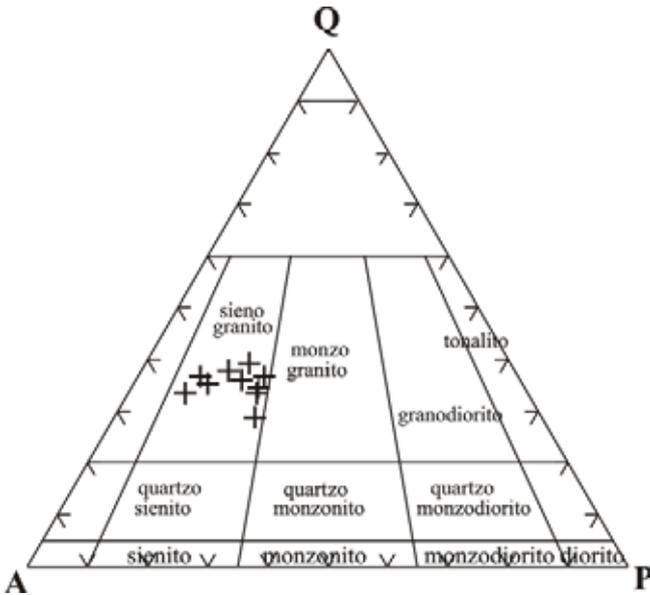


Figura 7 - Classificação modal do Granito São Pedro no diagrama QAP.

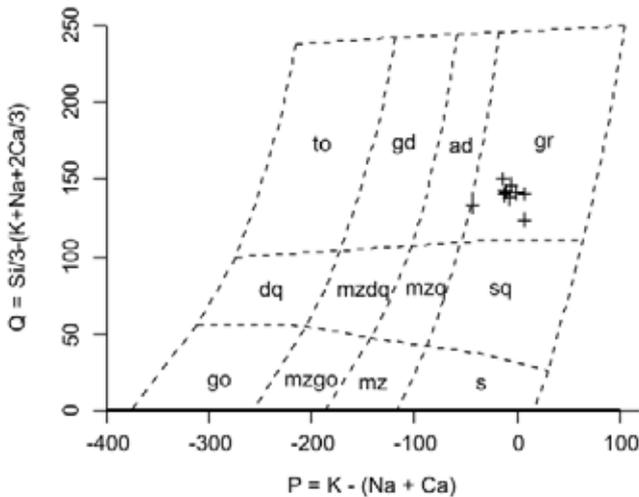


Figura 8 - Diagrama Q x P de classificação química do Granito São Pedro.

ser observada uma discreta diminuição nos conteúdos de FeOt e CaO e um aumento nos teores de K₂O e Na₂O com relação a SiO₂, comportamento este esperado na cristalização de rochas de composição granítica (Rollinson, 1989). Ocorre sutil diminuição dos teores de Ba em direção às amostras mais ácidas (Tab. 2), o que sugere que este elemento substituiu o K em outra fase mineral além do feldspato, provavelmente a biotita, uma vez que para o K₂O há nítida correlação positiva. Vale ressaltar os altos conteúdos de Ba do Granito São Pedro, similar ao que tem sido detectado para rochas ígneas de ampla variação composicional desta porção da Faixa Ribeira (Ludka et al. 1998, Mendes et al. 2002, 2006, Gimenez Filho et al. 2000). Relevantes

são também valores elevados de Zr e Th, contrapondo a baixos teores de MgO e CaO, em comparação com conteúdos médios de granitos (Winter 2010).

O padrão obtido para os elementos terras raras, quando normalizado em relação aos valores do condrito de Boynton (1984), realça os altos teores de ETR do Granito São Pedro, atingindo valores ETRL próximos a

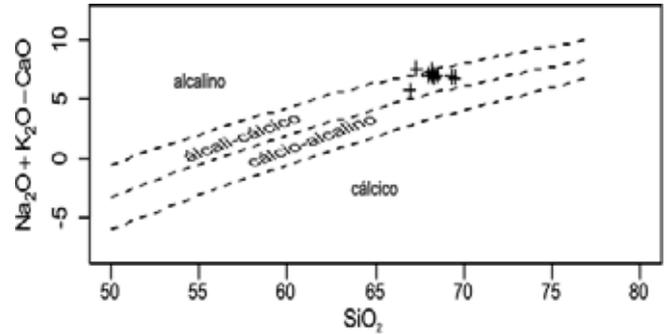


Figura 9 - Diagrama SiO₂ x Na₂O+K₂O-CaO para amostras do Granito São Pedro.

