



Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ORIGEM E IDADES QUÍMICAS U-Th-Pb DOS DISTRITOS PEGMATÍTICOS DE ITAMBÉ (BA) E SANTA MARIA DE ITABIRA (MG) REVELADAS PELA MONAZITA

Autor: Rafael De Magalhães Gomes Ferreira

Orientador: Alexandre de Oliveira Chaves

Nº: 173

BELO HORIZONTE
12 de Maio 2017

RAFAEL DE MAGALHÃES GOMES FERREIRA

**ORIGEM E IDADES QUÍMICAS U-Th-Pb DOS DISTRITOS
PEGMATÍTICOS DE ITAMBÉ (BA) E SANTA MARIA DE
ITABIRA (MG) REVELADAS PELA MONAZITA**

Instituto de Geociências

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Alexandre de Oliveira Chaves

Belo Horizonte - MG
2017

F383o
2017

Ferreira, Rafael de Magalhães Gomes.

Origem e idades químicas U-Th-Pb dos distritos pegmatíticos de Itambé (BA) e Santa Maria de Itabira (MG) reveladas pela monazita [manuscrito] / Rafael de Magalhães Gomes Ferreira. – 2017.

xii, 48 f., enc. (principalmente color.)

Orientador: Alexandre de Oliveira Chaves.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2017.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 43-48.

1. Pegmatitos – Itambé (BA) – Teses. 2. Pegmatitos – Santa Maria de Itabira (MG) – Teses. 3. Monazita – Teses. 4. Tempo geológico – Teses. I. Chaves, Alexandre de Oliveira. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 552(813.8 + 815.1)

“O correr da vida embrulha tudo.
A vida é assim: esquenta e esfria,
aperta e daí afrouxa,
sossega e depois desinquieta,
o que ela quer da gente é coragem”

Grande Sertão: Veredas- João Guimarães Rosa

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus e todos os mentores espirituais que harmonizaram meus pensamentos, e a todos que me ajudaram, direta e indiretamente, nesse trabalho.

Agradeço ao professor Alexandre Chaves por todo o auxílio com muita paciência, comentários e sugestões essenciais durante esse projeto.

À minha família, principalmente minha mãe e minha irmã, pelas preocupações diárias e pelos conselhos que sempre me confortaram.

À minha noiva Raquel e toda sua família pelo incentivo e carinho nessa trajetória de muito aprendizado e mudanças.

Aos meus amigos e às novas amizades geológicas feitas na UFMG.

Agradeço ao professor Ricardo Scholz e ao colega e professor Guilherme Gonçalves, que colaboraram na produção do primeiro artigo.

À CAPES pela concessão da bolsa durante todo o período de estudos do mestrado e ao CNPq órgão fomentador da pesquisa.

Ao Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC) e a Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) pela infraestrutura e subsídio na realização desse trabalho sob o amparo e máximo conforto.

RESUMO

A monazita é um fosfato de terras-raras leves [(LREE)PO₄] difundido em diversos litotipos de composições meta a peraluminosa, incluindo granitoides e pegmatitos, além de xistos, gnaisses paraderivados de médio a alto grau metamórfico e carbonatitos. Esse mineral contém quantidades negligenciáveis de chumbo comum, guardando apenas Pb radiogênico proveniente do Th e U nele contido. As variações composicionais que envolvem a monazita em um sistema ternário com membros finais em cheralita [Ca,Th(PO₄)₂], huttonita [ThSiO₄] e monazita [REE(PO₄)] ocorrem através de substituições isomórficas. Imagens de elétrons retroespalhados e microanálises químicas foram obtidas de oito cristais de monazita, sendo cinco pertencentes aos pegmatitos do município de Itambé no estado da Bahia (Bananeira, Coqueiro I, Coqueiro II, Cavada e Paraíso) e três pertencentes aos pegmatitos do distrito de Santa Maria de Itabira no estado de Minas gerais (Euxenita, Morro Escuro e Ponte da Raiz), os quais estão situados na Província Pegmatítica Oriental Brasileira (PPOB). Os cristais de monazita estão inseridos no contexto do colapso extensional do Orógeno Araçuaí (Cambro-Ordoviciano). Eles são composicionalmente homogêneos (sem zoneamentos internos), pois sua formação ocorreu no contexto pós-colisionais do evento Brasileiro. A média das idades químicas U-Th-Pb encontradas nas monazitas de Itambé foi 502 Ma, enquanto que em Santa Maria de Itabira a média foi 474 Ma. Esses valores são compatíveis com resultados de idades obtidos por outros autores em ambas as regiões, tanto por métodos isotópicos como por meio da microsonda eletrônica (ME). A diferença das idades dos dois Distritos pegmatitos está em torno de 30 Ma, que pode ter sido o tempo de duração do colapso extensional do Orógeno. Através do tratamento dos dados de química mineral das monazitas investigada em microsonda eletrônica, conclui-se que os pegmatitos que as hospedam são produtos de fusão parcial de uma rocha encaixante do embasamento (biotita-hornblenda gnaiss) que aparentemente representa uma porção considerável do substrato da Faixa Araçuaí. A principal assinatura química das referidas monazitas corresponde ao enriquecimento de Samário (Sm). Em função do coeficiente de partição do Sm nos minerais essenciais desse biotita-hornblenda gnaiss, sugere-se que no momento do relaxamento das estruturas envolvidas, a fusão parcial desta rocha teria ocorrido sob descompressão adiabática, com o enriquecimento desse elemento no magma ácido a partir do qual a monazita cristalizou. Além disso, o ambiente rico em fluidos aquosos, originados da

