Geoquímica e geologia isotópica (Sm-Nd e U-Pb) do magmatismo traquítico no depósito de estanho do Bom Futuro (RO)

Valmir da Silva Souza¹, Nilson Francisquini Botelho², Elton Luiz Dantas² & Jorge Henrique Laux³

Resumo O depósito de estanho do Bom Futuro é um importante representante do magmatismo neoproterozóico anorogênico ocorrido na porção SW do Cráton Amazônico e responsável pelas expressivas concentrações de Sn, W, Nb, Ta, F, topázio e berilo na parte central da Província Estanífera de Rondônia. Esse depósito é formado, na sua parte central, por um pequeno sistema plutono-vulcânico composto de um pipe de brecha vulcânica, diques de albita granito, riolito e traquito, intrudidos em rochas metamórficas e polideformadas do Complexo Jamari. A fase magmática responsável pela mineralização estanífera é atribuída ao albita granito, cuja idade de cristalização ainda não estabelecida devido ao avançado estágio de metamictização dos cristais de zircão. Os dados geoquímicos e isotópicos apresentados neste trabalho demonstram que os diques de albita granito e riolito representam uma fase magmática peraluminosa, subalcalina e altamente fracionada, enquanto os diques de traquito formam outra fase magmática peraluminosa, porém alcalina e pouco fracionada. Essas duas fases magmáticas apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ negativos, denunciando derivação crustal. A idade U-Pb em cristais de zircão da fase magmática traquítica revelou o valor de $1.001 \pm 5,2$ Ma, o qual é interpretado como idade de cristalização. Considerando as informações geocronológicas disponíveis sobre os processos hidrotermais tardi a pós-magmáticos responsáveis pela mineralização de estanho em greisens e veios no depósito do Bom Futuro (969 a 997 Ma), as quais estão associadas ao magmatismo albita granítico, nós concluímos que as fases magmáticas subalcalina e alcalina são, no mínimo, contemporâneas. Muito embora a fase alcalina traquítica represente um episódio magmático desvinculado da mineralização de estanho.

Palavras-chave: depósito de estanho do Bom Futuro, Rondônia, idade U-Pb, magmatismo traquítico

Abstract *Geochemistry and isotopic geology (Sm-Nd and U-Pb) of the trackytic magmatism in the Bom Futuro tin deposit, Rondônia, Brazil.* The Bom Futuro tin deposit is an important register of the anorogenic neoproterozoic magmatism that occurred in the SW Amazonian Craton region, which was responsible for expressive Sn, W, Nb, Ta, F, topaz and beryl mineralization in the central part of the Rondonian Tin Province. This deposit is formed in the central part by a small plutono-volcanic system composed of a volcanic-breccia pipe, as well as albite granite, rhyolite and trachyte dykes with Sn -ore confined in quartz-topaz veins-veinlets and greisens. The albite granite magmatic phase is closely associated with the hydrothermal phase responsible for postmagmatic reactions and subsequent Sn -ore. However, the age of this magmatic phase is not yet clearly defined, mainly due the pronounced metamict characteristics of zircon crystals. The geochemical and isotopic data presented in this paper demonstrate that albite granite and rhyolite dykes represent a peraluminous, subalkaline and highly fractionated magmatic phase, while the trackyte dykes represent a peraluminous, alkaline and little fractionated magmatic phase. These two magmatic phases show negative values of $\epsilon\text{Nd}(t)$, which are indicative of crustal derivation. The U-Pb age obtained in zircon from the trackyte dikes is 1001 ± 5.2 Ma, which is interpreted as related to a crystallization event. Considering the geochronological information on the late to post-magmatic hydrothermal processes responsible for Sn -ore into the veins and greisen systems (969 to 997Ma), which are associated with albite granite magmatism, we conclude that the subalkaline and alkaline magmatic phases are at least contemporary. Although the alkaline trackytic phase represent a magmatic episode unlinked from tin mineralization.

