

# IDADE U-Th-Pb DA MONAZITA E CORONAS DE REAÇÃO FOSFATO-SILICATO DE METACHARNOENDERBITO NEOARQUEANO DO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO (MG)

Daniel Andrade Miranda<sup>1</sup>, Alexandre de Oliveira Chaves<sup>1</sup>

1- Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa – Departamento de Geologia – Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC-IGC-UFMG). Av. Antônio Carlos, 6627, Belo Horizonte – MG, CEP 31270-901.  
E-mail: [miranda.geologia@gmail.com](mailto:miranda.geologia@gmail.com); [alex2010@ufmg.br](mailto:alex2010@ufmg.br)

Recebido em 26 de abril de 2016; aceito em 7 de junho de 2016

**Resumo:** Na porção Sul do Cráton São Francisco (MG), a oeste da cidade de Bom Sucesso, ocorrem litotipos neoarqueanos metamorizados que variam desde termos ultramáficos, gabro-noríticos, enderbíticos a charnockíticos, e graníticos. Proveniente desta associação, um metacharnoenderbita cristalizado e metamorizado em fácies granulito por volta de 2700 Ma, guarda cristais de monazita com coronas de apatita, allanita e epidoto surgidas pela interação da monazita com fluidos metamórficos tardios contendo Ca, Fe, Si e Al. Através da microsonda eletrônica, as composições dos cristais de monazita foram determinadas e seus teores de U, Th e Pb permitiram a obtenção de uma idade química neoarqueana média de  $2657 \pm 36$  Ma. Sugere-se que ela corresponda à idade do retrometamorfismo de fácies anfíbolito do metacharnoenderbita desenvolvido durante o período tardi-colisional Neoarqueano do evento Rio das Velhas, momento durante o qual as coronas de reação fosfato-silicato teriam se desenvolvido contemporaneamente ao crescimento de anfíbólio e biotita da referida rocha.

**Palavras Chave:** monazita, datação química U-Th-Pb, coronas de reação fosfato/silicato, Neoarqueano, Cráton São Francisco.

**Abstract:** MONAZITE U-Th-Pb AGE AND PHOSPHATE-SILICATE REACTION CORONAS OF A NEOARCHEAN METACHARNOENDERBITE FROM SOUTHERN SAO FRANCISCO CRATON (MG). In the southern portion of the São Francisco Craton (MG), west of the Bom Sucesso city, neoarchean metamorphosed lithotypes outcrop, which include ultramafic bodies, gabbro-norites, enderbites to charnockites, and granites. From this association, a metacharnoenderbite crystallized and metamorphosed under granulite facies around 2700 Ma yielded monazite crystals with apatite, allanite and epidote coronas arising due to the interaction of monazite with metamorphic fluids containing Ca, Fe, Si and Al. By electron microprobe, an average chemical age of  $2657 \pm 36$  Ma was obtained. It is suggested that it corresponds to the age of amphibolite facies retrometamorphism developed during the Neoarchean late-collisional period of the Rio das Velhas event, during which time the phosphate-silicate reaction coronas would have developed contemporarily to the growth of amphibole and biotite in such rock.

**Keywords:** Monazite, U-Th-Pb chemical dating, phosphate/silicate reaction coronas, Neoarchean, São Francisco Craton.

## INTRODUÇÃO

Cristais de monazita são fosfatos de elementos terras-raras leves (ETRL) encontrados como minerais acessórios em diversos litotipos de composição meta a peraluminosa, incluindo granitóides e pegmatitos graníticos, além de rochas metamórficas paraderivadas que variam desde a fácies xisto-verde até a fácies granulito (Overstreet, 1967). Comumente apresentam teores de U e Th, além de Pb essencialmente radiogênico, derivado de decaimento radioativo dos outros dois elementos. Existe incorporação negligenciável de Pb comum no crescimento natural de seus cristais (Parrish, 1990), eliminando-se a necessidade de correção isotópica robusta para o mesmo em estudos geocronológicos.

Desde a década de 1990, este mineral tem se tornado reconhecidamente importante na definição não só da idade de cristalização magmática, como também de eventos de metamorfismo e deformação, idades estas obtidas através de análises não destrutivas, precisas e de alta resolução espacial de U, Th e Pb por microsonda eletrônica (Suzuki & Adachi, 1991; Montel *et al.*, 1996; Williams *et al.*, 1999; Foster *et al.*, 2004; Pyle *et al.*, 2005; Vlach,

2010), que se equivalem às idades isotópicas obtidas pelo método U-Pb. Esta equivalência é confirmada por vários trabalhos na literatura. Dahl *et al.* (2005) validam a acurácia e a precisão das idades U-Th-Pb obtidas por microsonda eletrônica em monazita de rochas granito-gnáissicas e metapelíticas de terrenos polimetamórficos pré-cambrianos, ao compará-las com idades isotópicas U-Pb obtidas por SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe) nas porções de borda e núcleo dos cristais de monazita. Chaves *et al.* (2013) também demonstram que as idades U-Th-Pb entre 505-580 Ma obtidas por microsonda eletrônica em cristais de monazita detrítica de placers marinhos, úteis para se definir a idade das áreas-fonte que fornecem material para alimentar bacias sedimentares, são perfeitamente comparáveis às idades isotópicas U-Pb entre 530-580 Ma obtidas por LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

Na ausência de fluidos metamórficos, acredita-se que a monazita permaneça como um sistema fechado sob as condições de médio a alto grau metamórfico. Porém, na presença de fluidos silicáticos, a monazita frequentemente reage para formar allanita e/ou apatita sob condições de temperatura e pressão de fácies metamórficas variáveis (Smith & Barreiro, 1990; Ward *et al.*, 1991;

doi: 10.18285/geonomos.v24i1.823

Lanzirotti & Hanson, 1996). Finger *et al.* (1998) mostram que cristais de monazita em granito-gnaisses submetidos à fluidos metamórficos em condições de fácies anfibolito se tornam instáveis e recobertos por coronas de apatita-allanita-epidoto.

O objetivo deste trabalho é apresentar a idade química U-Th-PbT de cristais de monazita de um metacharnoenderbita (granodiorito com ortopiroxênio - ou opdalito - metamorfizado) arqueano que aflora na porção sul do Cráton São Francisco (MG) e discutir a redistribuição de elementos durante a substituição parcial da monazita magmática por coronas de fosfatos e silicatos formadas durante os processos metamórficos sofridos pela rocha. Aspectos geodinâmicos relacionados à colocação e metamorfismo do metacharnoenderbita (opdalito metamorfizado) são também aqui abordados.