desidratação de biotitas e hornblendas e do espaço livre descompressional foi possível o avolumado crescimento dos minerais durante a formação das rochas pegmatíticas de composição granítica. Dessa forma, a monazita além de ser um geocronômetro, pode também ser usada como um indicador petrogenético.

PALAVRAS-CHAVE: Monazita, Itambé-BA, Santa Maria de Itabira-MG, datação química U-Th-Pb, microsonda eletrônica, indicador petrogenético.

ABSTRACT

Monazite is a phosphate light rare earth element [(LREE)PO₄] that occurs as an accessory mineral in a wide variety of rocks, including granitoids, pegmatites pelitic schist, gneiss of medium to high metamorphic grade and carbonatites. This mineral contains negligible amounts of common lead (Pb²⁰⁴), keeping only radiogenic Pb from Th and U of monazite. Compositional variations involving monazite in a ternary system with end members cheralite [CaTh(PO₄)₂], huttonite [ThSiO₄] and monazite [REE(PO₄)] occur their solid solutions. Backscattered electrons images and chemical microanalysis by electron microprobe were obtained from eight monazite crystals belonging to pegmatites to city of Itambé state of Bahia (Bananeira, Coqueiro I, Coqueiro II, Cavada and Paraíso) and three belonging to pegmatites to district of Santa Maria de Itabira state of Minas Gerais which are situated in the Eastern Brazilian Pegmatitic Province (EBPP). The monazite samples are part of context of the extensional collapse of the Araçuaí Orogen (Cambro-Ordovician) are compositionally homogeneous, with no internal domains/zoning because they are post-collisional to the Brasiliano event. The average U-Th-Pb chemical age found in the Itambé monazites was 502 Ma, while in Santa Maria de Itabira it was on average 474 Ma. These values are compatible with compilations of dating made by other authors in both regions by both isotopic methods and electron microprobe. The difference of the ages between the two Pegmatite Districts is around 30 Ma, which can be attributed to the duration time of the extensional collapse of the Orogen. Through the treatment of the mineral chemistry data obtained in electron microprobe (EM), it is concluded that the host pegmatites are products of partial melting of a basement wall rock (biotite-hornblende gneiss) that apparently represents a considerable portion of the substrate of the Araçuaí Orogen. The main chemical signature of these monazites corresponds to the enrichment of Samarium (Sm). Due to the partition coefficient of Sm in the essential minerals of this biotite-hornblende gneiss, it is suggested that at the moment of the relaxation of the involved structures, the partial melting of this rock would have occurred under adiabatic decompression, with the enrichment of this element in acidic magma, from which the monazite crystallized. In addition, the environment rich in aqueous fluids, originated from the dehydration of biotite and hornblende and decompression free space, allowed significant growth of the minerals during the formation of

pegmatitic rocks of granitic composition. In this way, the monazite, besides being a geochronometer, can also be used as a petrogenetic indicator.