Keywords: Bom Futuro tin deposit, Rondônia, U-Pb age, trackytic magmatism

INTRODUÇÃO Localizado no município de Ariquemes, distante cerca de 200 km ao sul da capital Porto Velho (Fig. 1), o depósito de estanho do Bom Futuro é um dos principais representantes dos *Younger Granites* de Rondônia (Klosterman 1968), os quais constituem o magmatismo neoproterozóico anorogênico, de idade

entre 998 ± 5 e 974 ± 6 Ma, ocorrido na porção SW do Cráton Amazônico e responsável pelas mais expressivas concentrações de Sn, W, Nb, Ta, F, topázio e berilo na Província Estanífera de Rondônia (Priem *et al.* 1989, Bettencourt *et al.* 1999).

No depósito do Bom Futuro são encontrados di-

1 - Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus (AM), Brasil. E-mail: valmirsouza@ufam.edu.br

2 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília (DF), Brasil. E-mails: nilsonfb@unb.br e elton@unb.br

3 - Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília, Brasília (DF), Brasil. E-mail: lauxjh@unb.br

Figura 1 - Mapa geológico simplificado do depósito de estanho do Bom Futuro (Souza 2003).

ques de albita granito, riolito e traquito, no qual a fase magmática responsável pela mineralização estanífera é atribuída ao albita granito, cuja idade de cristalização ainda não foi estabelecida devido ao avançado grau de metamictização dos cristais de zircão nela encontrados (Souza 2003). Por outro lado, os diques de traquito, embora não façam parte da linhagem geoquímica do albita granito e do riolito (Souza 2003), apresentam maior conteúdo e melhor qualidade dos grãos de zircão, o que nos permitiu obter a idade de cristalização dessas rochas. Assim, esse trabalho apresenta as características geoquímicas e isotópicas (Sm-Nd e U-Pb) dos diques de traquito do Bom Futuro, contribuindo para o entendimento geológico das diferentes fases magmáticas que constituem a história evolutiva de um dos mais importantes depósitos de estanho do Brasil.

MÉTODO DE TRABALHO As amostras dos diques de traquito foram coletadas em testemunhos de sondagens (750S/500E e 850S/375E) situadas na área sudeste do depósito de estanho de Bom Futuro (Fig. 1). As amostras foram selecionadas e encaminhadas para estudo petrográfico, desenvolvido no laboratório de microscopia da Universidade de Brasília, e para análises químicas, realizadas no laboratório Acme Analítica Ltda, no Canadá. Os elementos maiores foram analisados por ICP-AES, após fusão com LiBO_2 . Os elementos traços e as terras raras foram analisados por ICP-MS, após fusão com LiBO_2 , exceto para os metais-base, cuja extração foi feita por digestão com água régia. As análises isotópicas Sm-Nd e U-Pb foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. O método Sm-Nd foi aplicado em

rocha total e seguiu o procedimento analítico descrito por Gioia & Pimentel (2000), enquanto que a preparação das amostras para o método U-Pb, aplicado em cristais de zircão, consistiu em trituração da amostra coletada seguida da concentração de cristais de zircão por meio de técnicas convencionais, gravimétrica (*densidade*) e magnética (separador Franz). A separação final dos cristais de zircão foi feita em lupa binocular, com a escolha de grãos livres de inclusões e fraturas. Os grãos de zircão selecionados foram então dissolvidos em solução de HF e HNO₃ concentrados (HF:HNO₃ = 4:1), usando microcápsulas e bombas do tipo *parr*. Uma mistura de traçador (*spike*) ²⁰⁵Pb-²³⁵U foi utilizada. Para as subseqüentes separações químicas, foi utilizada resina de troca iônica convencional, usando microcolunas de teflon, seguindo procedimento modificado de Krogh (1973). Pb e U foram depositados juntos em um filamento de Re com H₃PO₄ e Si gel. Para leitura foi utilizado um espectrômetro de massa Finnigan MAT-262, com multi-coletor e equipado com uma multiplicadora de elétrons secundários. O branco laboratorial na época das análises era melhor que 20 pg. Para os cálculos das idades foram usados os programas PBDAT (Ludwig 1993) e ISOPLOT-Ex (Ludwig 2001), cujos erros das razões isotópicas são 2σ.