## 2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

A porção meridional do Cráton São Francisco (CSFM) é composta por terrenos granito-gnaissico-migmatíticos e greenstone belts arqueanos (Supergrupo Rio das Velhas), além de rochas metassedimentares clástico-químicas paleoproterozóicas do Supergrupo Minas e coberturas sedimentares pelito-carbonáticas neoproterozóicas do Grupo Bambuí (Figura 1). Nesses terrenos arqueanos há três complexos metamórficos principais, denominados Belo Horizonte, Bonfim e Campo Belo. A maior parte deles é constituída por gnaisses e migmatitos de composição tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG), cujos protólitos se formaram entre 3200 e 2900 Ma, além de granitóides cálcio-alcalinos sintectônicos formados na Orogenia Rio das Velhas, com idades em torno de 2780 Ma. Granitóides pós-tectônicos formados entre 2700 e 2600 Ma, além de intrusões máficas e máfico-ultramáficas, são encontrados em meio aos terrenos TTG (Noce *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000).

Em termos regionais, merece destaque a evolução da Província Sul Mineira (Teixeira *et al.*, 2005), um domínio da ação do metamorfismo e deformação paleoproterozóica sobre as rochas arqueanas do CSFM. Ela inclui o Cinturão Mineiro na borda extremo SE do CSFM, marcador de eventos paleoproterozóicos de natureza acrescionária e ensialica. Este cinturão, de direção geral SW-NE, vergência tectônica SE para NW, guarda o registro inicial de um arco de ilhas intraoceânico de cerca de 2300 Ma, acrescido a uma margem continental do tipo andina. Nesta margem teria sido edificado um arco magmático, com plútons de ca. 2200 Ma, até o momento da colisão continental a 2100 Ma, quando foram deformadas as rochas sedimentares do

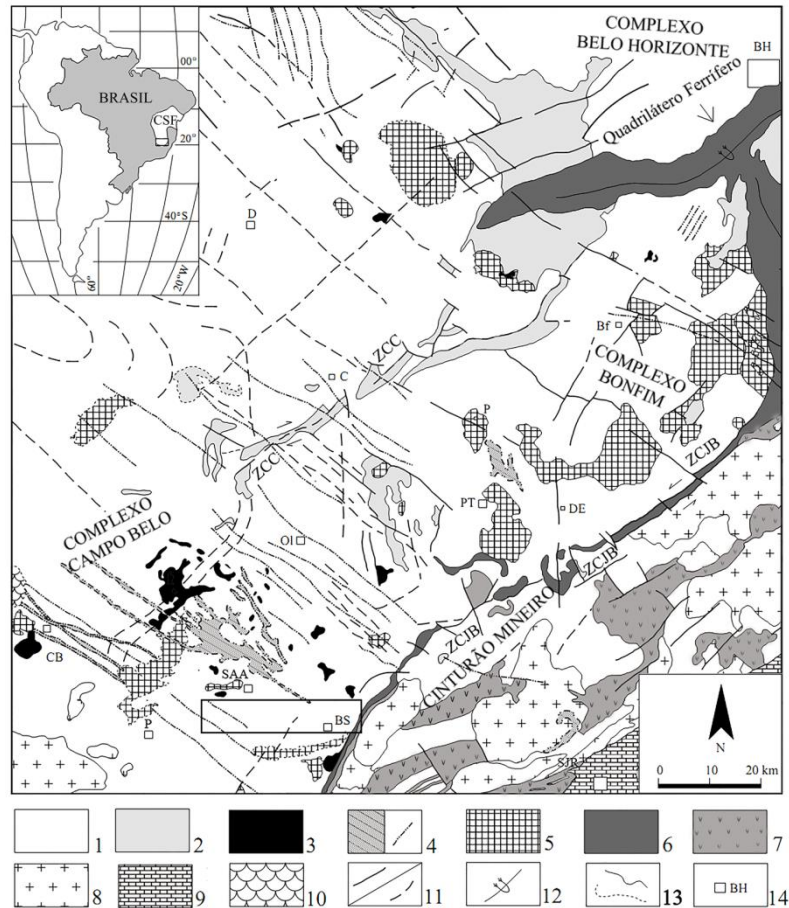
Supergrupo Minas, na região do Quadrilátero Ferrífero (Teixeira & Figueiredo, 1991; Machado *et al.*, 1992; Ávila *et al.*, 2010; Noce *et al.*, 2000; Alkmim, 2004).

O segmento crustal sílico do CSFM, no qual está inserida a área de estudo, é, de acordo com Carneiro & Barbosa (2008), constituído predominantemente por gnaisses, granitóides, anfibolitos, rochas máficas, ultramáficas e charnockitos, que foram inicialmente agrupados por Machado Filho *et al.* (1983) nos complexos metamórficos Divinópolis e Barbacena. No entanto, Teixeira *et al.* (1996) uniram os complexos metamórficos Divinópolis e Barbacena em um só complexo, que foi por eles denominado Complexo Metamórfico Campo Belo (CMCB), cuja evolução geológica teria início no Mesoarqueano. Localmente são encontrados relictos supracrustais, que podem corresponder às sequências arqueanas e/ou às sequências paleoproterozóicas correlacionáveis ao Quadrilátero Ferrífero (Teixeira *et al.*, 2000). Com relação ao metamorfismo, a maioria das rochas do CMCB foi gerada ou submetida a condições metamórficas que atingiram as fácies anfibolito e granulito (Fernandes & Carneiro, 2000).

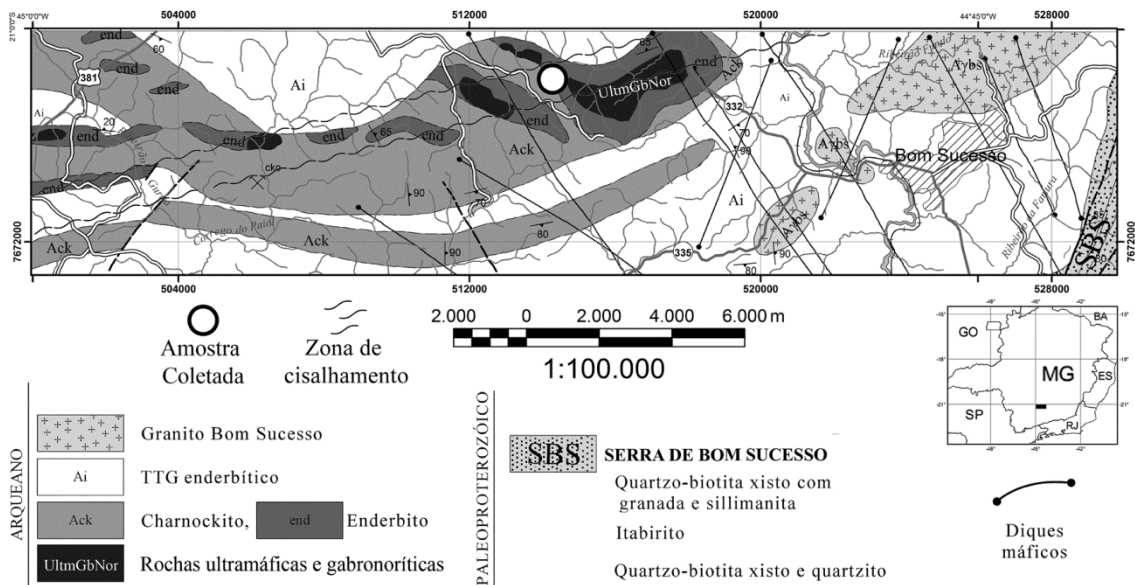
Todo esse conjunto encontra-se cortado por diques máficos (diabásios e anfibolitos) de várias gerações descritos por Chaves (2013).