KEY WORDS: Monazite, Itambé-BA, Santa Maria de Itabira-MG, U-Th-Pb chemical dating, electron microprobe, petrogenetic indicator.

SUMÁRIO

1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	1
1.1. <i>INTRODUÇÃO.....</i>	<i>1</i>
1.2. <i>OBJETIVOS.....</i>	<i>4</i>
2. PRIMEIRO ARTIGO	5
2.1. <i>INTRODUÇÃO.....</i>	<i>5</i>
2.2. <i>ARCABOUÇO GEOLÓGICO.....</i>	<i>6</i>
2.3. <i>AMOSTRAS E MÉTODOS.....</i>	<i>10</i>
2.4. <i>RESULTADOS.....</i>	<i>12</i>
2.5. <i>DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....</i>	<i>20</i>
3. SEGUNDO ARTIGO	23
3.1. <i>INTRODUÇÃO.....</i>	<i>23</i>
3.2. <i>ARCABOUÇO GEOLÓGICO.....</i>	<i>24</i>
3.3. <i>AMOSTRAS E MÉTODOS.....</i>	<i>30</i>
3.4. <i>RESULTADOS.....</i>	<i>32</i>
3.5. <i>DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....</i>	<i>38</i>
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	41
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	43

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. A estrutura cristalina da monazita ilustra os poliedros REEO ₉	2
Figura 2. Mapa geológico do Orógeno Araçuaí e os Distritos pegmatíticos estudados.....	3
Figura 3. O Orógeno Araçuaí e a Província Pegmatítica Oriental Brasileira.....	7
Figura 4. Localização do distrito pegmatítico de Itambé em relação ao Orógeno Araçuaí e o cráton São Francisco.....	8
Figura 5. Representação das zonas subdivididas do pegmatito Bananeira e a rocha encaixante biotita-hornblenda.....	9
Figura 6. Imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de monazita homogêneos e os oito pontos (A-H) analisados.....	14
Figura 7. Diagrama ternário do sistema cheralita, huttonita e monazita.....	15
Figura 8. Média das idades químicas U-Th-Pb (não-isotópica) dos cristais de monazita dos cinco diferentes pegmatitos de Itambé-BA.....	16
Figura 9. Distribuição de REE nos cristais de monazita de Itambé-BA, normalizados ao condrito segundo valores de Sun & MacDonough, (1989).....	19
Figura 10. Relação entre os somatórios de elementos de terras-raras leves (LREE) e o somatório de terras-raras médios (MREE), terras-raras pesados (HREE) e ítrio (Y).....	21
Figura 11. Mapa de localização da Província Pegmatítica Oriental do Brasil reunindo os limites propostos por Paiva (1946), Putzer (1976) e Schobbenhaus et al. (1981; 1984) e a localização das áreas de estudo.....	25
Figura 12. Mapa geológico simplificado das regiões de estudo e a localização das lavras em que as amostras foram coletadas.....	29
Figura 13. Imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de monazita homogêneos analisados na microsonda eletrônica.....	34
Figura 14. Diagrama ternário do sistema cheralita [Ca,Th(PO ₄) ₂], huttonita [2ThSiO ₄] e monazita.....	35

Figura 15. Distribuição de REE nos cristais de monazita do Distrito de Santa Maria de Itabira (MG), normalizados ao condrito segundo valores de Sun & MacDonough, (1989).....	36
Figura 16. Média das idades químicas U-Th-Pb (não-isotópicas) de cada cristal de monazita referente as lavras dos pegmatitos de Santa Maria de Itabira (MG).....	37

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em monazitas pela microsonda eletrônica do CM-UFMG (Chaves <i>et al.</i> , 2013).....	12
Tabela 2. Microanálises químicas dos cristais de monazita investigados e suas respectivas médias obtidas em microsonda eletrônica. Dados de % em massa.....	13
Tabela 3. Idades químicas (não-isotópicas) U-Th-Pb dos cristais de monazita em cada ponto estudado. MPb é a massa média do chumbo obtida segundo metodologia em Pommier <i>et al.</i> (2004).....	17
Tabela 4. Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em monazitas pela microsonda eletrônica do CM-UFMG (Chaves <i>et al.</i> , 2013).....	31
Tabela 5. Microanálises químicas dos cristais de monazita investigados e suas respectivas médias obtidas em microsonda eletrônica. Dados de % em massa.....	32
Tabela 6. Idades químicas (não-isotópicas) U-Th-Pb dos cristais de monazita em cada ponto estudado. MPb é a massa média do chumbo obtida segundo metodologia em Pommier <i>et al.</i> (2004).....	37