CONTEXTO GEOLÓGICO O depósito de estanho do Bom Futuro está hospedado em um sistema do tipo plutônico-vulcano, encaixado em rochas do Complexo Jamari e circundado por coberturas sedimentares aluviais (Villanova & Franke 1995, Souza & Botelho 2002, Souza 2003). O Complexo Jamari, constituído por orto e paragneisses, orto e paraanfibolitos e xistos, representa o embasamento polimetamórfico regional de idade Paleoproterozóica (Isotta *et al.* 1978, Scandollara *et al.* 2001, Souza *et al.* 2005a). O sistema vulcânico Bom Futuro ocupa a área centro-sul do depósito, local onde ocorrem brechas vulcânicas, diques de albíta granito, riolito, traquito e corpos pegmatíticos, com cassiterita associada a um sistema anelar de veios de quartzo-topázio (Villanova & Franke 1995, Souza & Botelho 2002, Souza 2003). Já o sistema plutônico está melhor representado a cerca de 500 m a nordeste do sistema vulcânico, onde aflora um *stock* granítico denominado de Palanqueta, com forma ligeiramente oval e constituído por biotita granito e albíta granito, contendo zonas de greisens com cassiterita e wolframita (Silva *et al.* 1995 e 1997, Souza & Botelho 2002, Souza 2003).

PETROGRAFIA Os diques de traquito ocorrem sob a forma de corpos tabulares com espessura centimétrica, comprimento métrico a decamétrico e afloram principalmente na área sudeste do sistema vulcânico Bom Futuro. Entretanto, devido ao avançado estágio de alteração laterítica das rochas, as amostras analisadas foram coletadas em testemunhos de sondagem.

Os diques de traquito exibem cor variando de cinza escuro a roxo e arranjo textural porfirítico, ressaltado pelos fenocristais de feldspato potássico e quartzo imersos em matriz de granulação fina a afanítica. Os

fenocristais são principalmente de feldspato potássico e ocorrem sob a forma de cristais subédricos, cujo tamanho varia de 1 a 4mm, estão parcial a totalmente sericitizados, zonados e com bordas corroídas ou marcadas por coroas de reação (Fig. 2A). Já fenocristais de quartzo são raros, apresentam tamanho entre 1 e 1,5mm, extinção ondulante e bordas pouco corroídas (Fig. 2B). A matriz apresenta textura traquítica, caracterizada por cristais tabulares de plagioclásio e de feldspato potássico, em proporções aproximadamente iguais, com tamanho entre 0,3 e 0,8 mm, freqüentemente orientados na direção do fluxo magmático. A matriz contém ainda biotita e quartzo, além da assembléia mineral acessória formada por fluorita, topázio, zircão, esfalerita, óxi-hidróxido de Fe-Ti e opacos (pirita, pirrotita, calcopirita e ilmenita). A biotita ocorre formando cordões de microlitos ou diminutos agregados de cristais subédricos, enquanto que o quartzo está distribuído de forma intersticial na massa feldspática. Já os minerais acessórios ocorrem sob a forma de cristais subédricos a anédricos, distribuídos de maneira disseminada ou formando pequenos agregados, normalmente associados aos diminutos cristais de biotita.

Figura 2 - Arranjo microtextural dos diques de traquito. Em A e B, fenocristais de feldspato potássico (fk) ligeiramente zonados e sericitizados e quartzo (qz) imersos em matriz fina a afanítica exibindo discreta orientação por fluxo magmático.