O metacharnoenderbita estudado, pertencente ao Complexo Charnockítico de Babilônia (Quéméneur *et al.* 2003), aflora a oeste da Serra de Bom Sucesso (Figura 2). Neste domínio afloram rochas neoarqueanas máficas e ultramáficas, além de granitos e corpos que variam de charnockito a enderbita. Segundo Pinese (1997), corpos gabro-noríticos locais apresentam uma datação de  $2658 \pm 44$  Ma (isócrona Sm-Nd de rocha total e concentrados minerais), interpretada como a idade de intrusão.

Para as rochas charnockíticas de composição metaluminosa, Paciullo *et al.* (2007) usa a denominação Rio do Amparo. Estes autores encontraram idade próxima a  $2718 \pm 13$  Ma (U-Pb zircão, confirmada por relações de contato com rochas adjacentes) e idade-modelo TDM de 2.8 Ga (Sm-Nd, rocha total) para estes charnockitos, os quais encontram-se gnaissificados. Quéméneur (1995) publicou uma idade de  $2660 \pm 30$  Ma (isócrona Rb-Sr, rocha total), para essas mesmas rochas. Paciullo *et al.* (2007) interpretam a idade-modelo representando a separação a partir do protólito, a idade U-Pb representando a cristalização dos charnockitos e a idade Rb-Sr representando a abertura do sistema ao final do metamorfismo.



**Figura 1.** Mapa geológico esquemático da porção sul do Cráton São Francisco apresentando os principais corpos plutônicos arqueanos e paleoproterozóicos. (Campos et al., 2003). 1 – Embasamento Arqueano parcialmente retrabalhado no Paleoproterozóico. 2 – Greenstone Belt Rio das Velhas. 3 – Suites ultramáficas plutônicas neoarqueanas. 4 – Gabros e dioritos neoarqueanos a mesoproterozóicos. 5 – Granitóides neoarqueanos. 6 – Supergrupo Minas. 7 – Sequências do tipo greenstone indiscriminadas. 8 – Granitóides paleoproterozóicos do Cinturão Mineiro. 9 – Grupos São João Del Rey/Andrelândia. 10 – Cobertura cratônica neoproterozóica indivisa – Grupo Bambuí. 11 – Falhas e fraturas (ZCC = Zona de Cisalhamento Cláudio; ZCJB = Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso). 12 – Planos axiais. 13 – Contatos litológicos. 14 – Cidades: BH = Belo Horizonte, Bf = Bonfim, BS = Bom Sucesso, CB = Campo Belo, C = Cláudio, DE = Desterro de Entre Rios, D = Divinópolis, Ol = Oliveira, P = Perdões, PT = Passa Tempo, SAA = Santo Antônio do Amparo, SJR = São João Del Rei. O retângulo próximo à cidade de Bom Sucesso representa a imagem da figura 2.



**Figura 2.** Detalhe da área de estudo, com o local de coleta da rocha analisada (Modificado de Quéméneur et al., 2003).

O Granitóide Bom Sucesso guarda não só similaridades petrográficas e geoquímicas com as rochas charnockíticas Rio do Amparo, como também geocronológicas, com idade de cristalização magmática de  $2705 \pm 5$  Ma (Quéméneur *et al.*, 2003). Assim como os charnockitos, apresenta-se gnaissificado.

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

A amostra do metacharnoenderbitto estudado foi coletada e descrita durante etapa de campo e levada para os laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC/UFMG), onde foi feita a lâmina delgada da rocha para estudos petrográficos em microscópio. Utilizando-se da própria lâmina delgada polida, foram obtidas as composições químicas das porções de borda e de centro de seis cristais de monazita de 50 a 250  $\mu\text{m}$  (total de 18 análises) no Centro de Microscopia da UFMG (CM-UFMG), em microsonda JEOL, modelo JXA-8900, através de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS). O imageamento das monazitas foi realizado pela técnica de elétrons retro-espalhados nesta microsonda.

Para a obtenção de dados geocronológicos, utilizou-se o método de datação química U-Th-PbT de monazita como descrito por Chaves *et al.* (2013). As condições de medidas e padrões analíticos empregados encontram-se na Tabela 1. Sobreposições de picos de raios-X entre Y e Pb não precisaram ser corrigidas por não ter havido medição em PbMa (Chumbo M alfa), mas apenas em

PbM $\beta$  (Chumbo M beta). Entretanto, para se evitar erros nas idades obtidas, a interferência de ThMz (Tório M gama) sobre o UM $\beta$  (Urânio M beta) medido precisou ser corrigida, seguindo Scherrer *et al.* (2000) em adaptação às condições do CM-UFMG, da seguinte maneira:

$$U \text{ corrigido} = U \text{ medido} - (0,006365 \times \text{Th medido}).$$

O cálculo das idades químicas pontuais U-Th-PbT foi feito com o auxílio do software EPMA Dating (Pommier *et al.*, 2004), utilizando-se a relação:

$$Pb = \left\{ Th \times [\exp(\lambda_{232}t) - 1] \times \frac{M_{208}}{M_{232}} \right\} + \left\{ U \times [\exp(\lambda_{238}t) - 1] \times \frac{M_{206}}{M_{238}} \times 0,9928 \right\} + \left\{ U \times [\exp(\lambda_{235}t) - 1] \times \frac{M_{207}}{M_{235}} \times 0,0072 \right\}$$

Onde:  
Pb, Th e U (corrigido) são as concentrações em ppm obtidas na microsonda.  $t$  é a idade em milhões de anos (Ma)  
 $M_{206}$ ,  $M_{207}$ ,  $M_{208}$ ,  $M_{232}$ ,  $M_{235}$ ,  $M_{238}$  são as massas atômicas de  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ .

$$\lambda_{232} = 0,49475 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9,8485 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\lambda_{238} = 1,55125 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0,9928 \quad \frac{^{235}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0,0072$$

O cálculo da média das idades e de seus parâmetros estatísticos foi realizado com o apoio do software Isoplot (Ludwig, 2003).

**Tabela 1.** Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em monazitas pela microsonda eletrônica do CM-UFMG (Chaves *et al.*, 2013).

