



GEOQUÍMICA E IDADE DO TONALITO/TRONDHJEMITO CASSITERITA, BORDA MERIDIONAL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO, MINAS GERAIS, BRASIL ¹

(com 13 figuras)

CIRO ALEXANDRE ÁVILA ²
JOEL GOMES VALENÇA ³
CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA ⁴
RONALDO MELLO PEREIRA ⁵
VICTOR DE CARVALHO KLEIN ²

RESUMO: O Tonalito/Trondhjemito Cassiterita localiza-se na borda meridional do Cráton São Francisco e apresenta evolução geológica associada ao contexto do Cinturão Mineiro, que se desenvolveu no Paleoproterozóico. Esse corpo é alongado segundo a direção ENE-WSW, possui foliação tectônica anastomosada e aflora numa área de cerca de 300km². Suas rochas correspondem a leucotonalitos (tonalitos e trondhjemitos) e são compostas por plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita, microclina e feldspato perítico, tendo como minerais acessórios e secundários, zircão, apatita, allanita, magnetita, ilmenita, molibdenita, pirita, rutilo, epidoto, titanita, mica branca, carbonato e clorita. Essas rochas apresentam coríndon normativo, caráter peraluminoso, filiação cálcio-alcálica, alinham-se segundo o *trend* cálcio-alcálico trondhjemítico e são correlacionadas aos trondhjemitos continentais de alto Al₂O₃, formados em ambiente de margem continental ativa. O padrão de elementos terras raras (ETR) é caracterizado pela presença de incipiente anomalia negativa de Eu e pela diminuição do conteúdo dos ETR pesados, conforme o aumento da proporção de SiO₂. O Tonalito/Trondhjemito Cassiterita apresenta idade mínima de cristalização de 2.162 ± 10 Ma (evaporação de Pb em zircão) e idade modelo T_{DM} de 2,47 Ga. Sugere-se como modelo de evolução da área a formação de uma crosta oceânica, a partir da ascensão de uma pluma mantélica por volta de 2,47 Ga. Posteriormente esta crosta oceânica seria subductada, metamorfsada e parcialmente fundida, gerando líquidos de composição trondhjemítica, os quais evoluíram a partir da cristalização fracionada de hornblenda e plagioclásio, em um ambiente de margem continental ativa.

Palavras-chave: Tonalito; trondhjemito de alto Al₂O₃; idade por evaporação de Pb em zircão; Paleoproterozóico; Cinturão Mineiro; Cráton São Francisco.

ABSTRACT: Geochemistry and age of cassiterite tonalite/trondhjemite, southernmost São Francisco Craton, Minas Gerais, Brazil.

The Cassiterite Tonalite/Trondhjemite outcrops at the southernmost São Francisco Craton and belongs to the tectonic context of the Paleoproterozoic Mineiro Belt. This body is elongated according to the ENE-WSW direction and has an exposed area of 300km². In terms of modal composition, it varies from tonalite to trondhjemite and the main mineralogy includes plagioclase, quartz, hornblende, biotite, microcline with zircon, apatite, allanite, magnetite, ilmenite, pyrite, rutile, epidote, sphene, white mica, carbonate and chlorite as accessory and secondary minerals. The Cassiterite rocks have normative corundum, peraluminous character, calc-alkaline affinity and Na₂O/K₂O values ranging from 3.15 to 4.43. They can be correlated to the high-Al₂O₃ trondhjemites formed in a continental volcanic margin. The rare earth element chondrite normalized pattern is characterized by heavy-REE depletion which is accompanied by the enrichment in SiO₂. The Cassiterite Tonalite/Trondhjemite yielded an age of 2162 ± 10 Ma and Sm-Nd model age (T_{DM}) of 2.47 Ga, in agreement with a Paleoproterozoic mantle source. A possible model for the origin of this body is proposed. It involves (1) the formation of an oceanic crust that related to the ascent of a mantelic plume with an age close to 2.47 Ga; and (2) subduction, metamorphism and partial melting of this basaltic crust generating a trondhjemitic liquid that further evolved through hornblende and plagioclase fractionation in a continental volcanic margin.

Key words: Tonalite; high Al₂O₃ Trondhjemite; zircon evaporation age; Paleoproterozoic; Mineiro Belt; São Francisco Craton.

¹ Submetido em 22 de abril de 2003. Aceito em 22 de agosto de 2003.

Projeto desenvolvido no Museu Nacional/Universidade Federal do Rio de Janeiro e na Universidade Federal do Pará.

² Museu Nacional/UFRJ, Departamento de Geologia e Paleontologia. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
E-mail: avila@mn.ufrj.br.

³ Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. Avenida Brigadeiro Trompowski, Cidade Universitária, 21949-900, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

⁴ Universidade Federal do Pará, Departamento de Geoquímica e Petrologia. Rua Augusto Corrêa, nº1, Guamá, 66075-110, Belém, PA, Brasil.

⁵ Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Geologia Aplicada. Rua São Francisco Xavier, 524/2019A, Maracanã, 20540-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

INTRODUÇÃO

A região entre as cidades de Lavras, Conselheiro Lafaiete e Piranga na borda meridional do Cráton São Francisco (Estado de Minas Gerais) é caracterizada por apresentar importantes vestígios de uma ampla atividade plutônica de idade Paleoproterozóica, onde se destacam, embora em número reduzido, corpos de natureza tonalítica-trondhjemitica, como é o caso daqueles representados pelo Batólito Alto Maranhão (NOCE, 1995), Trondhjemitó Tabuões (QUEMÊNÉUR, NOCE & GARCIA, 1994), Tonalito/Trondhjemitó Serra do Carmo, Trondhjemitó Ribeirão Pinheirinho (EVANGELISTA, PERES & MACAMBIRA, 2000), Trondhjemitó-Granodiorito Congonhas (ROSA-SEIXAS *et al.*, 2002a,b) e Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita.

No tocante a este último corpo, QUEMÊNÉUR & BARAUD (1983) delimitaram, em mapa, a sua forma aproximada e o denominaram formalmente de "Granito Cassiterita". ÁVILA (1992) e ÁVILA & VALENÇA (1993, 1995) propuseram a designação de "Metatrondhjemitó Caxambu" para a porção leste do mesmo, enquanto ÁVILA (2000) passou a utilizar a denominação "Trondhjemitó Cassiterita". Propõe-se, no presente trabalho, a utilização da denominação "Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita" em razão das características petrográficas e geoquímicas do mesmo. Pretende-se, neste trabalho, contribuir para o conhecimento geológico e evolutivo dos corpos de composição tonalítica-trondhjemitica localizados na borda meridional do Cráton São Francisco, apoiando-se, principalmente, no estudo geoquímico e isotópico do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A geologia da borda meridional do Cráton São Francisco é caracterizada por diversos conjuntos litológicos com idades e evolução geológica distintas (Fig.1). Dentre estes se destacam: migmatitos e gnaisse dos Complexos Metamórficos Arqueanos (TEIXEIRA *et al.*, 1996, 1998, 2000); rochas ultramáficas, máficas e sedimentares associadas aos *greenstone belts* Rio das Velhas e Barbacena (SCHRANK & SILVA, 1993; PIRES, RIBEIRO & BARBOSA, 1990); corpos plutônicos félsicos neoarqueanos (CARNEIRO, 1992; NOCE, 1995); corpos plutônicos máficos e félsicos paleoproterozóicos (SILVA, 1996; ÁVILA, 2000; QUEMÊNÉUR & NOCE, 2000; NOCE *et al.*, 2000; COUTO, 2000; VALENÇA *et al.*, 2000); corpos máficos - ultramáficos arqueanos e/ou proterozóicos (CARNEIRO *et al.*, 1997; BARBOSA, 1998; ÁVILA *et al.*, 1999; TOLEDO, 2002); corpos sub-vulcânicos félsicos paleoproterozóicos

(ÁVILA, 2000); e rochas sedimentares Proterozóicas (RIBEIRO *et al.*, 1995; MACHADO *et al.*, 1996).

FEIÇÕES DE CAMPO

O Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita distribui-se na porção central das folhas topográficas São João Del Rei e Nazareno, onde subtende em mapa uma área de cerca de 300km². Esse corpo possui forma alongada segundo a direção ENE-WSW (Fig.2), é constituído de rochas que exibem foliação tectônica anastomosada (160°/65°) e, localmente, pode apresentar bandas miloníticas, com no máximo 50cm de espessura. Acha-se delimitado nas porções norte, leste, nordeste e sudeste por rochas gnáissicas e por rochas anfíbolíticas associadas a uma seqüência *greenstone belt*. Já nas porções sul e sudoeste, apresenta-se limitado pela Zona de Cisalhamento do Lenheiro, que o separa de uma seqüência *greenstone belt* composta predominantemente por rochas metaultramáficas komatiíticas e pelitos.

O posicionamento estratigráfico do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita, em relação aos demais tipos litológicos da região, é bem definido e dado pela natureza brusca de seus contatos intrusivos com rochas gnáissicas, bem como pelo fato do mesmo ser intrudido por diversas gerações de corpos pegmatíticos, além de diques de rochas graníticas e granodioríticas correlacionáveis ao Granitóide Ritápolis, que possui idade mínima (evaporação de Pb em zircão) de 2.121 ± 7 Ma (ÁVILA *et al.*, 1998).

FEIÇÕES PETROGRÁFICAS

As rochas do corpo estudado correspondem a leucotonalitos (trondhjemitos e tonalitos), onde os minerais máficos são representados principalmente por biotita e, mais restritamente, por hornblenda. Essas rochas são compostas de plagioclásio, quartzo, biotita, microclina, hornblenda marrom esverdeada e feldspato perítico, tendo como minerais acessórios e secundários, zircão, apatita, allanita, magnetita, ilmenita, molibdenita, piritita, rutilo, epidoto, titanita, mica branca, carbonato e clorita (ÁVILA, 2000). Destaca-se o predomínio da textura inequigranular xenoblástica derivada do desenvolvimento da foliação tectônica paleoproterozóica, cuja trama é marcada pela orientação da biotita, hornblenda, plagioclásio e quartzo, indicando um posicionamento pré, ou ao menos, sin tectônico para o corpo em questão. Localmente pode ser observada a presença de regiões com feições texturais ígneas reliquias, caracterizadas por grãos de plagioclásio hipidiomórficos e com tamanho muito próximo, por volta de 2,5mm.