GEOQUÍMICA Os diques de traquito apresentam teores de $\text{SiO}_2 = 61,7$ a 63% , $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}} \approx 6,3\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 0,6$, $\text{CaO} \approx 1,4\%$, $\text{TiO}_2 \approx 0,6\%$ e $\text{MgO} \approx 0,45\%$ (Tab. 1). O índice de saturação em

Tabela 1 - Composição química dos diques de traquito, albíta granito e riolito.

Litotipo	traquito			albíta granito					riolito			
Amostra	BF-8B	BF-11B	BF-16B	BF-8a	BF-8b	BF-15	BF-23	BF-25	BF-16b	BF-16a	BF-21	BF-41
$\text{SiO}_2(\%)$	63,02	61,72	62,2	71,75	71,62	72,11	71,92	72,17	73,21	72,09	72,16	72,39
TiO_2	0,61	0,59	0,60	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,20	0,22	0,18	0,17
Al_2O_3	16,03	16,60	16	16,90	16,59	16,39	16,42	16,32	14,01	15,02	15,12	15,47
$\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$	6,23	6,23	6,50	0,22	0,22	0,40	0,31	0,24	1,43	1,56	1,62	1,77
MnO	0,20	0,20	0,24	0,02	0,09	0,04	0,09	0,09	0,04	0,10	0,08	0,11
MgO	0,47	0,44	0,45	0,10	0,19	0,25	0,15	0,18	0,19	0,46	0,50	0,25
CaO	1,14	1,38	1,39	0,13	0,14	0,16	0,12	0,17	0,10	0,15	0,13	0,15
Na_2O	5,66	5,68	5,70	7,67	7,71	7,31	7,37	7,17	3,44	3,51	3,48	3,40
K_2O	3,40	3,27	3,30	3,34	3,12	3,23	3,28	3,52	5,95	5,53	5,44	5,42
P_2O_5	0,15	0,18	0,15	0,02	0,02	0,05	0,05	0,02	0,06	0,06	0,07	0,05
P.F.	2,60	2,50	3,20	0,23	0,31	0,43	0,37	0,35	1,60	1,30	1,20	1,20
Total	99,58	99,79	99,73	100,30	100,30	100,39	100,10	100,24	100,23	99,95	99,98	100,38
Ba (ppm)	433	442	445	33	31	70	70	34	29	27	29	42
Y	104,80	113,70	17	13	13	17	16	13	3	4	3	13
Zr	1414,30	1414,90	1422	42	43,50	15	13	44	202	196	168	211
Hf	31,90	34,50	36,45	7	11	3	3	8	1,60	1,40	1,40	7,35
Ni	12	9,30	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	139	146,40	153	-	-	-	-	-	16	16	16	36,70
Pb	12	12	11	-	-	-	-	-	11	12	12	16
Ga	31,80	33,80	35	103	89	106	105	94	38,50	48,20	46	51
Rb	276,40	297,40	285	830	828	890	895	837	190	187	187	1278
Sr	89,11	88,40	85	6,22	6,30	7,20	7,40	6,53	38	35	35	18
Nb	81,12	76,90	85,10	84	88	96	95	94	91	89	89	47,80
Ta	6,50	7,10	6,85	22	26	25	29	22	82	79,23	81	260
Th	17,14	18,44	16,50	13	13	7,70	8,20	12	17	15,80	15,80	10,30
Sn	19	24	11	13	13	24	27	14	45	45	45	66
Li	-	-	-	184	172	211	224	210	-	-	-	-
U	5,62	5,36	12	8	8	11	13	9	5,23	4,92	5	13
Cs	3,40	3,30	3,25	0,64	0,62	1,13	1,20	0,62	0,70	0,70	0,72	7,20
La (ppm)	109,2	119,72	-	5,84	4,12	4,17	-	-	5,40	6,20	6,80	5,50
Ce	228,10	242	-	15,26	11,15	11,40	-	-	17,10	16,80	12,30	14
Pr	26,82	30,41	-	1,67	1,10	1,25	-	-	1,82	1,85	1,55	1,51
Nd	110,81	115,5	-	6,40	4,36	4,40	-	-	3,80	4,20	4,25	3,40
Sm	20,30	22,90	-	1,65	1	1,22	-	-	0,70	0,80	1	0,87
Eu	2,36	2,50	-	0,06	0,04	0,05	-	-	0,08	0,08	0,04	0,05
Gd	18,42	19,66	-	2,12	1,36	1,47	-	-	0,40	0,50	1,10	0,41
Tb	3	3,16	-	0,5	0,35	0,40	-	-	0,10	0,20	0,35	0,38
Dy	18,07	19,84	-	3,98	2,44	2,48	-	-	0,70	0,80	2	2,54
Ho	3,61	3,86	-	0,88	0,68	0,73	-	-	0,10	0,20	0,77	0,94
Er	11,33	12,25	-	3,45	2,65	2,70	-	-	0,50	0,60	2,38	2,57
Tm	1,54	1,81	-	0,65	0,45	0,48	-	-	0,12	0,14	0,47	0,48
Yb	10,52	11,84	-	4,82	2,87	3,13	-	-	1	1	2,55	2,83
Lu	1,79	1,64	-	0,84	0,47	0,40	-	-	0,16	0,18	0,47	0,43