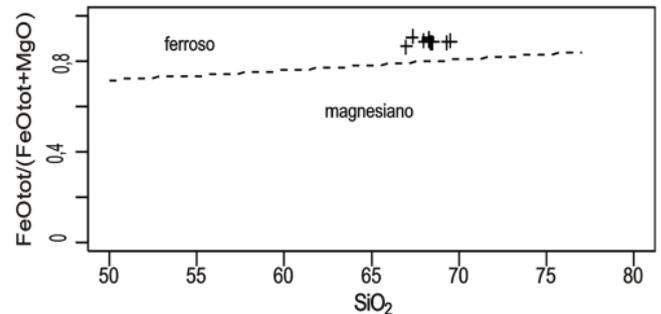


Figura 10 - Diagrama SiO₂ x XFe para amostras do Granito São Pedro.

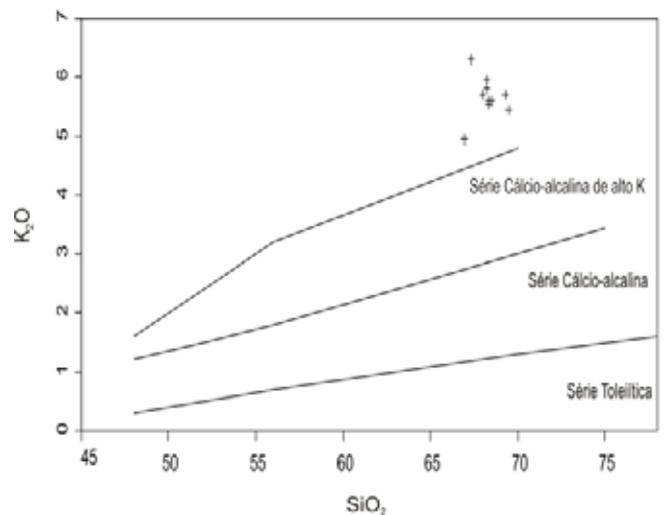


Figura 11 - Diagrama SiO₂ x K₂O, contendo os campos de baixo, médio e alto K, para amostras do Granito São Pedro.

900 vezes o condrito (Fig. 14). O padrão é bem fracionado, devido à grande proporção de ETR leves em relação aos ETR pesados (razões La/Yb atingindo 211,7), e com evidentes anomalias negativas de Eu, como é esperado para litotipos monzo a sienograníticos (Cullers & Graf 1984). O enriquecimento em ETR leves e intermediários está diretamente associado à ocorrência modal de fases primárias como titanita, allanita e apatita. As maiores quantidades de ETR, pesados na amostra SP-42, são devido a uma maior concentração de zircão

na mesma. As anomalias negativas de Eu, apresentadas por todas as amostras, indicam a importância do fracionamento de plagioclásio na evolução do magma ou, então, a retenção de Eu na fonte.

Os padrões para elementos incompatíveis da figura 15, normalizados para crosta continental (a) e MORB (b), ilustram a homogeneidade composicional do granito e seus teores acentuados de elementos mais incompatíveis. São pronunciadas as anomalias negativas dos elementos HFS Nb, Ti e P, o que tem sido

Tabela 1 - Análises químicas de elementos maiores, menores (% em peso) e traços (ppm) do Granito São Pedro.