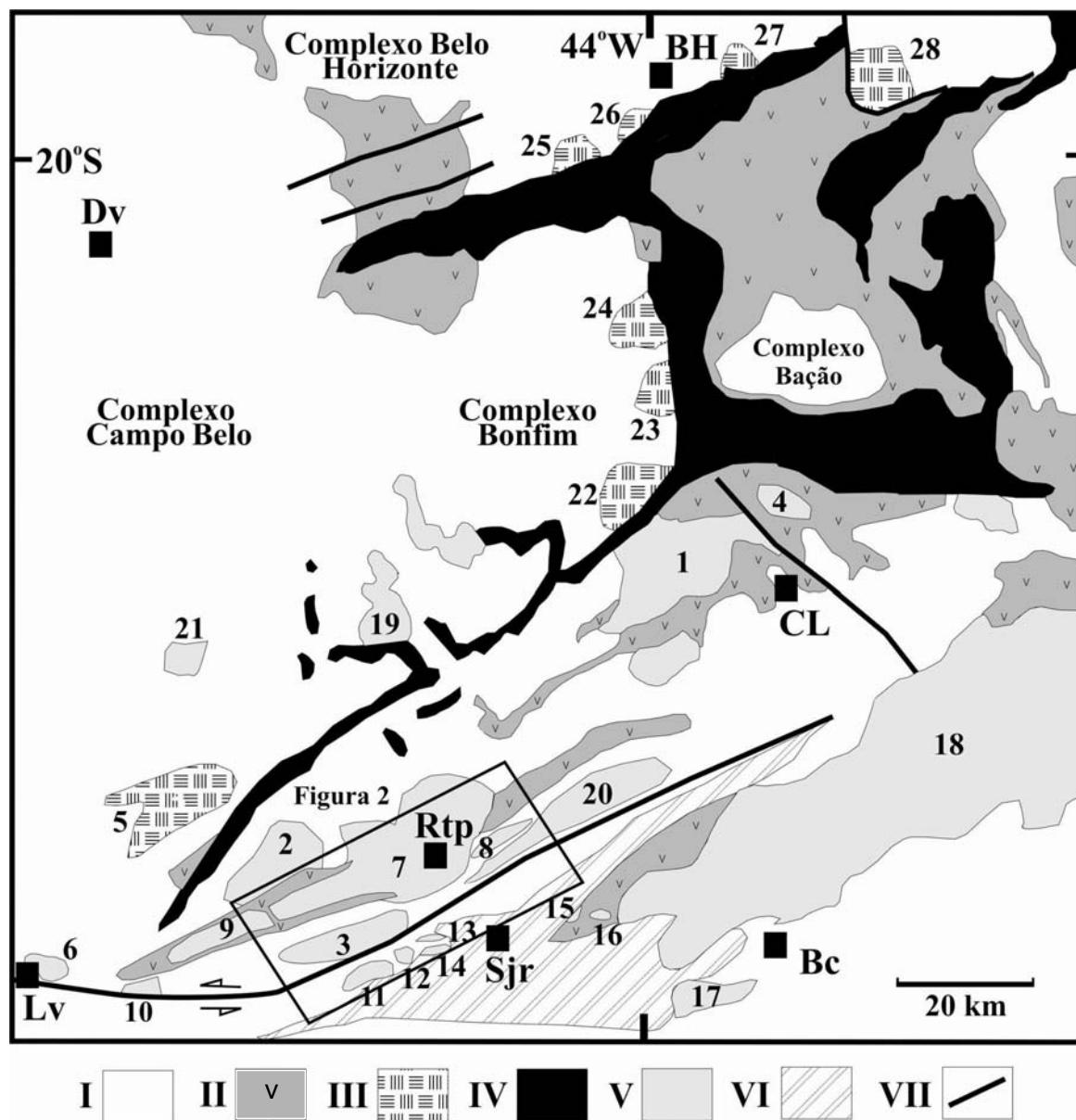


Fig. 1- Mapa geológico esquemático da borda meridional do Cráton São Francisco mostrando a localização aproximada dos principais corpos plutônicos arqueanos e paleoproterozóicos. Geologia modificada de PEDROSA SOARES *et al.* (1994). Forma aproximada dos corpos plutônicos modificada de ENDO (1997), NOCE, MACHADO & TEIXEIRA (1998), ÁVILA (2000) e TOLEDO (2002). (I) embasamento arqueano parcialmente retrabalhado no Paleoproterozóico; (II) *greenstone belts* Rio das Velhas e Barbacena; (III) granitóides arqueanos; (IV) supergrupo Minas; (V) gabros, dioritos, trondhjemitos e granitóides paleoproterozóicos; (VI) bacias São João del Rei, Carandaí e Andrelândia; (VII) falhas. Cidades: (Lv) Lavras; (Sjr) São João del Rei; (Rtp) Ritápolis; (Bc) Barbacena; (CL) Conselheiro Lafaiete; (Dv) Divinópolis; (BH) Belo Horizonte. Corpos plutônicos: (1) Batólito Alto Maranhão; (2) Trondhjemito Tabuões; (3) Tonalito/Trondhjemito Cassiterita; (4) Trondhjemito Congonhas; (5) Granito Bom Sucesso; (6) Granitóide Lavras; (7) Granitóide Ritápolis; (8) Diorito Brumado; (9) Diorito Rio Grande; (10) Granitóide Itutinga; (11) Gabro São Sebastião da Vitória; (12) Quartzo Diorito do Brito; (13) Granodiorito Brumado de Baixo; (14) Suíte Serrinha (Granodiorito Brumado de Cima e corpos granofíricos); (15) Granitóide de Tiradentes; (16) Gabro Vitoriano Veloso; (17) Granito Campolide; (18) Complexo Ressaquinha; (19) Granito Alto Jacarandá; (20) Gnaíse Granítico Fé; (21) Granitóide Oliveira; (22) Granito Salto do Paraopeba; (23) Granodiorito Mamona; (24) Tonalito Samambaia; (25) Granodiorito Ibirité; (26) Granito Morro da Pedra; (27) Granito General Carneiro; (28) Granodiorito Caeté. Geologia da área marcada ao redor da cidade de Ritápolis será detalhada na figura 2.

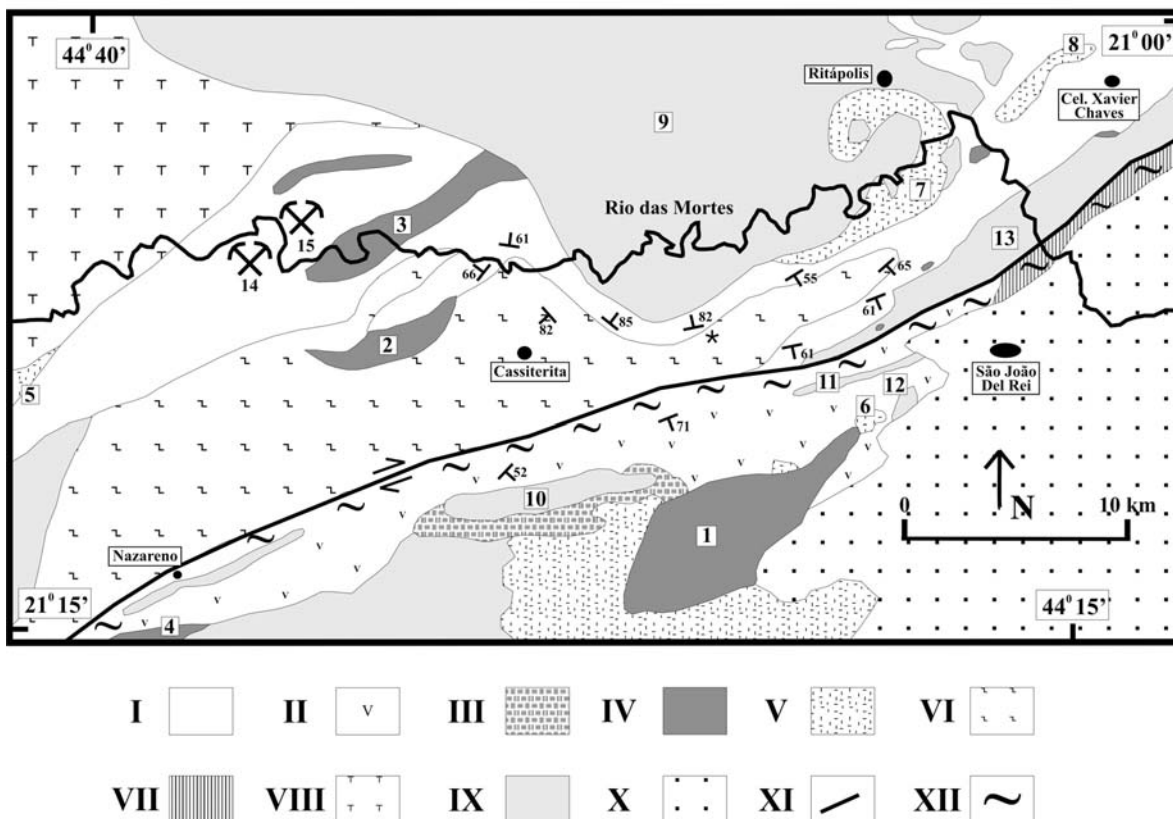


Fig.2- Mapa geológico mostrando a distribuição do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita na região entre as cidades de Nazareno, Cassiterita, São João del Rei e Coronel Xavier Chaves (modificado de RIBEIRO, 1997; ÁVILA, 2000 e TOLEDO, 2002). (I) gnaisses e rochas de uma seqüência *greenstone belt* com predominância de anfibolitos, pelitos e gonditos; (II) seqüência *greenstone belt* com predominância de rochas metaultramáficas komatiíticas; (III) Peridotito - Piroxenito Forro; (IV) corpos piroxeníticos – gabróicos; (V) corpos dioríticos – quartzo dioríticos paleoproterozóicos; (VI) Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita; (VII) gnaiss granítico milonitizado; (VIII) Trondhjemitó Tabuões; (IX) granitóides paleoproterozóicos; (X) rochas metassedimentares das bacias São João del Rei, Carandá e Andrelândia; (XI) falha transcorrente; (XII) zona de Cisalhamento do Lenheiro. (1) gabro São Sebastião da Vitória; (2) Piroxenito-Gabro Manuel Inácio; (3) gabro Rio dos Peixes; (4) gabro Rio Grande; (5) diorito Rio Grande; (6) quartzo Diorito do Brito; (7) diorito Brumado; (8) quartzo Monzodiorito Glória; (9) granitóide Ritápolis; (10) granitóide do Lajedo; (11) granodiorito Brumado de Baixo; (12) suíte Serrinha (Granodiorito Brumado de Cima e corpos granofíricos); (13) gnaiss Granítico Fê; (14) Mina do Volta Grande; (15) Mina Minas Brasil. (*) localização da amostra analisada isotopicamente por Sm/Nd (rocha total) e por $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (evaporação de Pb em zircão).