Método = WDS (wavelength dispersive spectroscopy) quantitativo					
Tensão de aceleração = 25kv					
Intensidade da corrente = 50nA					
Diâmetro do feixe de elétrons = 2 micrômetros					
Elemento	Raio-X	Cristal	Tempo de contagem (seg.)		Padrão Analítico
			Pico	Background	
Y	La	TAP	20,0	10,0	YAG (Yttrium Aluminum Garnet)
Dy	Lb	LIF	20,0	10,0	DyPO <sub>4</sub>
P	Ka	PETJ	10,0	5,0	monazita
Si	Ka	TAP	10,0	5,0	ThSiO <sub>4</sub> (thorita sintética)
Gd	Lb	LIF	20,0	10,0	GdPO <sub>4</sub>
Pb	Mb	PETJ	200,0	100,0	crocoita
Th	Ma	PETJ	20,0	10,0	ThSiO <sub>4</sub>
Sm	Lb	LIF	20,0	10,0	REE2
U	Mb	PETJ	150,0	75,0	UO <sub>2</sub> (sintético)
Ca	Ka	PETJ	10,0	5,0	Ca <sub>2</sub> P <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (apatita sintética)
Nd	Lb	LIF	20,0	10,0	NdPO <sub>4</sub>
La	La	PETJ	10,0	5,0	monazita
Pr	Lb	LIF	20,0	10,0	PrPO <sub>4</sub>
Ce	La	LIF	10,0	5,0	monazita

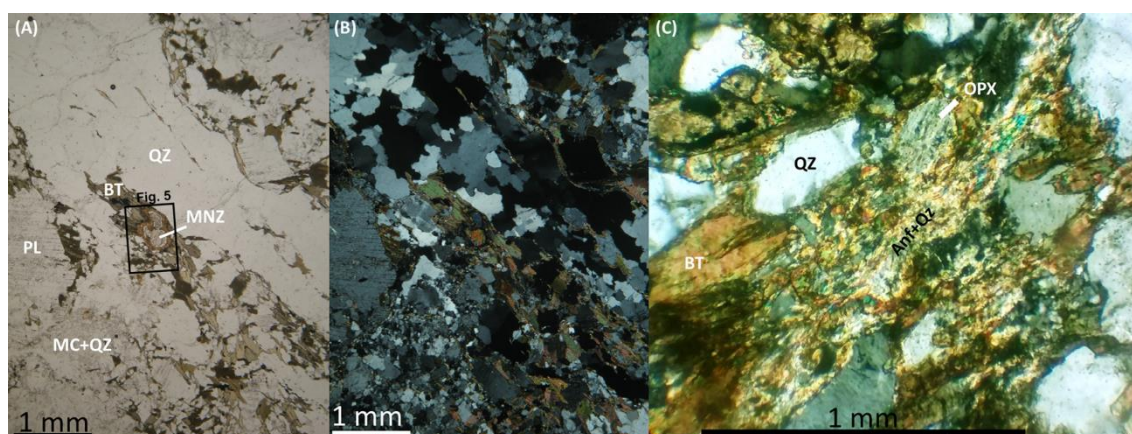
### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Descrição petrográfica

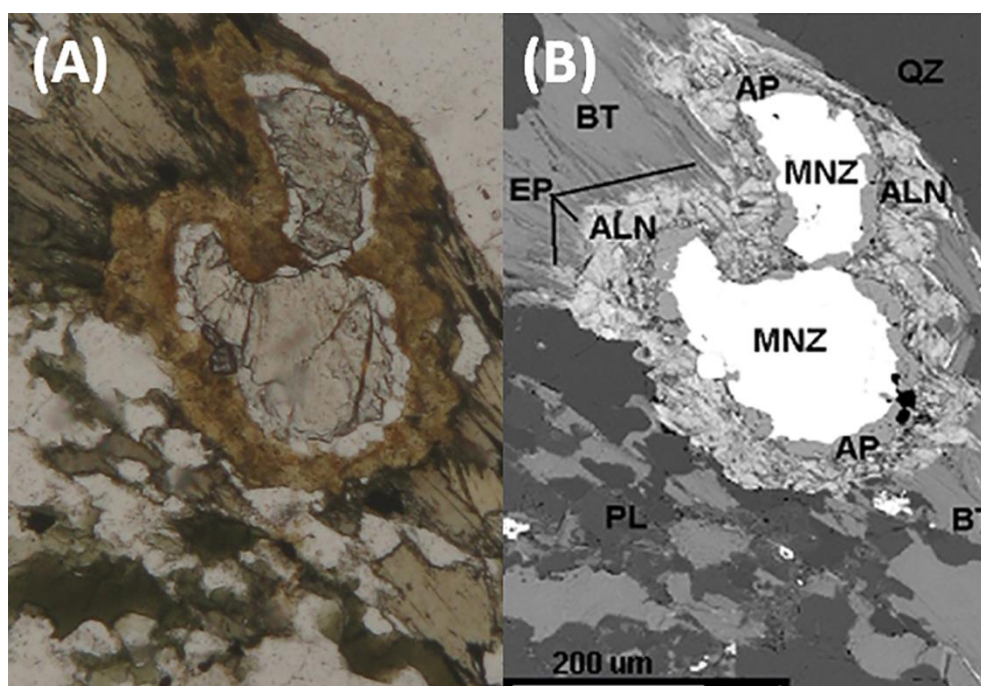
A rocha coletada é mesocrática, equigranular de granulação média e foliada. Microscopicamente, apresenta textura granolepidoblástica com cristais de biotita orientados, marcando a foliação (Figura 3, A e B). Em termos modais, sua composição mineralógica média é de 35 a 40% de quartzo recristalizado, com extinção ondulante e contatos variando de interlobados a poligonais, 35% de plagioclásio, 15% de biotita, 10% de feldspato potássico e 1 a 5% de ortopiroxênio, substituído por

uma mistura de anfibólio, biotita e quartzo (Figura 3C). Como minerais acessórios, citam-se ilmenita, titanita, apatita e monazita. A monazita apresenta coronas de alteração para apatita, allanita e epidoto secundários (Figura 4, A e B).

Assim como muitos litotipos regionais, a rocha investigada cristalizou / recristalizou-se sob alto grau metamórfico em condições de fácies granulito, tendo sido provavelmente retrometamorfizada ainda na fácies anfibolito, em função da verificação do processo de geração de anfibólio, biotita e quartzo em substituição ao ortopiroxênio.



**Figura 3.** Fotomicrografias da rocha investigada neste estudo. Em (A), sob polarizadores descruzados e em (B), sob polarizadores cruzados, é possível observar a textura granolepidoblástica da lâmina e a foliação marcada pela biotita. (C) Detalhe do ortopiroxênio em lâmina, substituído por uma mistura de anfibólio, biotita e quartzo (polarizadores cruzados). QZ = Quartzo, PL = Plagioclásio, BT = Biotita, MC = Microclina, MNZ = Monazita, OPX = Ortopiroxênio.