1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 INTRODUÇÃO

A monazita (Fig. 1) é um mineral quimicamente caracterizado por ser um fosfato de elementos terras-raras leves [(LREE)PO₄] (Zhu & O'Nions, 1999). Trata-se de um mineral acessório difundido em diversos litotipos de composição meta a peraluminosa, incluindo granitóides e pegmatitos, além de xistos e gnaisses paraderivados de médio a alto grau metamórfico. Esse mineral pode ser encontrado ainda em carbonatitos e também como concentrado em depósitos sedimentares do tipo placer em associação a outros minerais pesados (Overstreet, 1967).

A monazita é portadora de Th, U e Pb, este último essencialmente radiogênico derivado do decaimento radioativo dos outros dois elementos. Há incorporação negligenciável de Pb comum no crescimento natural de seus cristais (Parrish, 1990), eliminando-se a necessidade de correção isotópica robusta para o mesmo, quando a monazita é usada em estudos geocronológicos. Além disso, a difusão volumétrica de Pb na estrutura da monazita é desprezível, o que resulta em uma alta temperatura de fechamento (>900°C) e uma lenta difusão desse elemento (Cherniak *et al.*, 2004; Gardes *et al.*, 2006). Outros elementos traços desse mineral apresentam também uma lenta difusão, o que permite a preservação de domínios composicionais que registram diversas evoluções da história geológica (Foster *et al.*, 2004; Williams *et al.*, 1999; Williams *et al.*, 2007). O desenvolvimento do método de datação de cristais de monazita através da microsonda eletrônica (ME) cresceu muito desde a década de 90 não só pelo reconhecimento das idades de cristalização magmática, mas por possibilitar a determinação de múltiplos estágios de eventos termotectônicos, metamorfismo e deformação, tendo em vista que a microsonda eletrônica (ME) fornece também imagens características da variação de composição dos cristais através da emissão de elétrons retroespalhados (Suzuki & Adachi, 1991; Montel *et al.*, 1996; Foster *et al.*, 2004; Dahl *et al.*, 2005; Pyle *et al.*, 2003; Pyle *et al.*, 2005; Williams *et al.*, 2007). Uma das principais vantagens desse método é a alta resolução espacial da ME (feixe de excitação de 1 µm de diâmetro), enquanto que em outros métodos, incluindo o Sensitive High Resolution Íon Probe (SHRIMP), o feixe utilizado possui um diâmetro que varia de 6 a 20 µm (Cocherie *et al.*, 1998). Devido a essa característica, é possível com a ME analisar individualmente eventuais domínios/zoneamentos composicionais preservados com menor chance de erro. Além disso, as

análises pela microsonda eletrônica são facilmente obtidas a partir da mesma lâmina delgada ou seção polida utilizadas nos estudos petrográficos, desde que sejam extremamente bem polidas. Trata-se de um método não destrutivo, possui um custo relativamente baixo e é possível gerar um grande número de análises em curto espaço de tempo (Chaves *et al.*, 2013).

A microsonda eletrônica não apenas permite a obtenção de idades de cristais de monazita, como também viabiliza que seja adquirida a composição química completa desses cristais. A utilização de elementos traços presentes em monazitas pode levar a informações críticas sobre processos de formação das rochas as quais as hospedam. Como exemplo, a variação dos padrões de elementos terras-raras desse mineral demonstra o seu grande potencial de monitorar a evolução de sistemas ígneos, tornando a monazita um importante indicador petrogenético (Zhu & O'Nions, 1999; Williams *et al.*, 2007).