MÉTODOS DE ANÁLISE

As análises químicas foram realizadas no Laboratório de Análises Mineraias (Lamin) da Companhia de Pesquisas de Recursos Mineraias (CPRM) no Rio de Janeiro e no laboratório químico e mineral da Lakefield Geosol em Belo Horizonte. No Lamin foram utilizados os seguintes métodos analíticos: espectrometria de absorção atômica para TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , Ba , Cr , V , Co , Ni , Zn , Cu , Pb , Li e Mo ; espectrofotometria de absorção atômica para SiO_2 e P_2O_5 ; volumetria para FeO ; gravimetria para perda ao fogo com calcinação a 1.000°C até peso constante; e espectrometria por fluorescência de raios X usando

técnica de pó prensado para Zr, Sr, Y, Rb e Nb. No Lakefield Geosol utilizaram-se os seguintes métodos analíticos: espectrometria de fluorescência de raios X com amostras fundidas em tetraborato de lítio para SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 , Cr_2O_3 e NiO ; espectrometria por absorção atômica, após abertura total com $\text{HF} + \text{HClO}_4$, para Na_2O ; decomposição com $\text{HF} + \text{H}_2\text{SO}_4$ em cadinho de platina tamponado para FeO , com evolução de CO_2 e titulação do FeO com KMnO_4 em presença de ácido bórico; determinação de F por eletrodo de íon específico em fusão alcalina; e gravimetria para perda ao fogo, com calcinação a 1.000°C até peso constante; espectrometria de fluorescência de raios X, usando

técnica de pó prensado, para Cl, S, Th, Ba, Nb, Cs, U, Rb, Hf, Sr, Y e Zr. Os elementos terras raras de todas as amostras foram analisados no laboratório Lakefield Geosol por espectrometria de plasma (ICP), de pré-concentrados em resina de troca iônica.

LITOGEOQUÍMICA

Os resultados químicos obtidos em 10 amostras de rochas do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita podem ser observados nas tabelas 1 e 2.

TABELA 1

Análises químicas (% peso) dos elementos maiores, menores, normas CIPW e razões entre elementos de rochas do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita

AMOSTRAS	CT 218A	CT 219	CT 223	CT 224	CT 225	CD 184	CD 309A	CD 309B	CD 329A	CD 353
Classificação	G	T	T	T	T	T	T	T	T	T
Laboratório	*	*	*	*	*	#	#	#	#	#
SiO ₂	71,90	68,80	69,50	70,70	71,00	71,30	73,40	70,60	71,30	68,50
TiO ₂	0,26	0,32	0,31	0,31	0,31	0,24	0,20	0,29	0,23	0,30
Al ₂ O ₃	13,70	15,10	15,10	16,10	15,10	15,00	14,60	15,20	15,50	16,00
Fe ₂ O ₃	1,20	1,40	2,70	2,70	2,40	1,70	2,00	1,20	0,86	1,90
FeO	1,60	2,80	1,30	0,95	0,80	1,22	0,28	2,00	1,70	1,40
MnO	< 0,05	0,05	0,05	0,05	<0,05	0,07	0,04	0,07	0,07	0,08
MgO	0,66	0,99	0,83	0,99	0,83	0,83	0,62	0,88	0,71	1,10
CaO	2,70	3,10	2,20	2,00	2,80	2,90	2,90	3,60	3,00	3,70
Na ₂ O	4,00	3,50	3,80	4,30	4,10	4,60	4,30	4,40	4,60	4,70
K ₂ O	2,20	1,10	1,10	0,97	1,30	1,60	1,20	1,00	1,40	1,40
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,11	0,11	0,09	0,073	0,055	0,097	0,074	0,11
BaO	0,11	0,05	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07	0,06	0,06	0,07
SrO	0,03	0,03	0,04	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,036	0,038	0,032	0,034	0,032
P.F.	0,80	2,30	2,60	0,80	1,40	0,21	0,37	0,56	0,65	0,60
TOTAL	99,29	99,72	99,70	100,11	100,26	99,91	100,12	100,04	100,24	99,96
Fe _{TOT} /MgO	4,05	4,08	4,46	3,38	3,53	3,14	3,32	3,49	3,46	2,81
Na ₂ O/K ₂ O	1,82	3,18	3,45	4,43	3,15	2,88	3,58	4,40	3,29	3,36
Norma CIPW										
Quartzo	33,23	35,58	38,31	36,47	35,22	30,85	36,76	31,24	30,79	26,11
Ortoclássio	13,27	6,73	6,78	5,78	7,84	9,55	7,15	5,98	8,36	8,37
Albita	34,41	30,42	33,15	36,68	35,14	39,15	36,53	37,48	39,14	40,09
Anortita	13,10	14,82	10,79	9,65	13,82	14,40	14,43	17,71	14,80	18,18
Diopsídio	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hiperstênio	3,20	6,18	2,13	2,49	2,09	2,43	1,55	4,55	3,95	3,42
Espodumênio	0,14	0,16	0,13	0,08	0,14	-	-	-	-	-
Magnetita	1,77	2,09	3,56	2,35	1,70	2,48	0,45	1,75	1,25	2,78
Ilmenita	0,50	0,62	0,61	0,59	0,60	0,46	0,38	0,55	0,44	0,57
Hematita	-	-	0,33	1,10	1,26	-	1,69	-	-	-
Córcindon	-	2,91	3,92	4,51	1,95	0,48	0,99	0,45	1,05	0,17
Zircão	0,03	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04	0,04
Apatita	0,32	0,44	0,27	0,27	0,22	0,18	0,13	0,24	0,18	0,27

(*) Lamin; (#) Lakefield Geosol; (G) Granodiorito, (T) Tonalito; (<) abaixo do limite de detecção; (n.a.) não analisado; (-) ausente.

TABELA 2

Análises químicas (em ppm) dos elementos traços, terras raras e razões entre elementos de rochas do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita

AMOSTRAS	CT 218A	CT 219	CT 223	CT 224	CT 225	CD 184	CD 309A	CD 309B	CD 329A	CD 353
Classificação	G	T	T	T	T	T	T	T	T	T
Laboratório	*	*	*	*	*	#	#	#	#	#
Rb	130	131	193	113	156	106	65	83	98	61
Ba	980	460	500	540	600	725	659	544	512	656
Sr	295	264	359	601	477	431	447	465	471	590
Y	12	13	< 10	< 10	< 10	15	6	18	20	10
Zr	137	258	202	146	111	107	138	224	204	201
Nb	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	22	22	41	31	21
Cu	5	25	15	30	25	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	50	30	20	20	20	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	40	55	55	45	50	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Li	53	57	47	30	51	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	< 5	23	52	19	5
Th	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	19	< 5	7	12	10
U	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	< 10	10	< 10	15	< 10
Hf	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb/Sr	0,44	0,50	0,54	0,19	0,33	0,25	0,15	0,18	0,21	0,10
Sr/Y	24,60	20,30	-	-	-	28,70	74,50	25,80	23,60	59,00
			Elementos Terras Raras							
La	n.a.	16,400	15,960	13,960	19,410	21,300	n.a.	19,450	33,880	n.a.
Ce	n.a.	90,190	83,200	30,300	35,140	42,050	n.a.	37,970	38,490	n.a.
Nd	n.a.	13,120	11,370	9,876	14,270	12,170	n.a.	11,320	16,550	n.a.
Sm	n.a.	2,461	2,281	2,114	2,247	1,668	n.a.	1,685	2,562	n.a.
Eu	n.a.	0,657	0,613	0,538	0,547	0,425	n.a.	0,491	0,488	n.a.
Gd	n.a.	2,247	1,997	1,675	1,544	1,142	n.a.	1,437	2,105	n.a.
Dy	n.a.	2,234	1,969	1,782	1,230	0,810	n.a.	1,224	1,305	n.a.
Ho	n.a.	0,478	0,398	0,367	0,255	0,139	n.a.	0,231	0,240	n.a.
Er	n.a.	1,440	1,097	1,050	0,735	0,280	n.a.	0,556	0,546	n.a.
Yb	n.a.	1,085	1,056	1,108	0,665	0,180	n.a.	0,457	0,420	n.a.
Lu	n.a.	0,209	0,149	0,154	0,128	0,035	n.a.	0,084	0,067	n.a.
(La/Yb) _N	-	10,110	10,110	8,430	19,520	79,150	-	28,460	53,940	-
Yb _N	-	4,930	4,800	5,040	3,020	0,190	-	2,080	1,910	-
Σ ETR	-	130,500	120,100	62,920	76,170	80,200	-	74,910	96,650	-

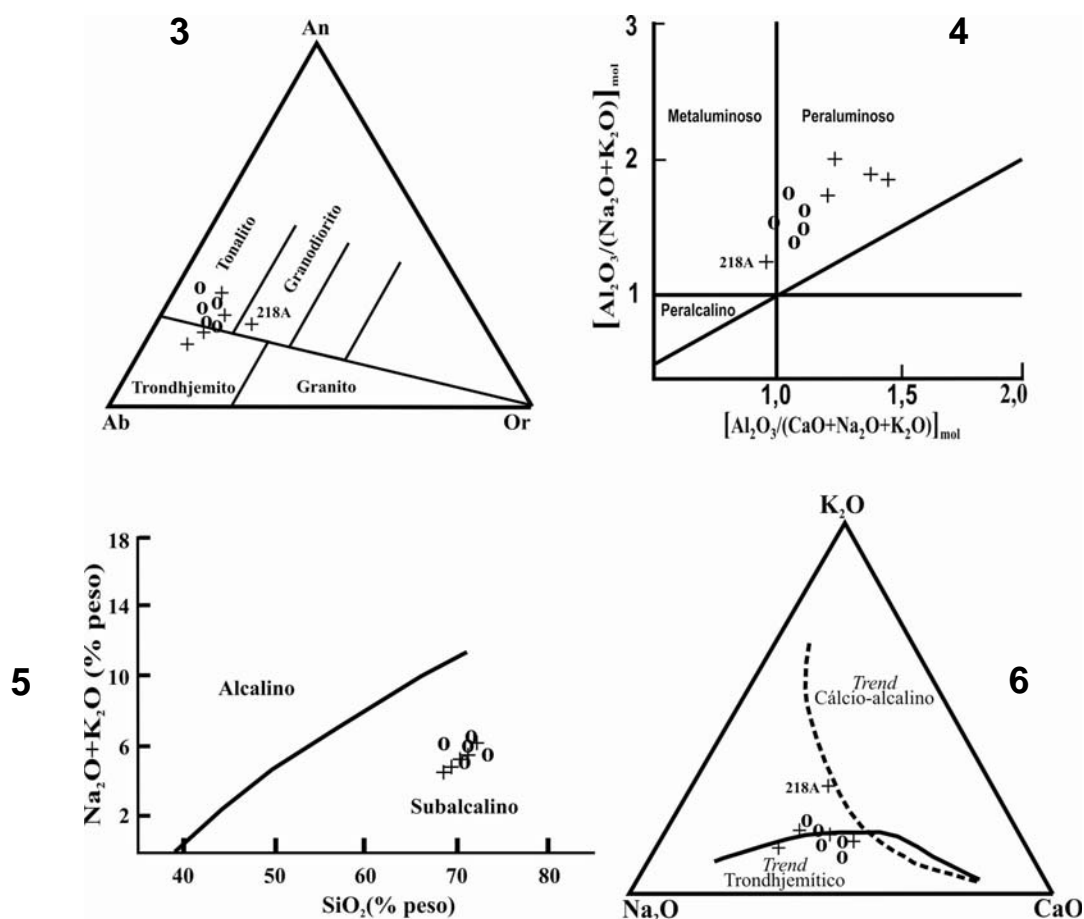
(*) Lamin; (#) Lakefield Geosol; (G) Granodiorito, (T) Tonalito; (<) abaixo do limite de detecção; (n.a.) não analisado; (-) ausente.