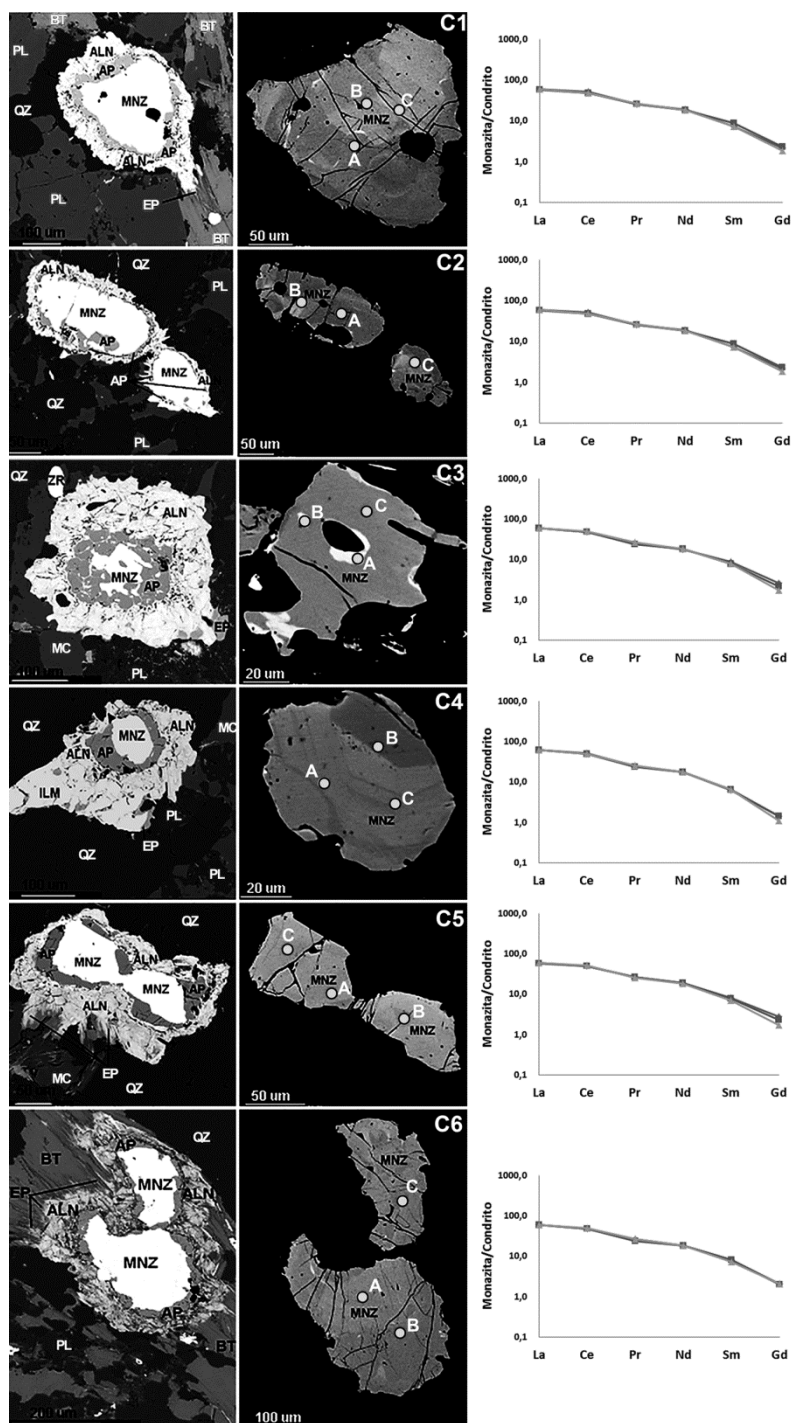


**Figura 4.** Fotomicrografia do detalhe de cristal de monazita sob polarizadores descruzados (A) e sua respectiva imagem de elétrons retro-espalhados (B). MNZ = Monazita, AP = Apatita, ALN = Allanita, EP = Epidoto, BT = Biotita, QZ = Quartzo, PL = Plagioclásio.

### 3.2. Química mineral

Os cristais de monazita investigados, C1 a C6, são anédricos a subédricos e ora internamente homogêneos, sem zoneamento, ora heterogêneos, mostrando feições de zoneamento, com porções mais claras levemente mais ricas em Th (Figura 5). Foram feitas três análises por cristal (A, B e C) e a composição química dos pontos analisados (Tabela 2), lançada no diagrama de classificação de Linthout (2007), indica que todos os cristais caem no campo

da monazita (Figura 6), sendo todos quimicamente muito similares. O maior conteúdo de Ce comparado ao dos outros ETR revela que os cristais são de monazita-(Ce) com teores de ThO<sub>2</sub> entre 3,10 e 5,63 %, UO<sub>2</sub> entre 0,08 e 0,13 % e PbO entre 0,40 e 0,73 %. Nos gráficos de ETR normalizados ao condrito (Sun & McDonough, 1989) observa-se que todos os cristais são extremamente semelhantes quanto ao padrão de comportamento destes elementos (Figura 5), o que sugere que estes cristais sejam co-genéticos.



**Figura 5.** Imagens de elétrons retro-espalhados dos cristais de monazita analisados e gráficos de ETR normalizados ao condrito (Sun & McDonough, 1989). Os pontos representam as análises em microsonda eletrônica, listadas na Tabela 2. MNZ = Monazita, AP = Apatita, ALN = Allanita, EP = Epidoto, ILM = Ilmenita, BT = Biotita, QZ = Quartzo, PL = Plagioclásio, MC = Microclina.

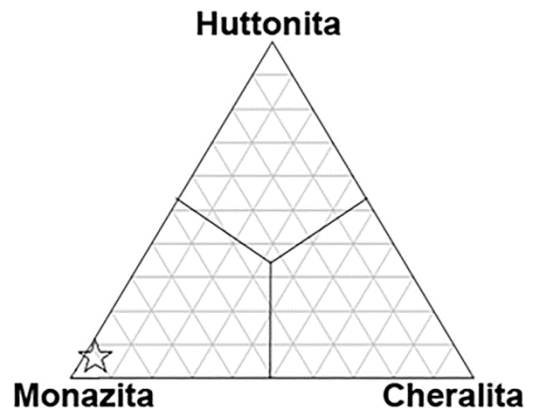
**Tabela 2.** Composições químicas dos cristais de monazita do metacharnoenderbita investigado (óxidos em % peso).