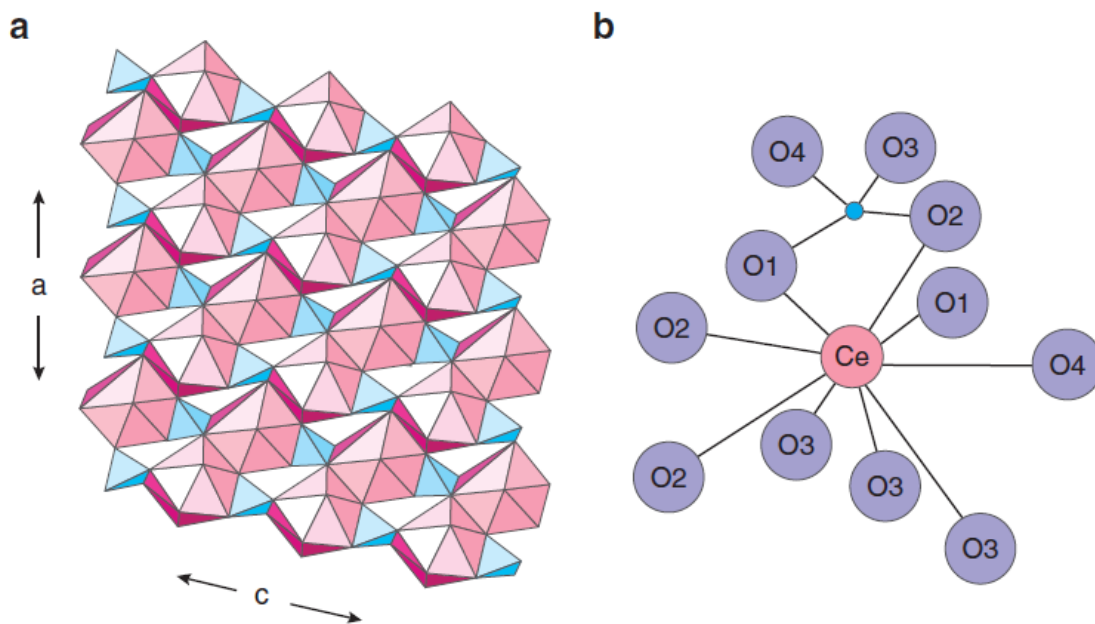


Figura 1. (a) A estrutura cristalina da monazita ilustra os poliedros REE₉ sombreados de rosa e os tetraedros de PO₄ em azul. (b) Diagrama esquemático caracteriza a coordenação do elemento terra rara leve (LREE) de Cério (Ce) em rosa ligado aos nove oxigênios e ilustra o Fósforo (P) em azul em um tetraedro ligado por seus quatro oxigênios (Williams *et al.*, 2007)

As monazitas estudadas na presente dissertação pertencem a diferentes setores da Província Pegmatítica Oriental Brasileira (PPOB). Os cristais coletados são provenientes de corpos dos campos pegmatíticos de Santa Maria de Itabira em Minas Gerais (lavras Ponte da Raiz, Euxenita e Morro Escuro) e Itambé na Bahia (Lavras Bananeira, Coqueiro I, Coqueiro II, Cavada e Paraíso) (Fig 2). Os pegmatitos estão inseridos em um contexto de estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí (530-470 Ma), durante o seu colapso extensional, quando também surgiram as suítes ígneas G4 e G5 (Pedrosa-Soares et al., 2011).