Os elevados teores de SiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O em contraste com baixas concentrações de MgO , FeO_{Tot} e K_2O nas rochas do Tonalito/Trondhjemito Cassiterita refletem a escassez de minerais ferromagnesianos e de feldspato potássico e a abundância de plagioclásio sódico e quartzo nas mesmas.

Quando se compara o conteúdo químico da amostra admitida como menos evoluída ($\text{SiO}_2 = 68,5\%$ peso) com aquele da mais diferenciada ($\text{SiO}_2 = 73,4\%$ peso), observa-se valores relativamente mais baixos de TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_{Tot} , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 , Sr , Y , Zr na rocha mais diferenciada.

As rochas analisadas do Tonalito/Trondhjemito Cassiterita possuem coríndon normativo (Tab.1) e posicionam-se no campo dos tonalitos e, mais restritamente, no campo dos trondhjemitos (Fig.3). Essas apresentam caráter peraluminoso (Fig.4), são

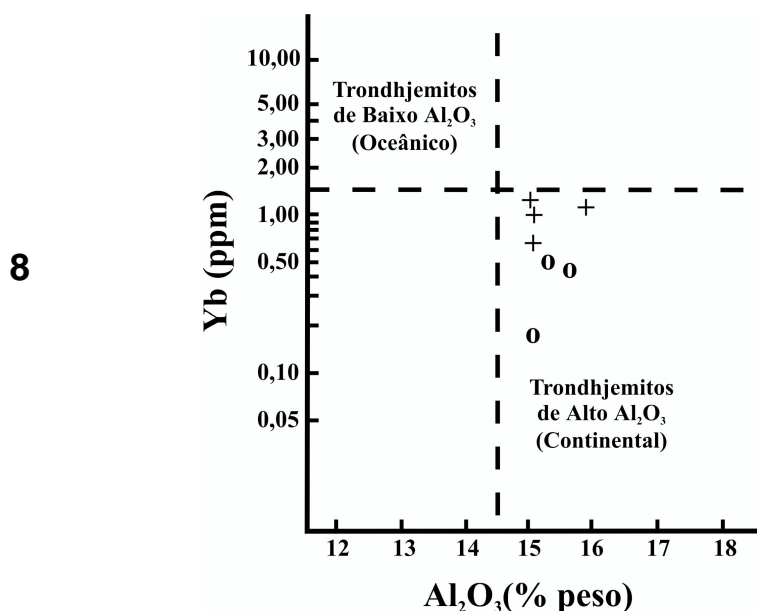
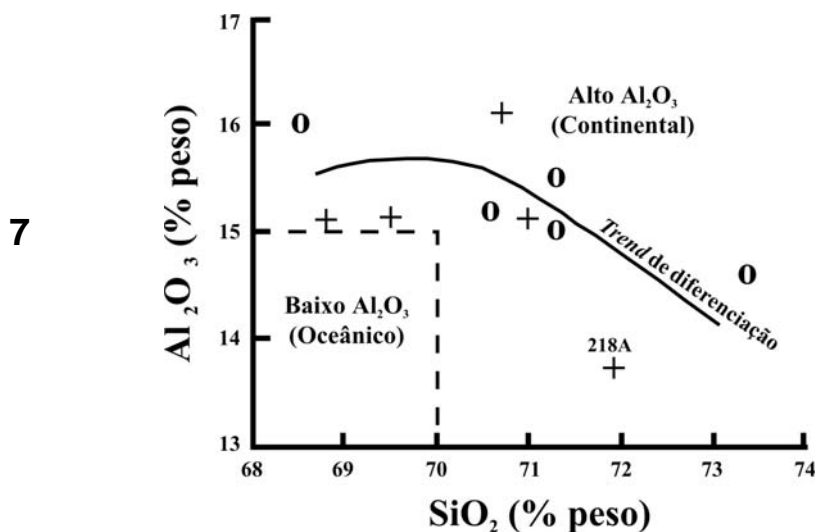
subalcalinas (Fig.5) e alinham-se segundo o *trend* trondhjemítico (Fig.6). Da população de amostras estudadas, a única exceção refere-se à amostra CT-218A, que por ser mais enriquecida em K_2O do que as demais (Tab.1), posiciona-se no campo dos granodioritos na figura 3; situa-se no limite entre os campos metaluminoso e peraluminoso na figura 4; e é deslocada para a região acima do *trend* evolutivo típico de magmas trondhjemíticos na figura 6. Destaca-se que essa amostra apresenta sua trama petrográfica ígnea original fortemente modificada pela ação de um processo tectônico deformacional intenso, que foi acompanhado de mudanças na sua mineralogia e composição química, principalmente a partir do surgimento de feldspato peritítico e muscovita e, conseqüentemente, com enriquecimento em K_2O e Ba (ÁVILA & VALENÇA, 1995).



Diagramas discriminantes para as rochas do Tonalito/Trondhjemito Cassiterita: fig.3- An-Ab-Or (O'CONNOR, 1965); fig.4- $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}} \times [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}}$ (MANIAR & PICOLLI, 1989); fig.5- $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (IRVINE & BARAGAR, 1971); fig.6- $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ (BARKER & ARTH, 1976). (218A) amostra CT-218A; (+) amostras Lamin; (0) amostras Lakefield Geosol.

No diagrama SiO_2 x Al_2O_3 (Fig.7), as rochas do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita alinham-se segundo o *trend* evolutivo proposto por BARKER (1979) para trondhjemitos continentais de alto Al_2O_3 , contrastando amplamente com o *trend* dos trondhjemitos oceânicos de baixo Al_2O_3 (plagiogranitos). A proposta de que as rochas estudadas correspondam a trondhjemitos continentais ou de alto Al_2O_3 pode ser corroborada através do

diagrama de variação Al_2O_3 x Yb (Fig.8). Alguns dos valores encontrados para $\text{FeO}_{\text{Tot.}} + \text{MgO}$ (2,68-5,03% peso) e para a razão $\text{FeO}_{\text{Tot.}}/\text{MgO}$ (2,81-4,46) do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita são muito próximos daqueles encontrados por MARTIN (1987) nas rochas trondhjemiticas de alto Al_2O_3 da Finlândia; enquanto os valores de Sr, Y e ETR são compatíveis com os conteúdos apresentados por DRUMMOND & DEFANT (1990) para trondhjemitos de alto Al_2O_3 em geral.



Diagramas discriminantes para as rochas do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita. Fig.7- SiO_2 x Al_2O_3 (BARKER, 1979) mostrando o *trend* de diferenciação das rochas do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita. (218A) amostra CT-218A; fig.8- Al_2O_3 x Yb (ARTH, 1979). (+) amostras Lamin; (o) amostras Lakefield Geosol.

Os padrões de distribuição dos elementos terras raras normalizados das rochas do corpo estudado podem ser observados na Fig.9. Em geral, as características desses padrões (em conjunto ou individualmente) denotam a forte presença de um componente de cristalização fracionada na história evolutiva do referido corpo ígneo, que levou a formação da variedade de rochas, atualmente, nele encontradas. Assim, partindo-se de rochas menos evoluídas (68,80 – 69,50% peso de SiO₂) para rochas mais evoluídas (71,30% peso de SiO₂) observa-se na figura 9: a) pequeno aumento dos ETR_L e acentuado empobrecimento dos ETR_p. Do mesmo modo, tal empobrecimento pode ser expresso pela variação dos valores da razão (La/Yb)_N de 8,43 para 79,15 em direção às rochas mais evoluídas (Tab.2). Os conteúdos de Lu também mostram o mesmo comportamento; b) uma maior acentuação da forma côncava, evidenciada nos padrões de distribuição dos ETR_p, sugerindo forte contribuição a partir do fracionamento de hornblenda; c) anomalias de Eu, quando presentes são negativas (Eu/Eu* entre 0,84 e 0,95) e em geral insignificantes; d) presença em dois desses padrões de anomalias positivas de Ce, relativas às variedades de rochas menos evoluídas.

Comparando-se o padrão dos elementos terras raras do Tonalito/Trondhjemitos Cassiterita com aqueles de rochas dacíticas e trondhjemiticas de ambientes geológicos conhecidos (Fig.10), observa-se uma grande semelhança do mesmo com o padrão das rochas trondhjemiticas associadas a margens continentais (ARTH & HANSON, 1972) ou com rochas dacíticas formadas no interior de continentes (ARTH & BARKER, 1976). Uma diferença entre esses padrões reside na presença de incipiente anomalia negativa de Eu nas rochas do Tonalito/Trondhjemitos Cassiterita (Eu/Eu* entre 0,84 e 0,95), enquanto os trondhjemitos de margem continental e interior continental anteriormente citados apresentam, normalmente, anomalia positiva de Eu. Em relação aos plagiogranitos associados a ofiolitos, como por exemplo o de Oman (COLEMAN & DONATO, 1979) e aos dacitos formados em ambiente de arco de ilha (BARKER *et al.*, 1976), as rochas do Tonalito/Trondhjemitos Cassiterita diferem marcadamente por seu enriquecimento nos ETR_L e empobrecimento nos ETR_p (Fig. 10). Quanto aos Trondhjemitos associados a arco de ilha (BARKER *et al.*, 1976), as rochas do Tonalito/Trondhjemitos Cassiterita também diferem em relação à anomalia negativa em Eu e com respeito ao empobrecimento nos ETR_p.

Quanto ao ambiente tectônico, caracterizou-se que as rochas do Tonalito/Trondhjemitos Cassiterita posicionam-se no campo dos granitóides de arco vulcânico (Fig.11).