	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	PbO	ThO <sub>2</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	UO <sub>2</sub>	CaO	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
C1-A	0,23	0,16	27,39	0,99	0,50	0,46	3,73	1,26	0,08	0,32	10,21	16,73	2,88	36,26	101,20
C1-B	0,33	0,21	27,28	1,40	0,54	0,67	5,43	1,54	0,12	0,46	10,05	16,08	2,86	34,73	101,69
C1-C	0,25	0,16	27,31	1,22	0,44	0,70	5,54	1,30	0,13	0,47	9,93	16,61	2,89	34,89	101,84
C2-A	0,26	0,16	27,73	1,03	0,54	0,48	3,67	1,31	0,11	0,32	10,26	16,89	2,90	35,75	101,39
C2-B	0,27	0,14	27,01	1,41	0,49	0,73	5,55	1,42	0,12	0,40	10,43	16,44	2,88	34,32	101,62
C2-C	0,28	0,09	27,52	1,15	0,54	0,52	4,06	1,44	0,09	0,34	10,26	16,52	2,96	35,66	101,44
C3-A	0,32	0,19	27,18	1,30	0,61	0,69	5,47	1,53	0,10	0,48	9,42	16,49	2,80	34,73	101,30
C3-B	0,32	0,08	27,30	1,29	0,50	0,67	5,25	1,38	0,12	0,45	9,81	16,50	2,62	34,91	101,21
C3-C	0,27	0,11	27,54	1,19	0,41	0,62	4,90	1,40	0,11	0,45	9,88	16,76	2,92	35,32	101,88
C4-A	0,19	0,07	27,13	1,18	0,33	0,55	4,23	1,12	0,09	0,29	9,66	17,17	2,78	36,51	101,31
C4-B	0,20	0,15	27,18	1,08	0,33	0,48	3,73	1,15	0,09	0,26	9,65	17,43	2,68	36,09	100,48
C4-C	0,14	0,10	27,16	1,17	0,26	0,53	4,07	1,16	0,08	0,31	9,49	17,29	2,83	35,67	100,25
C5-A	0,31	0,00	27,38	1,20	0,65	0,58	4,53	1,41	0,13	0,44	10,45	16,32	2,97	35,17	101,53
C5-B	0,31	0,15	26,85	1,20	0,55	0,60	4,72	1,40	0,12	0,43	10,23	16,30	2,90	35,32	101,06
C5-C	0,30	0,12	27,26	0,91	0,41	0,41	3,14	1,25	0,08	0,35	9,80	16,84	2,83	36,80	100,48
C6-A	0,31	0,09	27,00	1,39	0,49	0,70	5,63	1,46	0,12	0,47	9,96	16,53	2,89	34,65	101,69
C6-B	0,31	0,03	27,25	1,32	0,47	0,69	5,49	1,41	0,11	0,46	10,13	16,36	2,67	34,24	100,91
C6-C	0,28	0,11	27,76	0,87	0,49	0,40	3,10	1,26	0,09	0,52	10,01	16,70	2,89	35,35	99,81

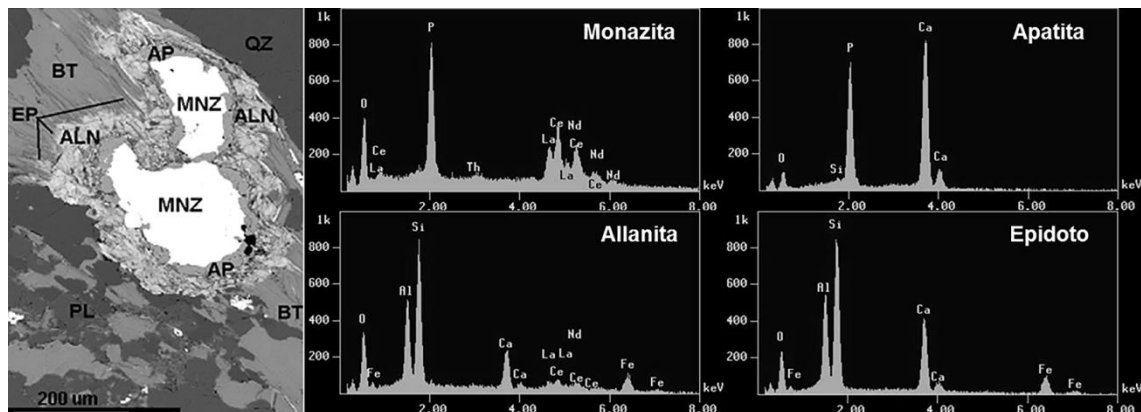
As coronas encontradas no entorno dos cristais de monazita da figura 5 são confirmadas como sendo de apatita, allanita e epidoto por meio dos espectros de energia dispersiva (EDS) apresentados na figura 7.

### 3.3. Geocronologia

Na tabela 3 estão apresentadas as idades pontuais e teores de U, Th e Pb e seus respectivos erros, obtidas nos seis cristais de monazita investigados. A média de todas as idades que aparecem na tabela 3 produzem um valor de  $2657 \pm 36$  Ma (Figura 8).



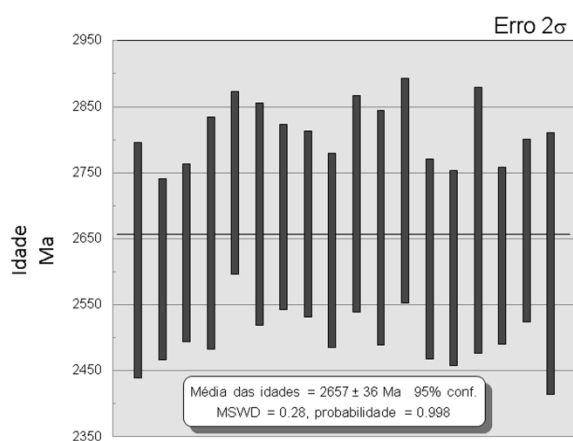
**Figura 6.** Diagrama ternário  $2REEPO_4 - CaTh(PO_4)_2 - 2ThSiO_4$  (Linhout, 2007). A estrela representa a composição média dos 18 pontos analisados.



**Figura 7.** Espectros EDS da monazita e das coronas de apatita, allanita e epidoto. MNZ = Monazita, AP = Apatita, ALN = Allanita, EP = Epidoto, BT = Biotita, QZ = Quartzo, PL = Plagioclásio.

**Tabela 3.** Idades pontuais e teores de U, Th e Pb (e seus respectivos erros) obtidas nos cristais de monazita. M Pb é a massa atômica média do chumbo, calculada de acordo com Pommier et al. (2004).