alumina ($ISA = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)_{molar}$) varia de 1,03 a 1,08, mantendo o caráter peraluminoso dos diferentes tipos de diques encontrados no sistema vulcânico Bom Futuro (Souza 2003). Os diagramas que relacionam $SiO_2 \times Na_2O + K_2O$ (Le Maitre 1989) e $SiO_2 \times Zr/TiO_2$ (Winchester & Floyd 1977), confirmam a natureza alcalina traquítica dessas rochas (Fig. 3).

Em termos de elementos traços, destacam-se pelo elevado conteúdo em Zr, além de conteúdos relativamente elevados em Ba, Y, Hf, Rb e Cu (Tab. 1). O conteúdo em elementos terras raras (ETR) também é alto, com valores de La-Ce em torno de 300 a 400 vezes o conteúdo do condrito. O padrão de distribuição dos ETR apresenta enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados, na razão $(La/Yb)_N = 6,8$ a $6,9$, além de anomalia negativa em Eu da ordem de $Eu/Eu_N = 0,07$ (Fig. 4). Em diagrama de multielementos, os traquitos apresentam anomalias negativas em Ba, Sr e Ti, e positiva em Rb (Fig. 4).

Comparativamente, os diques de traquito, albita granito e riolito apresentam caráter peraluminoso e elevada razão Ga/Al, denunciando uma assinatura geoquímica semelhante ao magmatismo do tipo A (Souza 2003), porém com padrões de distribuição e conteúdos dos ETR e de multielementos mostrando diferenças significativas. Nos diques de traquito, os conteúdos de TiO_2 e MgO são mais elevados e a concentração de ETR é cerca de 10 a 12 vezes maior, além de um grau fracionamento dos ETR leves em direção aos ETR pesados que não é observado nos diques de albita granito e riolito (Fig. 4). Em diagrama multielementar, os diferentes tipos de diques apresentam anomalias negativas em Ba, Sr e Ti, porém os diques de traquito não apresentam anomalia negativa em Y, ao contrário dos diques de albita granito e riolito, cuja depleção é atribuída à ati-

dade hidrotermal superimposta (Souza 2003). Além do mais, os conteúdos de Ba e dos elementos tidos como de baixa mobilidade (La, Ce, Nd, Sm, Zr, Hf, Ti, Tb, Y, Tm e Yb) são cerca de 5 a 30 vezes maior nos diques de traquito (Fig. 4).