IDADE E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

A idade do Tonalito/Trondhjemitos Cassiterita foi obtida pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, desenvolvido por KOBER (1986 e 1987), que fornece a idade aparente ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb do grão de zircão analisado. Os cristais de zircão foram separados utilizando técnicas tradicionais, que envolvem trituração e pulverização da amostra e a subsequente concentração dos cristais de zircão com bromofórmio. Posteriormente, o material proveniente da separação com bromofórmio foi processado no separador isomagnético Frantz e a seleção final dos cristais de zircão foi efetivada com o auxílio de lupa binocular. A análise isotópica foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará, utilizando-se um espectrômetro de massa de termionização Finningan MAT-262. A aquisição de dados foi efetuada de modo dinâmico utilizando-se o sistema de contador de íons do equipamento. A intensidade do sinal de Pb foi medida na seqüência de massa 204, 206, 207, 208, 206, 207 ao longo de 10 varreduras, definindo cinco blocos de dados, cada um deles com 18 razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, totalizando 90 razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Mais raramente, a coleta de dados foi realizada de modo estático em copos de Faraday, somente quando a intensidade do sinal da massa ²⁰⁶Pb era superior a 10 mV. Nesse caso, um bloco de dados incluía 100 razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Em geral, a razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb foi medida em três etapas de evaporação nas temperaturas de 1450°C, 1500°C e 1550°C. Na leitura com o contador de íons, a razão média ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de cada etapa de evaporação foi determinada com base em 5 blocos de dados ou até a intensidade do sinal de Pb ser suficiente para análise isotópica. Quando a coleta foi efetivada utilizando os copos de Faraday cada etapa continha o máximo de 10 blocos de dados. Geralmente, a razão média ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb obtida na etapa de evaporação de mais alta temperatura foi utilizada para o cálculo da idade do zircão.

As idades aparentes ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb foram calculadas com uma incerteza de 2s e, naqueles blocos onde a razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb era inferior a 0,0004, a correção do Pb comum transcorreu mediante a utilização do modelo de evolução do Pb na Terra em estágio duplo proposto por STACEY & KRAMERS (1975),

a partir da razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Foram descartadas do cálculo da idade, as leituras onde a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ era superior a 0,0004.

No estudo dos cristais de zircão do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita definiu-se a presença de uma única população, na qual os grãos eram, em sua grande maioria, prismáticos, piramidais, castanho amarelados, transparentes a translúcidos

e com relação de tamanhos variando entre 2:1 e 5:1. Sete cristais de zircão foram analisados visando a obtenção de suas idades. Quatro grãos (1; 2; 4; 10) apresentaram inicialmente idades jovens durante a primeira etapa de evaporação (1450°C) e idades progressivamente mais antigas, com o subsequente aumento da temperatura de evaporação (Tab.3). Esta feição permitiu a suposição

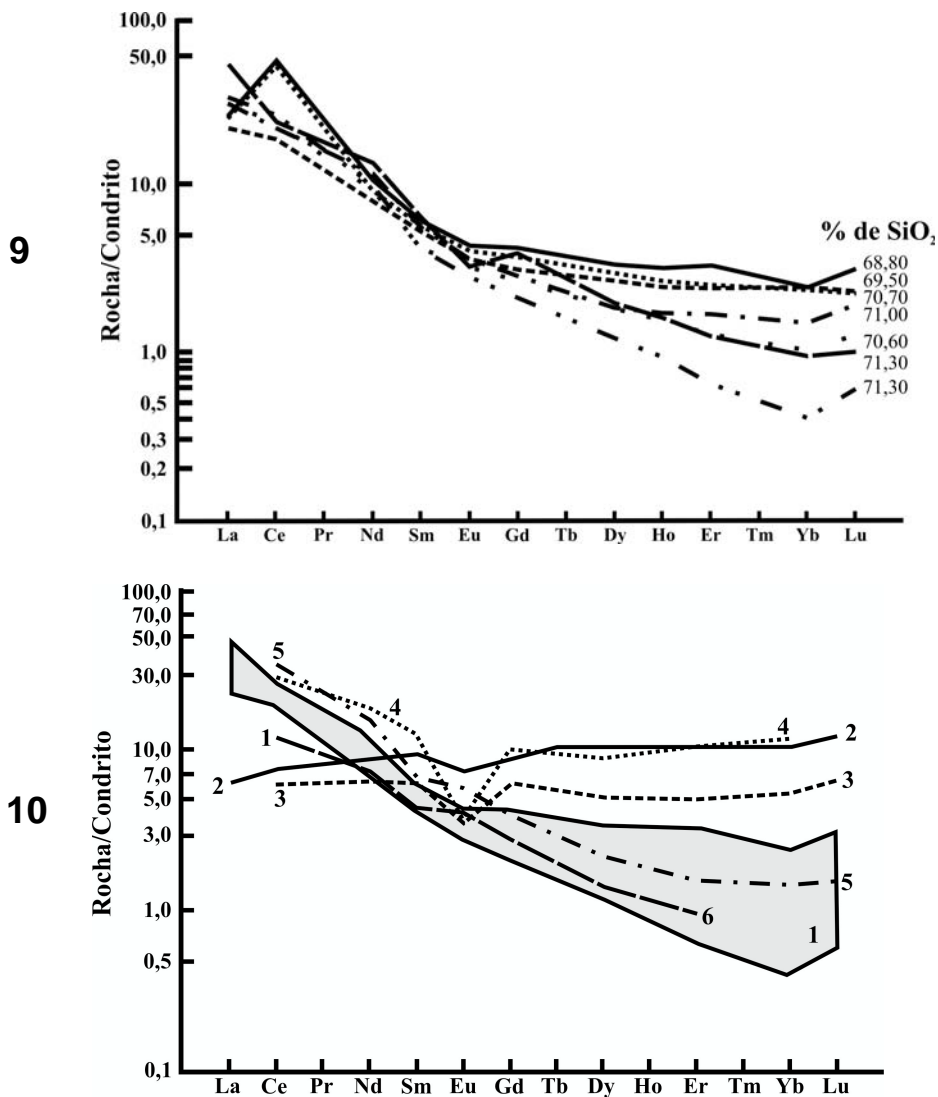
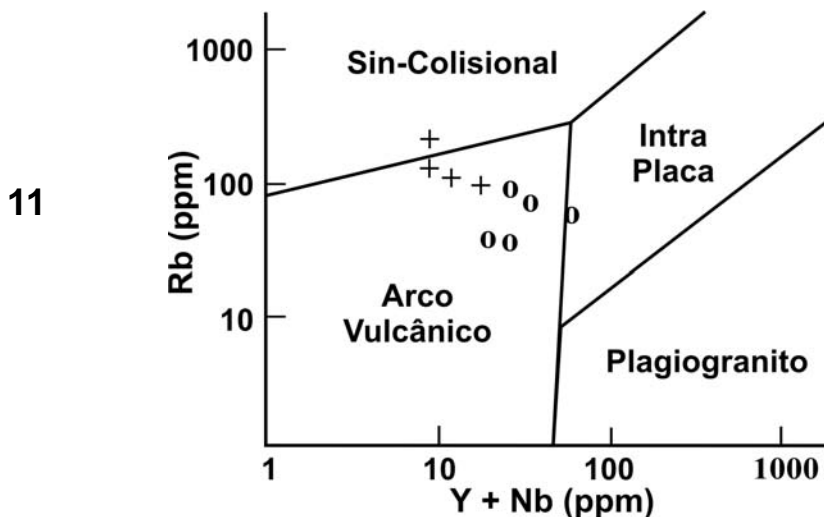


Fig.9- Diagrama de distribuição dos elementos terras raras (normalizados pelos valores do condrito proposto por NAKAMURA, 1974) para as rochas do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita; fig.10- Diagrama de distribuição de elementos terras raras, comparando as rochas do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita com rochas dacíticas, plagiogranitos e trondhjemitos de diversos ambientes geológicos conhecidos (amostras normalizadas pelos valores do condrito proposto por NAKAMURA, 1974). (1) Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita; (2) Plagiogranito (baixo Al₂O₃) de ofiolitos - Oman (COLEMAN & DONATO, 1979); (3) Dacito (baixo Al₂O₃) de Arco de Ilha - Saipan (BARKER *et al.*, 1976); (4) Trondhjemitó (baixo Al₂O₃) de Arco de Ilha - Rio Brazos (BARKER *et al.*, 1976); (5) Dacito (alto Al₂O₃) de Interior Continental - Novo México (ARTH & BARKER, 1976); (6) Trondhjemitó (alto Al₂O₃) de Margem Continental - Califórnia (ARTH & HANSON, 1972).

da abertura parcial do sistema isotópico com perda de Pb radiogênico. Dois desses grãos (4 e 10) apresentaram na primeira etapa de evaporação a 1450°C, razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ muito baixas, enquanto as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas nas etapas de evaporação a 1500°C e 1550°C são muito próximas,

quase sem nenhuma variação. As idades obtidas nessas duas etapas de evaporação foram de 2167 ± 8 Ma e 2169 ± 4 Ma para o cristal 4, e 2160 ± 4 Ma e 2152 ± 4 Ma para o cristal 10. Juntamente com a idade de 2193 ± 10 Ma do cristal 5 pode ser definida uma idade mínima de 2.162 ± 10 Ma (Fig.12 e Tab.3).



12

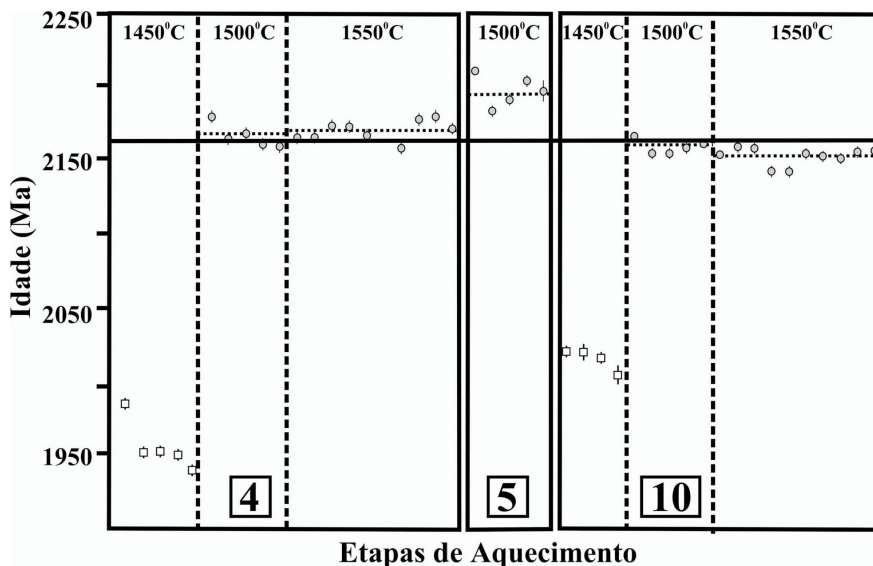


Fig. 11- Diagrama discriminante Y + Nb x Rb (PEARCE, HARRIS & TINDLE, 1984) para as rochas do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita; fig.12- Diagrama idade (Ma) x Etapas de Aquecimento de monocristais de zircão do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita. (4, 5, 10) grãos de zircão na tabela 3; (o) bloco de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade; (□) bloco eliminado subjetivamente; (■) refere-se à idade do corpo; (---) correspondem à idade de cada etapa de evaporação.