Am/comp.	SP-7	SP-8	SP-10	SP-11	SP-12	SP-23	SP-24	SP-25	SP-42	SP-48
SiO ₂	68,31	69,48	68,50	68,23	69,29	68,52	68,34	68,00	67,33	66,94
TiO ₂	0,66	0,69	0,72	0,64	0,63	0,69	0,73	0,61	0,59	1,01
Al ₂ O ₃	15,12	14,57	14,58	14,66	14,38	14,61	14,80	15,03	14,62	14,83
Fe ₂ O ₃ T	3,08	2,97	2,97	3,01	2,90	3,35	2,99	2,99	3,67	4,08
MnO	0,03	0,03	0,17	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,06	0,05
MgO	0,72	0,66	0,70	0,65	0,67	0,64	0,69	0,67	0,67	1,13
CaO	1,90	1,76	1,72	1,71	1,80	1,66	1,64	1,78	1,72	2,49
Na ₂ O	3,01	3,05	3,07	2,89	2,95	2,87	3,08	3,00	2,96	3,23
K ₂ O	5,60	5,45	5,59	5,82	5,71	5,97	5,53	5,71	6,30	4,94
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,17	0,14	0,16	0,17	0,17	0,16	0,17	0,43
P.F.	0,50	0,50	0,90	1,30	0,90	0,60	1,40	1,10	0,80	0,20
Total	99,33	99,53	99,62	99,27	99,62	99,12	99,61	99,27	99,24	99,62
Ba	1112	1111	1156	1089	1097	1152	1073	1122	1973	1439
Rb	282	-	-	302	-	304	-	292	210	-
Sr	231	233	235	226	216	215	222	238	412	485
Nb	13	12	10	13	13	15	16	12	35	15
Zr	465	454	486	433	452	619	480	430	735	419
Y	12	14	11	12	12	14	11	10	45	19
Th	94	-	-	74	-	110	-	81	49	-
La	147,1	-	-	182,1	-	195,5	-	125,8	278,1	-
Ce	315	-	-	403,1	-	429,3	-	264,6	555,2	-
Pr	34,7	-	-	43,86	-	48,12	-	29,3	59,7	-
Nd	119,2	-	-	144,5	-	168,6	-	100,9	204,2	-
Sm	13,27	-	-	16,34	-	18,70	-	11,69	27,50	-
Eu	1,39	-	-	1,40	-	1,60	-	1,30	4,51	-
Gd	7,31	-	-	8,97	-	10,86	-	6,65	19,09	-
Tb	0,66	-	-	0,79	-	0,97	-	0,60	2,26	-
Dy	2,65	-	-	3,00	-	3,66	-	2,32	10,42	-
Ho	0,41	-	-	0,41	-	0,52	-	0,33	1,70	-
Er	0,86	-	-	0,89	-	1,11	-	0,87	4,28	-
Tm	0,13	-	-	0,15	-	0,12	-	0,12	0,63	-
Yb	0,77	-	-	0,86	-	0,97	-	0,78	3,95	-
Lu	0,11	-	-	0,11	-	0,13	-	0,11	0,54	-
ETR Total	643,56	-	-	806,48	-	880,16	-	545,37	1172,08	-
La/Yb	191,0	-	-	211,7	-	201,6	-	161,3	70,4	-

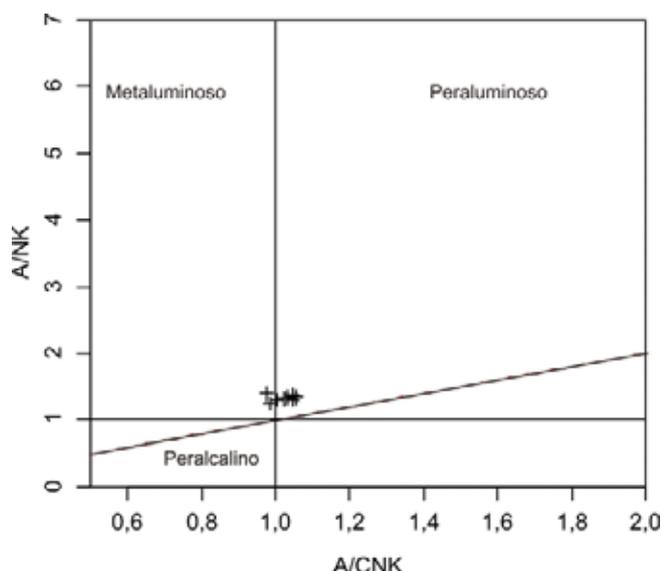


Figura 12 - Diagrama A/CNK x A/NK para amostras do Granito São Pedro.

apontado na literatura (Wilson 1989) como característica própria de magmas graníticos gerados em ambiente de arco ou, então, que guardem heranças desses magmas, como deve ser o caso do Granito São Pedro.

ISÓTOPOS DE Nd e Sr Determinações isotópicas Sm-Nd e Sr (Tabs. 2 e 3) foram obtidas para quatro e cinco amostras, respectivamente, no Laboratório de

Geocronologia e Isótopos Radiogênicos da UERJ (LAGIR). Os procedimentos analíticos referentes à obtenção desses dados estão descritos em Valeriano *et al.* (2009).