GEOLOGIA ISOTÓPICA (U-Pb e Sm-Nd) Nas análises pelo método U-Pb foram utilizadas frações individuais de cristais de zircão, exibindo hábitos prismáticos, cor rosa claro, pouco fraturados e sem inclusões. Os cristais de zircão analisados definiram um alinhamento concordante com idade de $1.001 \pm 5,2$ Ma, a qual é interpretada como idade de cristalização do magmatismo traquítico (Tab. 2 e Fig. 5). Entretanto, alguns cristais de zircão não se distribuíram ao longo do alinhamento concordante da população principal, sugerindo tratar-se de populações de zircão com herança isotópica presente nesta rocha.

Os diques de traquito apresentam valor de $\epsilon Nd_{(1,0)}$ fracamente negativo, evidenciando uma derivação crustal, cuja idade modelo (T_{DM}) é de 1.48 Ga (Tab. 3). Entretanto, os diques de albita granito e riolito, apesar de também apresentarem valores de $\epsilon Nd_{(1,0)}$ negativo, as idades modelo (T_{DM}) são consideradas sem significado geológico (Tab. 3), as quais são atribuídas ao elevado grau de fracionamento (altas razões $^{147}Sm/^{144}Nd$) e as atividades hidrotermais pós-magmáticas ocorridas no sistema vulcânico Bom Futuro, interferindo na composição isotópica original das rochas (Souza 2003). Segundo Corey & Chatterjee (1990) e Pimentel & Charnley (1991), rochas submetidas a um elevado grau de fracionamento, favorecem a perda de ETR leves e aumenta, conseqüentemente, a razão isotópica Sm/Nd e os valores de T_{DM} nos estágios finais da diferenciação magmática.

Figura 3 - Diagrama de classificação dos principais tipos de rochas vulcânicas, aplicados aos riolitos e traquitos do Bom Futuro. A: diagrama SiO_2 versus o somatório dos álcalis $Na_2O + K_2O$ (Le Maitre 1989); B: diagrama SiO_2 versus a razão entre elementos considerados de baixa mobilidade Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd 1977).

Figura 4 - Padrões de distribuição dos ETR e de multielementos nos diques de traquito, albita granito e riolito. Valores normalizados segundo o condrito de Boynton (1984) e Thompson (1982, in Rollinson 1993), respectivamente.

Tabela 2 - Sumário dos resultados U-Pb e ID-TIMS dos cristais de zircão dos diques de traquito.

Amostra/ Fração	Tamanho (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Pb ²⁰⁶ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ */ Pb ²³⁵	(pct)	Pb ²⁰⁶ */ U ²³⁸	(pct)	Coef. Correl. (rho)	Pb ²⁰⁷ */ Pb ²⁰⁶ *	(pct)	Pb ²⁰⁶ */ U ²³⁸ idade	Pb ²⁰⁷ */ U ²³⁵ idade	Pb ²⁰⁷ */ Pb ²⁰⁶ *	(Ma)	Quant.
Traq 1 18	0,010	193,6	36,0	1250,6	1,683	0,62	0,1676	0,59	0,9570	0,0728	0,18	998	1002	1009	3,6	1
Traq 1 5	0,005	221,9	42,9	1390,8	1,665	1,10	0,1666	0,80	0,7312	0,0725	0,75	993	995	999	15	1
Traq 1 13	0,012	34,5	6,3	1068,5	1,690	0,73	0,1681	0,70	0,9575	0,0729	0,21	1001	1004	1011	4,3	1
Traq 1 15	0,012	31,3	5,7	655,4	1,693	0,88	0,1683	0,76	0,8793	0,0729	0,42	1002	1006	1013	8,5	1
Herança isotópica																
Traq 1 16	0,021	113,9	20,9	782,8	1,682	1,1	0,1653	1,05	0,9594	0,0737	0,31	986	100	1035	6,2	1
Traq 1 19	0,034	178,2	34,9	1630,5	1,851	0,49	0,1783	0,43	0,8771	0,0753	0,24	1057	1063	1076	4,8	1
Traq 1P	0,010	53,3	9,3	387,8	1,655	2,27	0,1627	2,23	0,9865	0,0737	0,37	971	991	1035	7,5	1

Figura 5 - Diagrama concórdia U/Pb obtido para os diques de traquito do depósito de estanho do Bom Futuro.