TABELA 3

Resultados analíticos dos grãos de zircão analisados por evaporação de Pb para a obtenção da idade do Tonalito/Trondhjemito Cassiterita

Amostra Nº Zircão	Temperatura de Evap. (°C)	Razões obtidas/ Possíveis	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma) $\pm 2\sigma$
1	1450	16/18	0.000039 \pm 22	0.0470 \pm 8	0.1245 \pm 6	0.1240 \pm 8	2014 \pm 10
	1500	52/54	0.000003 \pm 4	0.0732 \pm 2	0.1447 \pm 4	0.1447 \pm 4	2285 \pm 4
2	1450	18/18	0.000059 \pm 10	0.0611 \pm 4	0.1282 \pm 6	0.1275 \pm 6	2063 \pm 10
	1500	54/54	0.000089 \pm 20	0.0735 \pm 2	0.1294 \pm 2	0.1282 \pm 2	2074 \pm 2
3	1500	54/54	0.000105 \pm 20	0.0903 \pm 4	0.1337 \pm 2	0.1323 \pm 4	2129 \pm 4
4	1450	84/90	0.000168 \pm 42	0.0416 \pm 6	0.1224 \pm 6	0.1201 \pm 12	1957 \pm 16
	#1500	90/90	0.000132 \pm 36	0.0582 \pm 4	0.1370 \pm 2	0.1352 \pm 6	2167 \pm 8
	#1550	99/100	0.000026 \pm 0	0.0559 \pm 4	0.1357 \pm 4	0.1354 \pm 4	2169 \pm 4
5	#1500	46/54	0.000008 \pm 0	0.0795 \pm 10	0.1374 \pm 8	0.1373 \pm 8	2193 \pm 10
7	*1450	18/18	0.000424 \pm 50	0.0879 \pm 6	0.1347 \pm 8	0.1291 \pm 10	2087 \pm 14
10	1450	72/72	0.000114 \pm 24	0.0609 \pm 2	0.1259 \pm 4	0.1241 \pm 4	2017 \pm 6
	#1500	88/90	0.000042 \pm 6	0.0869 \pm 8	0.1352 \pm 4	0.1446 \pm 4	2160 \pm 4
	#1550	94/100	0.000025 \pm 0	0.0837 \pm 4	0.1344 \pm 2	0.1341 \pm 2	2152 \pm 4

Idade: 2.162 \pm 10 Ma

(#) leituras utilizadas no cálculo da idade; (*) leitura descartada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ alta.

Somente o grão 1 apresentou uma idade mais velha (2.285 \pm 4 Ma) do que a encontrada para os demais grãos de zircão analisados do corpo em questão (Tab.3), podendo o mesmo ser considerado como um xenocristal pertencente a um componente crustal mais antigo, parcialmente assimilado durante a ascensão e cristalização do magma pai do Tonalito/Trondhjemito Cassiterita. Idades da ordem de 2,29 Ga foram obtidas por MACHADO *et al.* (1996) por LA-ICPMS em grãos detríticos de zircão de rochas dos Grupos Itacolomi e Tamanduá. Esses dados sugerem a presença de uma crosta mais velha do que aquela relacionada aos granitóides estudados, porém ainda de idade paleoproterozóica. É também interessante notar, que até o presente momento, as idades mais antigas dos corpos plutônicos relacionados ao Cinturão Mineiro, referem-se ao Gabro de São Sebastião da Vitória com 2.220 \pm 3 Ma (VALENÇA *et al.*, 2000) e ao Granodiorito Brumado de Baixo com 2.218 \pm 3 Ma (ÁVILA, 2000). Em relação aos resultados Sm/Nd em rocha total (Tab.4), verifica-se que o Tonalito/Trondhjemito Cassiterita apresenta U_{Nd} negativo e muito próximo a zero, o que possibilita a inferência de que a gênese do mesmo está relacionada à fusão parcial de uma fonte de origem predominantemente mantélica, com baixa razão de assimilação de material crustal. A idade

paleoproterozóica da fonte é expressa pela idade de extração do magma do manto (T_{DM} de 2,47 Ga), diagnóstica de um curto período de residência crustal.

GÊNESE DO TONALITO/TRONDHJEMITO CASSITERITA

BARKER & ARTH (1976), MARTIN (1987) e DRUMMOND & DEFANT (1990) sumarizaram várias hipóteses para a geração de líquidos cálcio-alcalinos trondhjemíticos de alto e baixo Al_2O_3 , dentre as quais: diferenciação de um magma basáltico hidratado ou de um magma andesítico de baixo potássio; e fusão parcial de rochas com composição basáltica, incluindo gabros, anfíbolitos e quartzo eclogitos.

GREEN & RINGWOOD (1968) consideraram o processo de cristalização fracionada a partir de um magma basáltico anidro, como um mecanismo ineficiente para a formação de grandes volumes de rochas vulcânicas félsicas cálcio-alcalinas. Segundo SPULLER & RUTHERFORD (1983) seria necessário cerca de 90% de cristalização de um magma basáltico para formar um líquido residual, compatível com uma composição tonalítica. De forma semelhante, a hipótese de geração de rochas tonalíticas e trondhjemíticas a partir da cristalização fracionada de um magma basáltico hidratado também requereria a presença, na área em questão, de rochas cumuláticas máficas e ultramáficas contemporâneas.

TABELA 4

Resultados e parâmetros analíticos Sm/Nd do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita.
Idade modelo calculada segundo proposta de DePAOLO (1988)

AMOSTRA	Sm	Nd	f Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{(T)}$	T_{DM} (Ga)
Trondhjemitó Cassiterita	2,148	12,600	-0,48	0,10310	0,511260	-26,9	-0,9	2,47

Na região estudada, rochas ultramáficas e máficas plutônicas são representadas pelos Peridotito-Piroxenito Forro, pelos gabros de São Sebastião da Vitória, Rio Grande, Rio dos Peixes e Vitoriano Veloso e pelos dioritos Brumado e Rio Grande (Fig.2). Porém, em relação ao Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita, o Gabro de São Sebastião da Vitória apresenta idade de cristalização de 2.220 ± 3 Ma (VALENÇA *et al.*, 2000), sendo desta maneira cerca de 60 Ma mais antigo, enquanto o Diorito Brumado com 2.131 ± 4 Ma (ÁVILA, 2000) é aproximadamente 30 Ma mais novo. Assim, esses dois corpos não poderiam corresponder a rochas cumuláticas proveniente do mesmo magma, a partir do qual se formaram as rochas do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita.

WOLF & WYLLIE (1991) obtiveram em estudos experimentais, um líquido de composição tonalítica-trondhjemitica de alto Al_2O_3 , a partir da fusão parcial de uma rocha com composição toleítica de baixo K (percentagem entre 10 e 20% e condições sub-saturadas de H_2O), sob pressões variando entre 10 e 22 Kbar, enquanto BEARD & LOFGREEN (1989) mostraram que a porcentagem de plagioclásio presente no resíduo de uma fusão saturada em água decresce, sistematicamente com a elevação da temperatura e o incremento na porcentagem de fusão. BARKER & ARTH (1976) sugeriram que o conteúdo de Al_2O_3 das rochas trondhjemiticas refletiria o grau de participação de plagioclásio no resíduo da fusão parcial da rocha fonte, sendo que trondhjemitos de alto Al_2O_3 seriam provenientes da fusão parcial de rochas metabásicas, onde o plagioclásio provavelmente não faria parte do resíduo ou seria um componente menor, enquanto que nos trondhjemitos de baixo Al_2O_3 , esse mineral ainda estaria presente no resíduo da fusão.

No caso do magma precursor do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita, definiu-se para o mesmo um elevado conteúdo de Al_2O_3 (Fig.7), compatível com ambiente de formação de arco vulcânico continental predominantemente (Figs.7, 11), a partir da fusão de rochas de derivação predominantemente mantélica. De acordo com essas considerações, sugere-se que o modelo para a formação das rochas aqui estudadas

envolveria, inicialmente, a atividade de uma pluma mantélica, proporcionando a extrusão de magmas basálticos responsáveis pela formação de uma espessa pilha de rochas básicas toleíticas. Materiais dessa pilha, subductados e metamorfisados na fácies anfibolito/eclogito, gerariam rochas anfibolíticas e/ou eclogíticas, compostas por hornblenda, piroxênio, plagioclásio, titanita e outros minerais acessórios. Com a elevação da P e T associada ao processo de subducção da pilha basáltica e ao metamorfismo da mesma, iniciaria-se a fusão parcial dessas rochas, com a geração de líquidos de composição trondhjemitica com elevado conteúdo de Al_2O_3 , o que segundo BARKER & ARTH (1976) implicaria no consumo total do plagioclásio da fonte e no enriquecimento de CaO, Na_2O e Sr. A presença de incipiente anomalia negativa de Eu, a diminuição da relação Sr/Y e o padrão de distribuição dos ETR_p sugerem que hornblenda teria participado da formação do líquido trondhjemitico. O líquido gerado seria então removido e evoluiria a partir de um processo de cristalização, controlado principalmente, pelo fracionamento de plagioclásio e hornblenda, que empobreceriam a porção mais diferenciada desse líquido (aqueles mais ricos em SiO_2) nos ETR_p. Zircão e allanita também seriam minerais fracionantes desse magma, porém por estarem presentes em baixa proporção, não influenciariam diretamente o conteúdo dos elementos maiores, mas controlariam a distribuição de alguns elementos traços e terras raras, tais como Zr, Hf, Y, Ce e La.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A proposta de fusão parcial de uma pilha de rochas metamórficas de composição basáltica, compostas por hornblenda, plagioclásio, piroxênio, titanita e outros minerais acessórios para a formação do Tonalito/Trondhjemitó Cassiterita, conjuntamente com a idade de extração do magma do manto (T_{DM}) de 2,47 Ga (Tab.4) permitem inferir a presença de um vulcanismo paleoproterozóico de caráter básico, possivelmente toleítico. A idade T_{DM} de 2,27 Ga do Batólito Alto Maranhão e o U_{Nd} positivo do mesmo

(NOCE *et al.*, 2000) corroboram a proposta da presença de uma crosta juvenil basáltica, provavelmente jovem e quente durante o Paleoproterozóico.