Os resultados para Sm-Nd exibem razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variando entre 0,511692 e 0,511728 e baixas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, com valor máximo de 0,08647, indicando assim forte fracionamento Sm/Nd que pode ser verificado pelos fatores f_{SmNd} na tabela 2. Sato & Siga Jr (2000) apontam valores de razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variando entre 0,09 e 0,125 para a maioria dos granitoides da Plataforma Sul Americana. Para aquelas rochas cujos fatores f_{SmNd} se situam no intervalo $-0,45 \pm 0,1$ eles sugerem que um outro evento geológico tenha provocado fracionamento químico e apontam, assim, para a necessidade de se fazer uso de modelo de evolução isotópica do Nd em duplo estágio para o cálculo das idades T_{DM} . Os autores apontam que em rochas ricas em determinados minerais, como granada ou allanita, ocorre forte fracionamento de Sm em relação ao Nd. No caso do Granito São Pedro, a allanita é um importante mineral acessório e os fatores f_{SmNd} estão acima do limite de $-0,55$, justificando assim o cálculo da idade T_{DM} considerando o duplo estágio. Martins *et al.* (2004) utilizaram o duplo estágio para cálculo de idades T_{DM} de granitoides ricos em granada de Minas Gerais.

Na tabela 2 encontram-se as idades T_{DM} calculadas segundo parâmetros para duplo estágio sugeridos por Sato & Siga Jr. (2000) e DePaolo *et al.* (1991). Os valores obtidos indicam fonte de idade paleoproterozóica para o granito, situando-se assim em período de expressiva geração de crosta continental (Cordani & Sato 1999). Tendo em vista que dados isotópicos para rochas

Tabela 2- Isótopos Sm-Nd para amostras do Granito São Pedro.

Amostra	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ Medida	f_{SmNd}	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Medida	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	T(Ga.) (Inferida)	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	T_{DM} (Ga)	T_{DM}^* (Ga)	T_{DM}^{**} (Ga)
SP-8	0,07188	-0,63	0,511692 (± 4)	14,5	122,2	-18,5	0,49	-10,7	1,45	1,86	1,67
SP-11	0,07289	-0,63	0,511723 (± 2)	13,7	114,0	-17,8	0,49	-10,1	1,42	1,82	1,79
SP-25	0,07290	-0,63	0,511728 (± 3)	9,9	82,4	-17,8	0,49	-10,0	1,42	1,82	1,62
SP-42	0,08647	-0,56	0,511574 (± 2)	29,2	204,2	-20,8	0,49	-13,9	1,75	2,0	1,95

* T_{DM} Calculado em duplo estágio segundo Sato & Siga Jr. (2000).

** T_{DM} Calculado em duplo estágio segundo DePaolo et al. (1991).

Tabela 3 - Isótopos de Sr para amostras do Granito São Pedro.

Amostra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Medida	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ Calculado	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Inicial	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\epsilon_{\text{Sr}(0)}$	$\epsilon_{\text{Sr}(T)}$	T(Ga) (Inferida)
SP-8	0,735760 (± 6)	3,6733	0,710112	295	233	443,7	87,9	0,49
SP-11	0,740429 (± 4)	3,8783	0,713344	302	226	510,0	133,9	0,49
SP-24	0,736542 (± 6)	3,7641	0,710260	288	222	454,8	90,0	0,49
SP-25	0,737342 (± 3)	3,5579	0,712499	292	238	466,2	121,8	0,49
SP-42	0,718834 (± 7)	1,4763	0,708525	210	412	203,5	65,4	0,49