Tabela 3 - Composição isotópica Sm-Nd dos diques de traquito, albita granito e riolito do depósito de estanho do Bom Futuro.

Litotipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\text{SE})$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(1.0)}$	$T_{\text{DM}} \text{ (Ga)}$
traquito	20,41	110,78	0,1114	$0,512045 \pm 0,5$	-11,58	-0,7	1,48
albita granito	0,656	2,838	0,1396	$0,512059 \pm 6$	-11,29	-4,01	2,00
riolito	57,45	206	0,1686	$0,512039 \pm 6$	-11,68	-8,2	-

CONSIDERAÇÕES FINAIS Segundo Bettencourt *et al.* (1999), os *Younger Granites* de Rondônia são constituídos por duas subsuítas magmáticas distintas: uma subsuíte dominante com características *subsolvus*, composição subalcalina e idade em torno de 998 Ma, e uma outra subsuíte que possui característica *hypersolvus*, composição alcalina e idade em torno de 974 Ma. A subsuíte subalcalina é formada por três fases graníticas, sendo a primeira fase composta por biotita sienogranito porfirítico a piterlítico grosso, a segunda fase por sienogranitos e álcali-feldspato granito e a terceira fase por rochas mais raras, tipo topázio-albita granito e (topázio) quartzo-feldspato pórfiro, a qual é normalmente portadora de mineralizações de estanho e metais raros. A subsuíte alcalina, por sua vez, é composta por álcali-feldspato granito, granito peralcalino, álcali-feldspato sienito, traquito, microsienito, quartzo-feldspato porfirítico e rochas híbridas tipo quartzo microsienito e quartzo sienito.

No âmbito do depósito de estanho do Bom Futuro, apesar da idade de cristalização da fase magmática albita granito ainda permanecer incerta, as idades dos processos hidrotermais tardi/pós-magmáticos responsáveis pelas mineralizações estaníferas em zonas de

greisens e veios são estimados, pelo método K-Ar em micas litínicas, num valor de 969 ± 27 Ma (Leite Jr. *et al.* 2001), e pelo método U-Th-Pb, por meio de microsonda eletrônica em monazita, num valor de 997 ± 48 Ma (Souza *et al.* 2005b). As informações geoquímicas indicam que os diques de albita granito e riolito representam uma fase magmática peraluminosa, subalcalina e altamente fracionada, enquanto os diques de traquito representam de uma fase magmática peraluminosa, alcalina e pouco fracionada. Tais características geoquímicas estão de acordo com as hipóteses petrogenéticas apresentadas por Bettencourt *et al.* (1999) para o magmatismo mesoproterozóico na região da Província Estanífera de Rondônia. Entretanto, a idade aqui apresentada para a fase magmática traquítica de $1.001 \pm 5,2$ Ma, revela que as fases subalcalina (albita granito e riolito) e alcalina (traquito) identificadas no depósito do Bom Futuro são, no mínimo, contemporâneas. Muito embora, a fase traquítica represente um episódio magmático desvinculado da mineralização de estanho.

Agradecimentos Neste espaço os autores agradecem à Empresa Brasileira de Estanho S.A. (EBESA), através do engº. de minas José Pierre Mathias e do geólogo

Renato Muzzolon, pelo total apoio durante as atividades de campo. À Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM-RO), através dos geólogos Rommel

da Silva Sousa, Marcos Quadros, Jânio Leite de Amorim (*in memorian*), Jaime Scandolara e Antônio Vieira, pelo apoio e discussões durante as atividades de campo.