Admite-se que o processo de fusão parcial da fonte do magma trondhjemitico estaria relacionado a um estágio do desenvolvimento de uma margem continental ativa, que culminou com a formação do Cinturão Mineiro (TEIXEIRA *et al.*, 1997). Os trabalhos isotópicos inicialmente desenvolvidos neste cinturão por Rb/Sr (rocha total e minerais) e Pb/Pb (em galenas) sugeriram para o plutonismo paleoproterozóico, um amplo espectro de idades (Fig.13), variando de 2.332 ± 162 -182 Ma para o Granitóide Boa Esperança (TEIXEIRA *et al.*, 1987) até 1.821 ± 71 Ma para o Granito da Pedreira Tranco (PADILHA, VASCONCELOS & GOMES, 1991). NOCE *et al.* (2000) indicaram que parte das idades Rb/Sr existentes dos corpos plutônicos tendem a ser mais novas que as idades U/Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em zircão), em decorrência de distúrbios isotópicos, que ocasionaram a abertura

do sistema Rb/Sr. Na figura 13 observa-se uma ampla dispersão e uma grande variação nas idades Rb/Sr e Pb/Pb (em galena), que poderiam estar relacionadas a distúrbios isotópicos decorrente do evento metamórfico regional relacionado ao Paleoproterozóico. Idades mais precisas, recentemente obtidas em grãos de zircão por U/Pb e por evaporação de Pb em zircão, permitiram melhor aferir o intervalo de idade de posicionamento de parte desses corpos, considerado neste trabalho como variando entre 2.220 ± 3 Ma e 2.121 ± 7 Ma, idades estas referentes, respectivamente, ao Gabro de São Sebastião da Vitória (VALENÇA *et al.*, 2000) e ao Granitóide Ritápolis (ÁVILA *et al.*, 1998).

BRUECKNER *et al.* (2000) propuseram a partir de uma isócrona Sm/Nd em rochas do Grupo Sabará, que o metamorfismo transamazônico teria se processado próximo a 2.098 ± 33 Ma na área do Quadrilátero Ferrífero. Segundo ALKIMIM & MARSHAK (1998), a estruturação em domos e quilhas das rochas do Quadrilátero Ferrífero no

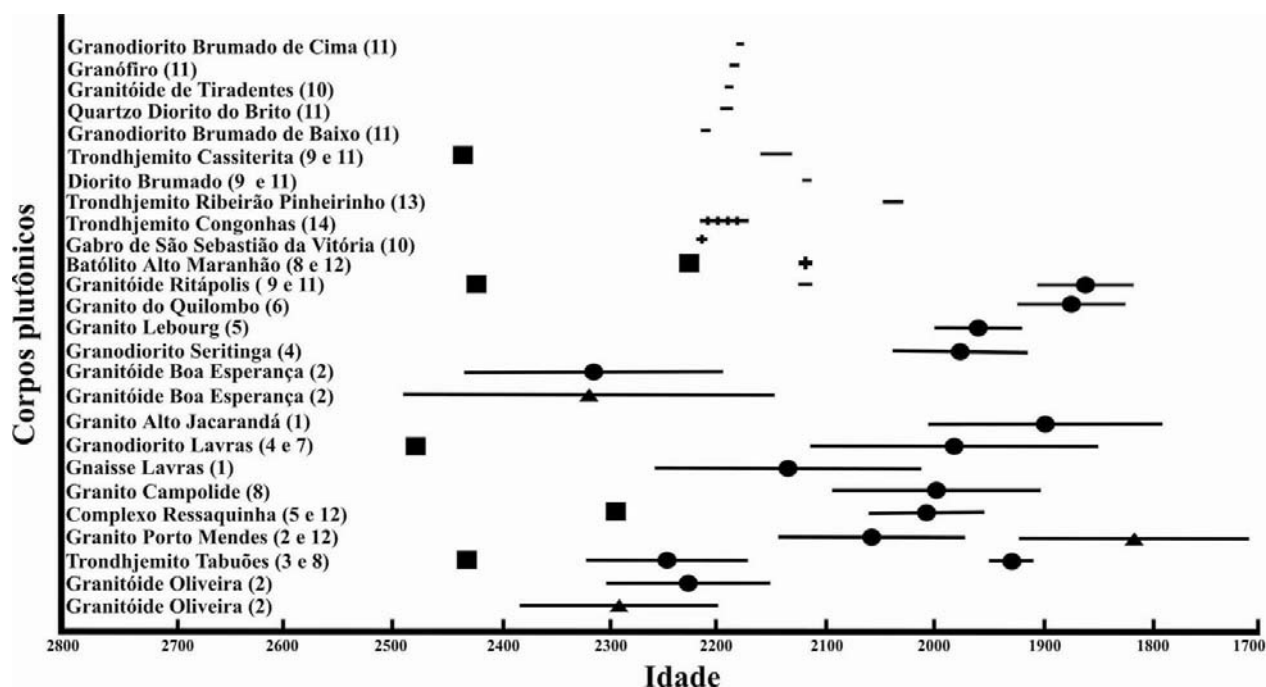


Fig.13- Distribuição dos intervalos (inclusive com o erro) das idades por Rb/Sr, Pb/Pb (galena), U/Pb (zircão), Pb/Pb (zircão) dos corpos plutônicos paleoproterozóicos presentes na borda meridional do Cráton São Francisco. (1) TEIXEIRA (1985); (2) TEIXEIRA *et al.* (1987); (3) QUEMÉNÉUR & VIDAL (1989); (4) HEILBRON *et al.* (1989); (5) PADILHA, VASCONCELOS & GOMES (1991); (6) CHOUDHURI *et al.* (1992); (7) PINESE (1997); (8) TEIXEIRA *et al.* (2000); (9) ÁVILA *et al.* (1998); (10) VALENÇA *et al.* (2000); (11) ÁVILA (2000); (12) NOCE *et al.* (2000); (13) EVANGELISTA, PERES & MACAMBIRA (2000); (14) ROSA-SEIXAS *et al.* (2002b). (■) Idade T_{DM} (Sm/Nd); (●) Idade Rb/Sr; (▲) Idade Pb/Pb (em galena); (—) Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em zircão); (+) Idade U/Pb (em zircão).

Paleoproterozóico teria se efetivado durante a fase do colapso orogênico, por volta de 2095 Ma. Na área de São João del Rei, admite-se que o último evento magmático estaria relacionado ao Granitóide Ritápolis e as manifestações pegmatíticas associadas ao mesmo. CHERMAN (2002) obteve idade de 2.116 ± 9 Ma (evaporação de Pb em zircão) para a fase granítica tardia presente na região de Itumirim, corroborando a proposta referente ao intervalo mínimo para o plutonismo félsico da área em questão e para parte da porção meridional do Cráton São Francisco. Admite-se, desta forma, que o posicionamento dos corpos plutônicos da região entre Lavras e São João del Rei teria antecedido a estruturação em domos e quilhas presente no Quadrilátero Ferrífero durante o Paleoproterozóico.

A partir dos dados apresentados, propõe-se que a participação de corpos plutônicos de composição tonalítica - trondhjemitica durante a evolução do Cinturão Mineiro teria sido diacrônica, uma vez que no atual estágio de conhecimento, as idades obtidas abrangem um intervalo de pelo menos 159 Ma, com base nas seguintes idades: 2.196 ± 18 Ma do Trondhjemitito-Granodiorito Congonhas (ROSA-SEIXAS et al., 2002b); 2.162 ± 10 Ma do Tonalito/Trondhjemitito Cassiterita (ÁVILA, 2000); 2.124 ± 2 Ma do Batólito Alto Maranhão (NOCE, 1995); e de 2.036 ± 4 Ma do Trondhjemitito Ribeirão Pinheirinho (EVANGELISTA, PERES & MACAMBIRA, 2000). A presença de herança radiogênica com idade mínima de 2.166 Ma em um cristal de zircão do Batólito Alto Maranhão (NOCE, 1995) permite inferir que o referido corpo teria transposto ou se instalado em uma crosta continental, que envolveria rochas com idade de formação bastante próxima à do Tonalito/Trondhjemitito Cassiterita.

AGRADECIMENTOS

Aos hoje geólogos Fabiano Mendes Couto, Cecília Maria Mazza e Daniel Cardoso Dutra, pelo acompanhamento de parte das atividades de campo durante a realização de suas monografias de graduação; aos professores André Ribeiro, Fábio Paciullo e Rudolph Trouw (Universidade Federal do Rio de Janeiro), pelas discussões referentes à geologia regional e aos problemas geológicos da borda meridional do Cráton São Francisco; aos professores Wilson Teixeira (Universidade de São Paulo), Roberto Dall'Agnol (Universidade Federal do Pará) e Mônica Heilbron (Universidade do Estado do

Rio de Janeiro), pelas sugestões ao manuscrito. À Fundação de Amparo e Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) (proc.170-905/2001, para C.A.Ávila), pelo apoio financeiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F. & MARSHAK, S., 1998 – Transamazonian Orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, Amsterdam, **90**(1):29-58.
- ARTH, J.G., 1979 – Some trace elements in trondhjemites-their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In: BARKER, F. (Ed.) **Trondhjemites, dacites, and related rocks**. Amsterdam: Elsevier. p.123-132.
- ARTH, J.G. & BARKER, F., 1976 – Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. **Geology**, Boulder, **4**(9):534-536.
- ARTH, J.G. & HANSON, G.N., 1972 – Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, **37**(2):161-174.
- ÁVILA, C.A., 1992 – **Geologia, petrografia e geoquímica das rochas pré-cambrianas (Unidade Metadiorítica Ibitutinga e Unidade Metatondhjemitica Caburu) intrusivas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, São João Del Rei, Minas Gerais**. Rio de Janeiro. 265p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- ÁVILA, C.A., 2000 – **Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais**. Rio de Janeiro. 401p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- ÁVILA, C.A. & VALENÇA, J.G., 1993 – Caracterização geoquímica e ambiente tectônico de rochas trondhjemiticas intrusivas no Greenstone Belt Barbacena. Exemplo: Metatondhjemitito Caxambu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., Brasília. **Boletim Resumos Expandidos...**, Brasília: Sociedade Brasileira de Geoquímica, v.1, p.75-78.
- ÁVILA, C.A. & VALENÇA, J.G., 1995 – Mudanças petrográficas e geoquímicas como evidências de metassomatismo potássico em rochas trondhjemiticas precambrianas da região de São João del Rei, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5., Niterói. **Boletim Resumos Expandidos...**, Niterói: Sociedade Brasileira de Geoquímica. (CD-ROM).