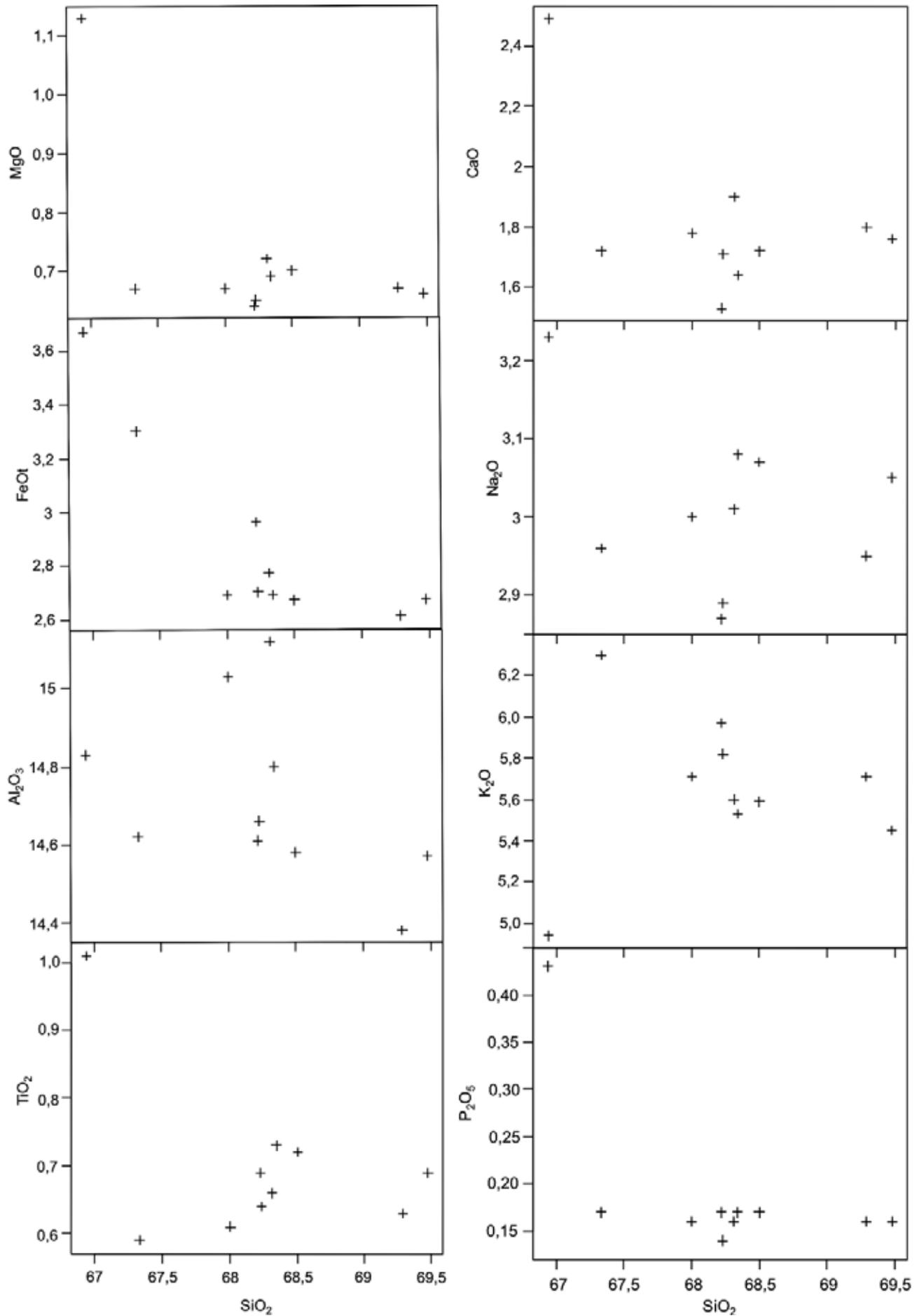


Figura 13 - Diagramas de Harker para amostras do Granito São Pedro.

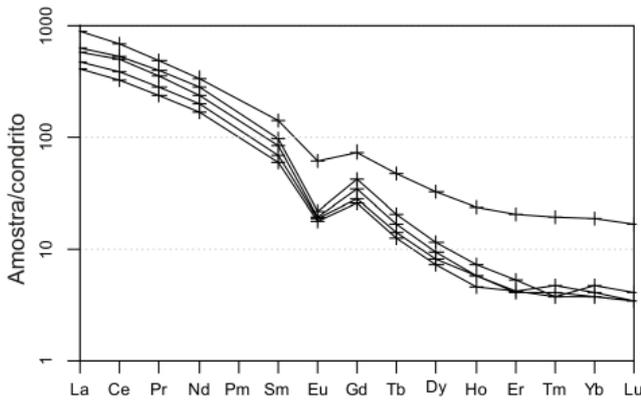


Figura 14 - Padrão de ETR das amostras do Granito São Pedro, normalizadas pelo condrito de Boynton (1984).