	Idade Ma	Erro Idade Ma	U ppm	Erro U ppm	Th ppm	Erro Th ppm	Pb ppm	Erro Pb ppm	M Pb
C1-A	2619	178	452	150	32806	656	4298	150	207,9
C1-B	2605	137	728	150	47701	954	6247	150	207,9
C1-C	2630	135	792	150	48703	974	6470	150	207,9
C2-A	2660	176	738	150	32234	645	4447	150	207,8
C2-B	2736	138	774	150	48782	976	6758	150	207,9
C2-C	2689	168	593	150	35688	714	4864	150	207,9
C3-A	2684	140	584	150	48053	961	6424	150	207,9
C3-B	2674	141	738	150	46155	923	6238	150	207,9
C3-C	2634	147	678	150	43061	861	5718	150	207,9
C4-A	2704	164	574	150	37191	744	5078	150	207,9
C4-B	2668	178	550	150	32744	655	4428	150	207,9
C4-C	2724	170	487	150	35741	715	4883	150	207,9
C5-A	2621	151	848	150	39836	797	5375	150	207,8
C5-B	2607	148	812	150	41453	829	5523	150	207,8
C5-C	2679	201	494	150	27629	553	3769	150	207,8
C6-A	2626	134	761	150	49433	989	6535	150	207,9
C6-B	2664	138	645	150	48220	964	6424	150	207,9
C6-C	2614	198	594	150	27208	544	3667	150	207,8



**Figura 8.** Média das idades dos cristais de monazita do metacharnoenderbito estudado.

#### 4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A monazita se mostra bastante útil para datar eventos magmáticos e metamórficos de alta temperatura/pressão (Parrish, 1990). As típicas altas concentrações de U e Th na monazita também contribuem para a confiabilidade das idades encontradas. Como resultado, a monazita frequentemente produz idades U-Th-Pb robustas. Uma vez que seus cristais podem ser internamente homogêneos ou heterogêneos em função de sua história geológica, as imagens de elétrons retro-espalhados geradas pela microsonda podem guardar informações termotectônicas sobre o crescimento de cristais e padrões de recristalização relacionados a reações metamórficas (Williams et al., 2007). Nas imagens de elétrons retro-espalhados

da figura 5, cristais como o C4 aparentemente guardam padrão típico de zoneamento magmático, com duas idades correspondentes às mais antigas na tabela 3. Já o C1, por exemplo, exibe um padrão de zoneamento irregular, aparentemente relacionado a processos de recristalização metamórfica, com redistribuição de Th e ligeira perda de Pb radiogênico pelo cristal durante a recristalização, como observado em rochas polimetamórficas da Antártica (Black et al., 1984), o que levaria a idades mais novas, semelhantes às do cristal C1 na tabela 3.

A idade média de 2657 ± 36 Ma (Figura 8) encontrada para os cristais de monazita do metacharnoenderbito aqui investigado aponta para a contemporaneidade ao evento de metamorfismo de 2660 ± 30 Ma sugerido por Quéméneur (1995) para este contexto. Entretanto, sugere-se que as idades correspondentes às mais antigas na tabela 3 (como as do cristal C4 da figura 5) estejam relacionadas à idade de cristalização magmática das monazitas estudadas, posicionando a cristalização do metacharnoenderbito no mesmo intervalo de idade (2718-2705 Ma) dos metacharnockitos adjacentes. A semelhança temporal e espacial entre todas essas rochas remete a um ambiente de interação manto-crosta relacionado ao período pós-colisional do evento Rio das Velhas, com magmatismo e metamorfismo se desenvolvendo em condições de pressão e temperatura típicas de fácies granulito. Estas condições se atestam pela presença de ortopiroxênio no metacharnoenderbito investigado, o qual foi ainda submetido a retrometamorfismo em fácies anfífolio, dada a substituição do ortopiroxênio pelo anfífolio, biotita e quartzo.

Com relação às texturas em forma de coronas ao redor dos cristais de monazita, estas revelam que a monazita não permaneceu como um sistema totalmente fechado durante o metamorfismo regional de fácies granulito a anfífolio. O consumo da monazita sugere a presença de fluidos metamórficos que teriam alterado a composição de Ca, Fe, Si e Al nas bordas dos cristais. No entanto, ao se verificar que as texturas de alteração são concêntricas, a cinemática das reações foi aparentemente controlada pela difusão de elementos da monazita para os minerais da corona, e vice-versa. A apatita formada só conseguiu crescer ao longo, ou muito próximo à estrutura da monazita original. Deste modo, aparentemente os tetraedros de PO<sub>4</sub> da monazita serviram diretamente como base para o crescimento da apatita. Devido aos ETR possuírem baixo coeficiente de difusão em minerais acessórios (Liang & Watson, 1995), pode se assumir que os ETR liberados durante o consumo da monazita difundiram-se de maneira muito lenta ao longo da zona da apatita e em direção às coronas de



allanita/epidoto (Figura 5 e Figura 7). Em todo caso, a taxa de reação diminuiu à medida que a zona de apatita crescendo-se desenvolvia. O crescimento da zona da apatita impediu, por fim, o contato da monazita com o eventual fluido metamórfico, o que explica a razão do consumo completo da monazita nunca ser alcançado.

Ao contrário da apatita que cresceu em direção ao centro da monazita, as coronas de allanita e de epidoto foram formadas como uma “franja” nas bordas do cristal de monazita original. Saliências de allanita ao longo da zona de epidoto sugerem que a allanita esteve sucessivamente substituindo as coronas de epidoto recém-formadas. A nucleação e o crescimento da corona de allanita rica em ETR adjacente à corona de apatita foram dirigidos muito provavelmente pela particular alta concentração de ETR nesta região. A queda na disponibilidade de ETR distante da zona da apatita resultou na formação de corona mais pobre em ETR, levando à gênese do epidoto. Esta observação apóia a afirmação de que os ETR são extremamente imóveis durante o metamorfismo (Finger *et al.*, 1998).

É provável que o Ca necessário para formar apatita e epidoto-allanita tenha vindo do consumo do plagioclásio. O Fe e o Al necessários para formar epidoto-allanita derivaram do consumo da biotita e da ilmenita.

Considerando um intervalo por volta de 40 Ma entre a idade de cristalização magmática e idade final de metamorfismo a  $2657 \pm 36$  Ma para a rocha investigada e a presença de coronas de reação fosfato-silicato nas monazitas, sugere-se que o crescimento das coronas teria iniciado logo após a cristalização do metacharnoenferito, por volta de 2700 Ma, em função de haver coronas de reação ao redor de cristais que guardam padrão ígneo de crescimento. Os minerais hidratados das coronas de reação continuariam se desenvolvendo pela ação de fluidos hidrotermais no retrometamorfismo de fácies anfíbolito durante a extensão tardi-colisional da orogenia Rio das Velhas até por volta de 2660 Ma, tendo em vista que elas cresceram ao redor de cristais que guardam padrão irregular que remete a feições de recristalização da monazita. Sob estas condições de P-T e o intervalo de tempo de 40 Ma considerado, a difusão de elementos não teria sido suficiente para consumir completamente a monazita.