Referências

- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.R., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precamb. Res.*, **95**:41-67.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*. Developments in Geochemistry 2, Amsterdam, Elsevier, p.63-114.
- Corey M.C. & Chatterjee A.K. 1990. Characteristics of REE and other trace elements in response to successive and superimposed metassomatism within a portion of the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *Chem. Geol.*, **85**:265-285.
- Gioia S.M.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Acad. Bras. de Ciências*, **72**(2):219-245.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros, R.J.L. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Relatório final. MME/DNPM/CPRM, Porto Velho, vol. I, 407p.
- Kloosterman J.B. 1968. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Rev. Eng., Miner. e Metal.*, Rio de Janeiro, XLVII (278):59-64 e XLVII (280):167-168.
- Krogh T.E., 1973. A low-contamination method for hydrotremal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **37**:485-494.
- Leite Jr. W.B., Payolla B.L., Bettencourt J.S., Tassinari C.C.G. 2001. New K-Ar ages of the primary tin mineralization in the Rondônia Tin Province, Brazil. In: South Amer. Symp. Isotope Geology, 3, Pucón.
- Le Maitre R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford, Blackwell, 193p.
- Ludwig K.R., 1993. PBDAT. *A computer program for processing Pb-U-Th isotope data*. USGS Open File Report 88-542, 34p.
- Ludwig K.R., 2001. *Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47*. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55p.
- Pimentel M.M. & Charnley N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: an example from central Brazil. *Chem. Geol.*, **86**:123-138.
- Priem H.N.A., Bom E.H., Verdurmen E.A.Th., Bettencourt J.S. 1989. Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian craton), Brasil. *Jour. South Amer. Earth Sc.*, **2**(2):163-170.
- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London, Longman Scientific & Technical, 352p.
- Scandolara J.E., Rizzotto G.J., Amorim J.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C. 2001. Evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e adjacências. In: Reis N.J. & Monteiro M.A.S. (coords.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, vol. 2, SBG-NO, Manaus, p.251-340.
- Silva L.F.S., Costi H.T., Teixeira J.T. 1995. Faciologic mapping and preliminary petrography of Palanqueta albite granite – Bom Futuro, Rondônia State (Brazil). In: IGCP-Project 315, Symp.on Rapak. Gran. and Rel. Rocks, Belém, *Abstracts Volume*, p.73-74.
- Silva L.F.S., Costi H.T., Dall'Agnol R., Teixeira J.T. 1997. Petrographic and geochemical characteristics of the tin-bearing albite granite of Morro da Palanqueta, Bom Futuro Mine, Rondônia, Brazil. In: ISGAM, Intern. Symp on Granites and Assoc Mineraliz., 2, Salvador, *Abstracts Volume*, p.155-156.
- Souza V.S. & Botelho N.F. 2002. Geologia do depósito de estanho do Bom Futuro (Rondônia) e composição dos fluidos nos sistemas de veios e greisens. In: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, vol. 3, SBG-NO, Belém, p.199-214.
- Souza V.S. 2003. *Evolução magmática e modelo metalogênico do sistema vulcano-plutônico estanífero Bom Futuro (RO)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 240p.
- Souza V.S., Botelho N.F., Dantas E.L., Gioia S. 2005a. Lito-geoquímica e isótopos de Nd das rochas do Complexo Jamari na área do depósito de estanho do Bom Futuro (RO). In: Horbe A.M.C. & Souza V.S. (Coords.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, vol. 4, SBG-NO, Manaus, p.85-98.
- Souza V.S., Teixeira L.M., Botelho N.F. 2005b. Datação U-Th-Pb de monazita hidrotermal e sua aplicação na geocronologia da mineralização de estanho em zonas de greisens do sistema plutônico Palanqueta, depósito do Bom Futuro (RO). *Rev. Bras. Geoc.*, **35**(1):43-48.
- Villanova M.T. & Franke N.D. 1995. Serra do Bom Futuro – Rondônia: a volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. In: IGCP-Project 315, Symp. on Rapak. Gran. and Rel. Rocks, Belém, *Abstracts Volume*, p.83-84.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**(4):325-343.

Manuscrito AE 028-2006

Submetido em 26 de junho de 2006

Aceito em 01 de dezembro de 2007