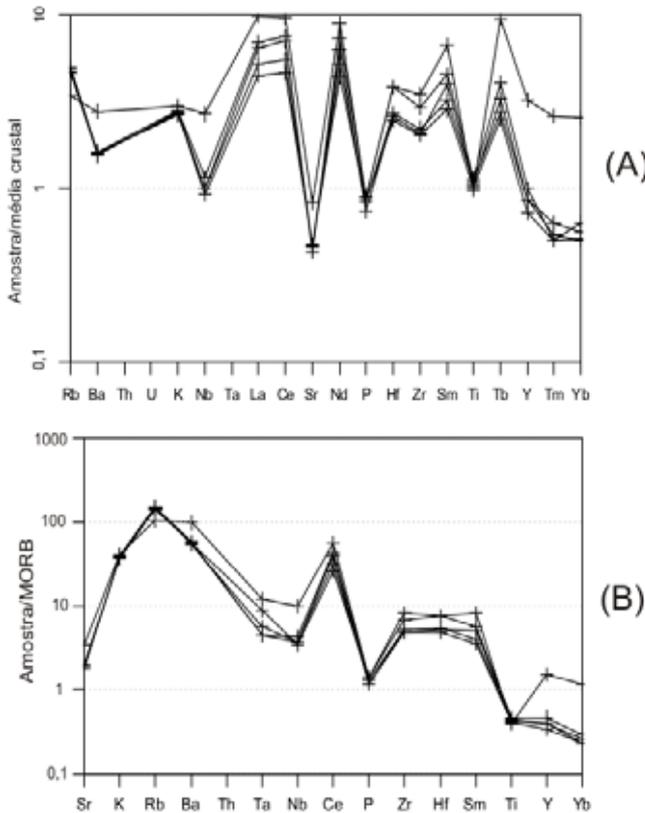


Figura 15 - Diagramas multielementar para o Granito São Pedro. (A) Normalizado por valores médios da crosta (Weaver & Tarney 1984); (B) normalizado por MORB (Pearce 1983).

similares ao Granito São Pedro, na região serrana do RJ, não são reportados na literatura, no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} \times ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$, da figura 16, encontra-se comparado o comportamento das amostras do Granito São Pedro (Gr SP) com leucogranito gnaisses do Batólito Serra dos Órgãos - BSO (Tupinambá 1999), que têm idade de ca. de 590 Ma e cortam rochas juvenis do arco magmático

Rio Negro (~630 Ma). É evidente o contraste nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ dos dois grupos de rochas, sugerindo participação de segmentos crustais distintos para a sua formação. A título de comparação, encontram-se também posicionados no diagrama uma média para granito da crosta superior de Davies *et al.* (1985), que por sua vez também obtiveram idades T_{DM} paleoproterozoicas para as rochas por eles estudadas, uma média de granitos da cidade do Rio de Janeiro (Fonseca 1986), assim como a curva de evolução do manto. O Granito São Pedro, de idade mais jovem que as rochas do BSO, possui alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e baixa razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, implicando em geração associada a protólito crustal paleoproterozoico. Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ do Granito São Pedro, calculados a partir de presumida idade de cristalização de 490 Ma (valor inferido a partir de idades de granitos pós-orogênicos na região - Machado *et al.* 1996, Ludka *et al.* 2006), são muito negativos (entre -10,0 e -13,9) e somados aos seus valores ϵ_{Sr} muito positivos (entre 65,4 e 133,9), corroboram com a hipótese de fonte crustal para a rocha (Tabs. 2 e 3).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES O Granito São Pedro caracteriza-se por sua homogeneidade estrutural (isotrópico, localmente com lineação de fluxo), textural (predominantemente equigranular) e composicional, sendo um sienogranito modal. Encontra-se encaixado em gnaisses de alto grau metamórfico, fácies anfibolito alto, representados por ortogneisse migmatítico correlacionável ao biotita-gnaisse granodiorítico a tonalítico do Complexo Rio Negro e por (cordierita) sillimanita-granada-gnaisse. Quimicamente trata-se de granito *sensu strictu* com mineralogia acessória representada principalmente por minerais opacos e titanita, mas com ocorrência de allanita digna de nota em alguns locais, concentrando-se por vezes com tamanhos milimétricos e hábito prismático. Os altos teores de