- ÁVILA, C.A.; VALENÇA, J.G.; MOURA, C.A.V.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V., 1998 – Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões de corpos metaplutônicos da região de São João Del Rei, borda sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte. **Boletim Resumos...**, Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.75-78.
- ÁVILA, C.A.; VALENÇA, J.G.; NETO, A.A. & COUTO, F.M., 1999 – Geologia e petrografia de rochas piroxeníticas-gabróicas arqueanas/paleoproterozóicas da borda sul do Cráton do São Francisco. **Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Geologia**, Rio de Janeiro (50):1-30.
- BARBOSA, M.I.M., 1998 – **Complexo ultramáfico acamadado Morro das almas, região de Bom Sucesso e Ibituruna (MG): geologia, magmatismo e metamorfismo**. Rio de Janeiro. 212p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- BARKER, F., 1979 – Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: BARKER, F. (Ed.) **Trondhjemites, dacites, and related rocks**. Amsterdam: Elsevier. p.1-12.
- BARKER, F. & ARTH, J.G., 1976 – Generation of trondhjemite-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. **Geology**, Boulder, **4**(10):596-600.
- BARKER, F.; ARTH, J.G.; PETERMAN, Z.E. & FRIEDMAN, I., 1976 – The 1.7 to 1.8-b.y.-old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: Geochemistry and depths of genesis. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, **87**(2):189-198.
- BEARD, J.S. & LOFGREEN, G.E., 1989 – Effect of water on the composition of partial melts of greenstone and amphibolite. **Science**, Washington, **244**(4):195-197.
- BRUECKNER, H.K.; CUNNINGHAM, D.; ALKMIN, F.F. & MARSHAK, S., 2000 – Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brasil. **Precambrian Research**, Amsterdam, **99**(2):255-269.
- CARNEIRO, M.A., 1992 – **O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano**. São Paulo. 233p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CARNEIRO, M.A.; TEIXEIRA, W.; CARVALHO, I.M.C.; OLIVEIRA, A.H. & FERNANDES, R.A., 1997 - Archean Sm/Nd isochron age from the Ribeirão dos Motas layered rocks sequence, southern São Francisco Craton, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., Campos do Jordão. **Extend Abstracts...**, Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.63-64.
- CHERMAN, A.F., 2002 – **Geologia, petrografia, feições estruturais e geocronologia dos corpos metagranitóides intrusivos no Greenstone Belt Barbacena, na região entre Lavras e Nazareno (sul de Minas Gerais)**. Rio de Janeiro. 60p. Monografia (Exame de Qualificação para Doutorado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- CHOUDHURI, A.; CROSTA, A.P.; SCHRANK, A.; SZABÓ, G.A.J. & IYER, S.S., 1992 – The Quilombo Granite in the Archean Morro do Ferro Greenstone belt, SW Minas Gerais, and character of the Transamazonian Event. **Revista da Escola de Minas**, Belo Horizonte, **45**(1/2):152-153.
- COLEMAN, R.G. & DONATO, M.M., 1979 – Oceanic plagiogranite revisited. In: BARKER, F. (Ed.) **Trondhjemites, dacites, and related rocks**. Amsterdam: Elsevier. p.149-168.
- COUTO, F.M., 2000 – **Metadioritos, metaquartzo dioritos e metatonalitos (associação MDQT) e suas rochas encaixantes do Greenstone Belt Barbacena, na região de Lavras – Nazareno (sul do Estado de Minas Gerais)**. Rio de Janeiro. 75p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- DePAOLO, D.J., 1988 – **Neodymium isotope geochemistry: an introduction**. Berlin: Springer-Verlag. 187p.
- DRUMMOND, M.S. & DEFANT, M.J., 1990 – A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. **Journal of Geophysical Research**, Washington, **95**(B13):21503-21521.
- ENDO, I., 1997 – **Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais**. São Paulo. 243p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- EVANGELISTA, H.J.; PERES, G.G. & MACAMBIRA, M.J.B., 2000 – Pb/Pb single-zircon dating of Paleoproterozoic calc-alkaline/alkaline magmatism in the southeastern São Francisco Craton region, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **30**(1):174-176.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E., 1968 – Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, **18**(2):105-162.
- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.A.J.; PADILHA, A.V. & KAWASHITA, K., 1989 – Geocronologia da região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG). **Anais**

- da **Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **61**(2):177-199.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, Ottawa, **8**(5):523-548.
- KOBER, B., 1986 – Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, **93**(4):482-490.
- KOBER, B., 1987 – Single-zircon evaporation combined with Pb^+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, **96**(1):63-71.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M. & GAUTHIER, G., 1996 – Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, **141**(1/4):259-276.
- MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, **101**(5):635-643.
- MARTIN, H., 1987 – Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. **Journal of Petrology**, Oxford, **28**(5):921-953.
- NAKAMURA, N., 1974 – Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, New York, **38**(5):757-775.
- NOCE, C.M., 1995 – **Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. São Paulo. 128p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- NOCE, C.M.; MACHADO, N. & TEIXEIRA, W., 1998 – U/Pb Geochronology of gnaisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **28**(1):95-102.
- NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W.; QUÉMÊNÉUR, J.J.G.; MARTINS, V.T.S. & BOLZACHINI, E., 2000 – Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, **13**(2):225-239.
- O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. **United States Geological Survey, Professional Paper**, Denver, **525-B**:79-84.
- PADILHA, A.V.; VASCONCELOS, R.M. & GOMES, R.A.A.D., 1991 – Evolução geológica. In: **Barbacena. Folha SF.23-X-C-III, Estado do Minas Gerais**. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM, p.111-133.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, Oxford, **25**(4):956-983.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A.; HASUY, I.; CASTRO, F.D.C.; CARVALHO, M.V.A. & REIS, A.C., 1994 – **Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000**. Belo Horizonte: COMIG.
- PINESE, J.P.P., 1997 – **Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos Pré-Cambrianos da região de Lavras (MG), porção sul do Craton do São Francisco**. São Paulo. 178p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- PIRES, F.R.M.; RIBEIRO, A. & BARBOSA, M.I.M., 1990 – Distribuição do “Greenstone Belt” Barbacena na região de São João Del Rei, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. **Anais...**, Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p.2941-2951.
- QUÉMÊNÉUR, J.J.G. & BARAUD, E.R., 1983 – Estrutura do embasamento Arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João del Rei - MG. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA MINAS GERAIS, 2., Belo Horizonte. **Anais...**, Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Minas Gerais, v.1, p.449-460.
- QUÉMÊNÉUR, J.J.G. & VIDAL, P., 1989 – Primeiras datações radiométricas dos granitos da região de São João Del Rei (Minas Gerais). In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5., Belo Horizonte. **Anais...**, Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Minas Gerais, v.1, p.50-54.
- QUÉMÊNÉUR, J.J.G. & NOCE, C.M., 2000 – Geochemistry and petrology of felsic and mafic suites related to the Paleoproterozoic Transamazonian orogeny in Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **30**(1):87-90.
- QUÉMÊNÉUR, J.J.G.; NOCE, C.M. & GARCIA, D., 1994 – Caracterização das suítes granitoides do arco magmático transamazônico na borda meridional do Craton do São Francisco, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos...**, Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.117-119.
- RIBEIRO, A., 1997 – **Estratigrafia e paleoambientes nas sucessões metassedimentares Proterozóicas das serras do Lenheiro e São José, São João Del Rei, Sul de Minas Gerais**. Rio de Janeiro. 167p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

- RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; ANDREIS, R.R.; PACIULLO, F.V.P. & VALENÇA, J.G., 1995 – Evolução das bacias Proterozóicas e o termo -tectonismo brasileiro na margem sul do Craton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **25**(4):235-248.
- ROSA-SEIXAS, L.A.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; BARDINTZEFF, J.M. & BONIN, B., 2002a – Preliminary investigations about geodynamic of precambrian continental crust differentiation in the Quadrilátero Ferrífero region deduced from Archaean and Paleoproterozoic felsic plutonic rocks, Brazil – Part I: tonalitic rocks. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., João Pessoa. **Boletim de Resumos...**, João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.527.
- ROSA-SEIXAS, L.A.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; BARDINTZEFF, J.M. & BONIN, B., 2002b – Preliminary investigations about geodynamic of precambrian continental crust differentiation in the Quadrilátero Ferrífero region deduced from Archaean and Paleoproterozoic felsic plutonic rocks, Brazil – Part II: trondhjemitic rocks. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., João Pessoa. **Boletim de Resumos...**, João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.528.
- SCHRANK, A. & SILVA, M.G., 1993 – Os Greenstone Belts do Cráton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J.M.L & MISI, A. (Eds.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Bahia-Sergipe. p.85-118.
- SILVA, M.A., 1996 – **Geologia e petrografia do corpo metagabroico pré-cambriano de São Sebastião da Vitória, Minas Gerais**. Rio de Janeiro. 125p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- SPULLER, S.D. & RUTHERFORD, M.J., 1983 – The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. **Journal of Petrology**, Oxford, **24**(1):1-25.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D., 1975 – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, **26**(2):207-221.
- TEIXEIRA, W., 1985 – **A evolução tectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas**. São Paulo. 207p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N. & VAN SCHMUS, W.R., 1987 – Archean and early Proterozoic crustal evolution in the southern part of the São Francisco Craton. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1., Salvador. **Extended Abstracts...**, Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.37-40.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; MACHADO, N.; SATO, K. & TAYLOR, P.N., 1996 – Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, Amsterdam, **78**(1/3):151-164.
- TEIXEIRA, W.; NOCE, C.M.; QUEMENEUR, J.J.G. & MARTINS, V.T.S., 1997 – Sr, Nd and Pb isotopic signatures of intrusive granitoids of the Paleoproterozoic Mineiro magmatic arc, southern São Francisco Craton, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., Salvador, Brazil. **Extend Abstracts...**, Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.288-289.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P. & SATO, K., 1998 – Poliphase Archean evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, southern São Francisco Cráton, Brazil: shrimp and U-Pb zircon evidence. **Journal of South American Earth Science**, Oxford, **11**(3):279-289.
- TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M. & CARNEIRO, M.A., 2000 – Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: CORDANI, U.G, MILANI, E.J., THOMAS FILHO, A. & CAMPOS, D.A. (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral. p.101-137.
- TOLEDO, C.L.B., 2002 – **Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, na região de Nazareno, MG**. Campinas. 308p. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- VALENÇA, J.G.; SILVA, M.A.; SCHIMITT, R.S.; TROUW, R.A.J. & NOCE, C.M., 2000 – Transamazonian gabbro-noritic intrusive rocks from the southernmost São Francisco Craton (Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, Brazil. **Abstracts...**, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia. (CD-ROM).
- WOLF, M.B. & WYLLIE, P.J., 1991 – Dehydration melting of solid amphibolite at 10 Kbar: textural development, liquid interconnectivity, and application to the segregation of magmas. **Mineralogy and Petrology**, Wien, **44**(2):151-179.