## 5. AGRADECIMENTOS

Ao CNPq, pela bolsa de estudos concedida aos autores. Ao Instituto de Geociências da UFMG que disponibilizou os laboratórios do CPMTc para apoiar esta pesquisa.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Dal Ré Carneiro C., Brito-Neves B.B. (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Becca, São Paulo, p. 17-35.
- Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M. 2010. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco Craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 464-482.
- Black L.P., Fitzgerald J.D., Harley S.L. 1984. Pb isotopic composition, colour, and microstructure of monazites from a polymetamorphic rock in Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 85, p. 141-148.
- Campos J.C.S., Carneiro M.A., Basei M.A.S. 2003 U-Pb evidence for Late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 75, n. 4, p. 497-511.
- Carneiro M.A. & Barbosa M.S.C. 2008 Implicações geológicas e tectônicas da interpretação magnetométrica da região de Oliveira, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 26, n. 1, p. 87-98.
- Chaves A.O. 2013. Enxames de diques máficos de Minas Gerais – o estado da arte. *Geonomos*, v. 21, n. 1, p. 29-33.
- Chaves A.O., Oliveira E.K., Garcia L.R.A. 2013. Desenvolvimento do método de datação química U-Th-Pb de monazita por microsonda eletrônica na UFMG. *Geonomos*, v. 21, n. 2, p. 13-18.
- Dahl P.S., Hamilton M.A., Jercinovic M.J., Terry M.P., Williams M.L., Frei R. 2005. Comparative isotopic and chemical geochronometry of monazite, with implications for U–Th–Pb dating by electron microprobe: An example from metamorphic rocks of the eastern Wyoming Craton (U.S.A.). *American Mineralogist*, v. 90, p. 619-638.
- Fernandes R.A. & Carneiro M.A. 2000. O Complexo Metamórfico Campo Belo (Cráton São Francisco Meridional): unidades litodêmicas e evolução tectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 4, p. 671-678.
- Finger F., Broska I., Roberts M.P., Schermaier A. 1998. Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolites facies granite gneiss from the eastern Alps. *American Mineralogist*, v. 83, p. 248-258.
- Foster G., Parrish R.R., Horstwood M.S., Chenery S., Pyle J., Gibson H.D. 2004. The generation of prograde P–T–t points and paths, a textural, compositional, and chronological study of metamorphic monazite. *Earth Planetary Science Letters*, v. 228, p. 125-142.
- Lanzirotti A. & Hanson G.N. 1996. Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: Implications for monazite stability in metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 125, p. 332-340.
- Liang Y. & Watson E.B. 1995. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist*, v. 80, p. 1179-1187.
- Linhout K. 2007. Tripartite Division of THE System 2REEPO<sub>4</sub> – CaTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> – 2ThSiO<sub>4</sub>, Discreditation of Brabantite, and Recognition of Cheralite as the name for members dominated by CaTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>. *Canadian Mineralogist*, v. 45, p. 503-508.

- Ludwig K.R. 2003. Isoplot/Ex 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, n.4, 70 p.
- Machado Filho L., Ribeiro M.W., Gonzales S.R., Schenini C.A., Santos Neto A., Palmeira R.C.B., Pires J.L., Teixeira W., Castro H.E.F. 1983. Geologia das Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Projeto RADAMBRASIL, p. 27-304.
- Machado N., Noce C.M., Ladeira E.A., Belo de Oliveira O.A. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1221-1227.
- Montel J., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, v. 131, p. 37-53.
- Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb Geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 95-102.
- Noce C.M., Teixeira W., Quémeñeur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzchini E. 2000. Isotope 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*, v. 13, p. 225-239.
- Overstreet W.C. 1967. The geological occurrence of monazite. *Geological Survey Professional Papers*, v. 530, p. 327.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Cherman A., Chrispim S., Maciel R.R. 2007. Mapa geológico da Folha Nepomuceno (SF.23-V-D-III) Escala 1:100.000. Nota Explicativa. Programa Geologia do Brasil: Mapas Geológicos, Rio de Janeiro, 92 p.
- Parrish R.R. 1990. U-Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 27, p. 1431-1450.
- Pinese J.P.P. 1997. Geoquímica, Geologia Isotópica e Aspectos Petrológicos dos Diques Máficos Pré-Cambrianos da Região de Lavras (MG), Porção Sul do Cráton do São Francisco. PhD Thesis, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178 p.
- Pommier A., Cocherie A., Legendre O. 2004. EPMA Dating User' Manual, V.1.01: Age Calculation from Electron Probe Microanalyser Measurements of U-Th-Pb. BRGM, Orleans.
- Pyle J.M., Spear F.S., Wark D.A., Daniel C.G., Storm L.C. 2005. Contributions to precision and accuracy of chemical ages of monazite. *American Mineralogist*, v. 90, p. 547-577.
- Quémeñeur J.J.G. 1995. Os magmatismos de idade Arqueana e Transamazônica na região Campos das Vertentes, sul do Cráton do São Francisco, com base em geoquímica e geocronologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Tese de Professor Titular, 79 p.
- Quémeñeur J.J.G., Ribeiro A., Trouw R.A.J., Paciullo F.V.P., Heilbron M. 2003. Geologia da Folha Lavras. In: Companhia Mineradora de Minas Gerais. *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Projeto Sul de Minas – Etapa I. Relatório final*. Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, v. 1, p. 259-319. CD-ROM.
- Scherrer N.C., Eng M., Gnos E., Jakob V., Liechti A. 2000. Monazite analysis, from sample preparation to microprobe age dating and REE quantification. *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, v. 80, p. 93-105.
- Smith H.A. & Barreiro B. 1990. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 105, p. 602-615.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (Editors), Geological Society of London, London, v. 42, p. 313-345.
- Suzuki K. & Adachi M. 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon, and xenotime. *Geochemical Journal*, v. 25, p. 357-376.
- Teixeira W. & Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. *Precambrian Research*, v. 53, p. 1-22.
- Teixeira W., Carneiro M.A., Noce C.M., Machado N., Sato K., Taylor P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 78, p. 151-164.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31<sup>o</sup> International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 101-137.
- Teixeira W., Ávila C.A., Cordani U.G., Martins V.T.S., Valença J.G. 2005. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco: implicações tectônicas. In: *Simpósio sobre o Cráton São Francisco*, 3, Salvador. *Anais SBG*, v. 1, p. 174-177.
- Vlach S.R.F. 2010. Th-U-Pb Dating by Electron Probe Microanalysis, Part I. Monazite: Analytical Procedures and Data Treatment. *Geologia USP - Série científica*, v. 10, n. 1, p. 61-85.
- Ward C.D., Mearthur J.M., Walsh J.N. 1991. Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. *Journal of Petrology*, v. 33, p. 785-815.
- Williams M.L., Jercinovic M.J., Terry M.P. 1999. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*, v. 27, p. 1023-1026.
- Williams M.L., Jercinovic M.J., Hetherington C.J. 2007. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Ann Review Earth Planetary Sciences*, v. 35, p. 137-175.