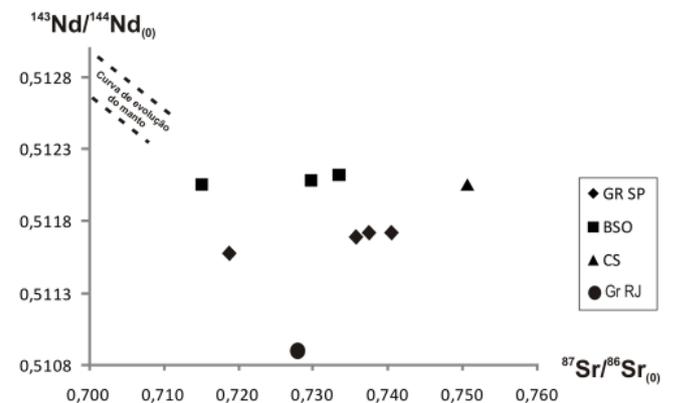


Figura 16 - Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} \times ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$ para amostras do Granito São Pedro (Gr SP) e do leucogranito gnaisses BSO. Triângulo cheio: média para granito da crosta superior - CS (Davies *et al.* 1985); círculo cheio: granito da cidade do Rio de Janeiro Gr RJ (Fonseca 1986).

ETR do Granito São Pedro são seguramente associados à conspicua presença de fases acessórias como allanita, titanita, apatita e zircão. O fracionamento de tais minerais, particularmente do grupo do epidoto, tem sido considerado como um importante processo controlador da concentração de ETR em granitoides (Hoshino *et al.* 2006, Dahlquist 2001).

A assinatura química do Granito São Pedro indica um magmatismo evoluído com teores de SiO₂ atingindo valores próximos de 70% em peso. É notável a homogeneidade composicional, bem ilustrada pelos diagramas de elementos incompatíveis. São detectadas pequenas variações em conteúdos de elementos maiores e traços, excetuando os ETR, pois estes são controlados pela mineralogia acessória. No entanto, as tendências sugeridas pela disposição das amostras em diagramas de Harker podem refletir processos de fracionamento envolvendo plagioclásio, biotita, Ti magnetita e talvez titanita durante a cristalização do magma.

As evidências de campo, megascópicas e microscópicas do Granito São Pedro indicam tratar-se

de corpo tardio, notadamente pós-tectônico, que não apresenta qualquer feição de deformação no estado sólido ou modificação de textura primária. Datações de corpos intrusivos com características semelhantes, no Estado do Rio de Janeiro, têm fornecido idade próxima a 490 Ma (Granitos Parati e Mangaratiba - Ludka *et al.* 2006, Machado *et al.* 1996), que pode então ser usada como uma inferência para a idade do Granito São Pedro.

Os dados isotópicos de Nd e Sr apontam para uma evidente contribuição crustal na geração do magma que originou o Granito São Pedro. Adicionalmente, idades T_{DM} do Paleoproterozoico remetem a extratos associados a um período de extensa geração de crosta continental.

Agradecimentos Os autores agradecem ao CNPq pela concessão de auxílio a J.C. Mendes (proc. 473335/2006-9) e bolsa PIBIC a E.A. Chaves e a revisão e sugestões de revisor anônimo da RBG.

Referências

- Barbosa A.L.M. & Grossi Sad J.H. 1985. Batólito granítico da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: SBG/CBMM (ed.) *Contribuições à Geologia e à Petrologia*. Belo Horizonte, CBMM, p. 49-61.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth element: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.
- Cordani U. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Sr and Nd systematics on granitoid rocks. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, *Actas*, p. 525-528.
- Cullers R.L. & Graf J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis. In: Henderson, P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 275-308.
- Dahlquist J.A. 2001. REE fractionation by accessory minerals in epidote-bearing metaluminous granitoids from the Sierras Pampeanas, Argentina. *Mineralogical Magazine*, **65**(4):463-475.
- Davies G.R., Gledhill A., Hawkesworth C. 1985. Upper crustal recycling in southern Britain: evidence from Nd and Sr isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**:1-12.
- Debon F. & Le Fort P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, **73**:135-149.
- DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G. 1991. The continental age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to southwestern United States. *Geophys. Res.*, **96**:2071-2088.
- Fonseca M.J.G. 1998. *Texto explicativo do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000*. DNPM, Brasília, 141p.
- Fonseca A.C. 1986. *Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 210 p.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11):2033-2048.
- Gimenez Filho A., Janasi V., Campanha G.A.C., Teixeira W., Júnior L.E.T. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batholith, Ribeira fold belt, São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):45-50.
- Guimarães M.T. 1999. *Geologia, Petrografia e Geoquímica do Complexo Granítico de Mangaratiba Conceição de Jacarei, RJ*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 143 p.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, **125**:87-112.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V. 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, Bartorelli, Dal Ré Carneiro e Brito-Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.
- Hoshino M., Kimata M., Shimizu M., Nishida N., Fujiwara T. 2006. Allanite-(Ce) in granitic rocks from Japan: Genetic implications of patterns of REE and Mn enrichment. *Canadian Mineralogist*, **44**(1):45-62.
- Junho M.C.B. 1993. Granitos Brasileiros do Estado do Rio de Janeiro - Considerações Geoquímicas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**(2):161-179.
- Ludka I.P., Mendes J.C., Penha H.M., Belmonte S., Pereira T.A. 2006. Considerações geoquímicas e idade U-Pb

- do Granito Parati, sul do Estado do Rio de Janeiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, *Anais*, p. 253.
- Ludka I.P., Wiedemann C.M., Töpfner C. 1998. On the origin of incompatible element enrichment in the Venda Nova pluton, Espírito Santo. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**:473-486.
- Machado R., Nummer A., Rosa Seixas L. 2006. Petrografia e geoquímica do Maciço Granítico Arrozal: intrusão tardi a pós-colisional associada ao sistema de cisalhamento de alto ângulo do Vale do Rio Paraíba do Sul, SW do Rio de Janeiro. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**(3):403-412.
- Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano C. 1996. U/Pb geochronology of the central Ribeira belt: implications for the evolution of brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, **79**:347-361.
- Martins V.T.S., Teixeira W., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano/Pan-African granitoid plutons of the Araçuaí Orogen, southeastern Brazil: tectonic implications. *Gondwana Research*, **7**(1):75-89.
- Matos G.M.M., Ferrari P.G., Cavalcante J.C. 1980. *Projeto Faixa Calcária Cordeiro/Cantagalo*. Belo Horizonte, CPRM, Relatório Final, 622 p.
- Mendes J.C., Ávila C.A., Pereira R.M., Heilbron M., Moura C.V. 2006. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -ages of zircons from syn-collisional I-type porphyritic granites of the central Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, **9**(3):326-336.
- Mendes J.C., Junho M.C., Ghizi A. 2002. Geology and geochemistry of granitic and dioritic rocks of the São José do Ribeirão intrusive massif, mountain region of Rio de Janeiro State, Brazil. *Rev. Un. Rural, série Ci. Exatas e da Terra*, **21**(2):1-11.
- Pearce J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Shiva, p. 230-249.
- Porto Jr. R. 1994. *Petrologia das Rochas Graníticas das Serras da Pedra Branca e Misericórdia, Município do Rio de Janeiro, RJ, Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 222 p.
- Rollinson H. 1989. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Harlow, Longman Group Ltd., 352 p.
- Sato K., Siga Jr. O. 2000. Evidence of superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in South American Platform. Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):126-129.
- Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R., Pimentel M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Precambrian Research*, **133**:29-61.
- Trouw R., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F., Valeriano C., Almeida J., Tupinambá M., Andreis R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A. and Campos, D. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, CPRM, p. 287-310.
- Tupinambá M. 1999. *Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 222 p.
- Tupinambá M., Heilbron M.P.L., Duarte B.P., Nogueira J.R., Valladares C.S., Almeida J.C.H., Silva L.G.E., Medeiros S.R., Almeida C.G., Miranda A., Ragatky C.D., Mendes J.C. Ludka I.P. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, **15**:67-79.
- Valeriano C.M., Medeiros S.R., Vaz G.S., Neto C.C. 2009. Sm-Nd isotope dilution TIMS analyses of BCR-1, AGV-1 and G-2 USGS rock reference materials: first results from the LAGIR Laboratory at UERJ, Rio de Janeiro. In: IGc/USP, Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil, 1, *Boletim Resumos Expandidos*, p. 146-148.
- Weaver B.L. & Tarney J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, **319**:575-577.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 466 p.
- Winter J.D. 2010. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. 2ed., New York, Prentice Hall, 702 p.
- Yardley W.D.B. 1989. *Introdução à Petrologia Metamórfica*. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 340 p.

Manuscrito ID 17649

Submetido em 08 de junho de 2010

Aceito em 13 de outubro de 2011