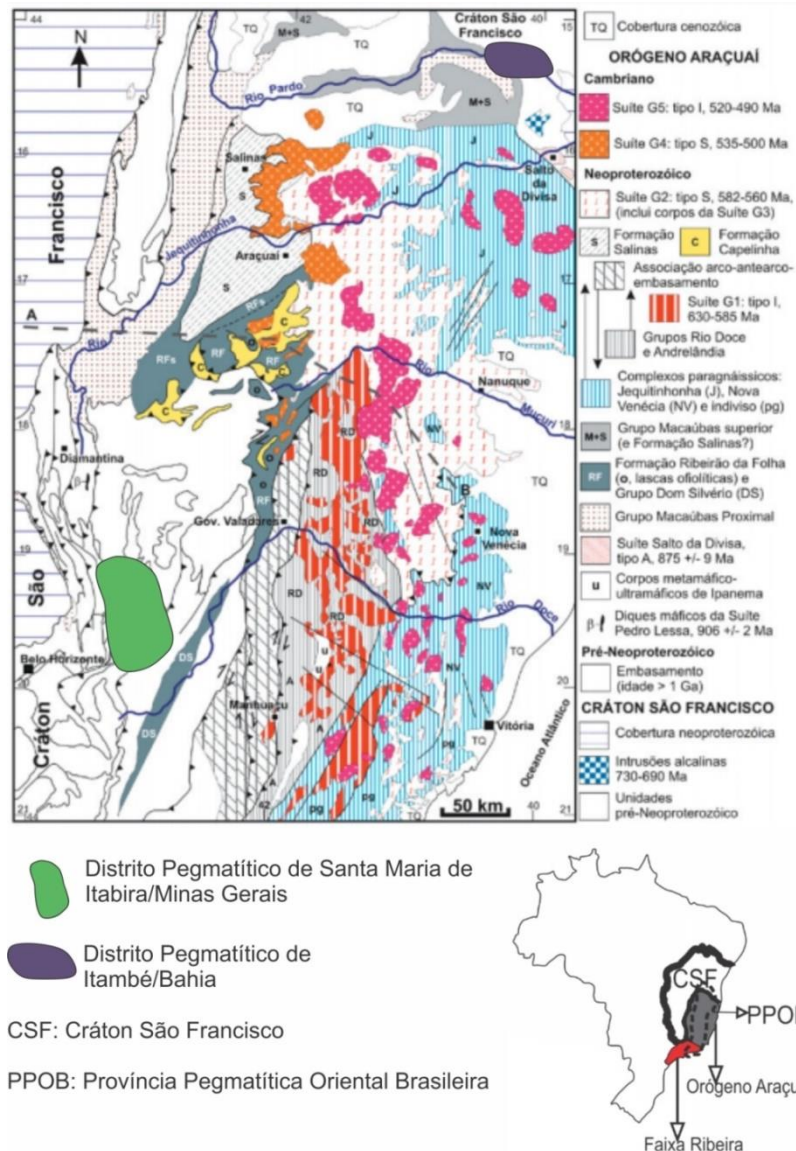


Figura 2. Mapa geológico do Orógeno Araçuaí e os Distritos pegmatíticos estudados (modificado de Pedrosa Soares *et al.*, 2007).

1.2 OBJETIVOS

A presente dissertação visa o estudo químico-geocronológico de cristais de monazita de pegmatitos cambro-ordovicianos de diferentes setores da Província Pegmatítica Oriental Brasileira (PPOB), por meio de análises em microsonda eletrônica. O intuito é contribuir na compreensão dos processos magmáticos e tectônicos de geração de líquidos pegmatíticos na Faixa Móvel Araçuaí, no período pós-colisional do evento Brasileiro aos quais estes pegmatitos encontram-se associados.

Para isso:

- Foram datados oito cristais de monazita da PPOB sendo cinco do domínio interno do Orógeno Araçuaí (Itambé/BA - bem próximo ao limite com o cráton São Francisco) e três do domínio externo (Santa Maria de Itabira/MG), através do método de datação não isotópico U-Th-Pb pela microsonda eletrônica no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), implementado por Chaves *et al.* (2013);
- Foram estudadas e comparadas as composições químicas detalhadas destes oito cristais de monazita, incluindo seus padrões de terras-raras que permitem inferências sobre a fonte dos líquidos geradores dos pegmatitos e as variações composicionais que envolvem a monazita em um sistema ternário com membros finais em cheralita $[\text{Ca,Th}(\text{PO}_4)_2]$, huttonita $[\text{ThSiO}_4]$ e monazita $[\text{REE}(\text{PO}_4)]$;
- Foi feita uma análise da dinâmica temporal do colapso extensional por meio das idades calculadas nos cristais de monazita para se tentar estabelecer a duração do referido colapso, considerando que os cristais fazem parte de domínios opostos;
- Foi proposto um modelo de geração de líquidos pegmatíticos do período pós-colisional Brasileiro a fim de mostrar que a monazita pode ser usada como um indicador petrogenético.

2. PRIMEIRO ARTIGO

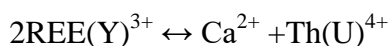
ORIGEM E IDADE U-Th-Pb DO DISTRITO PEGMATÍTICO DE ITAMBÉ (BA) REVELADAS PELA MONAZITA

2.1 INTRODUÇÃO

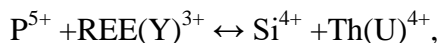
A monazita é um fosfato de elementos terras-raras essencialmente leves, de fórmula geral ABO_4 , em que A = Ce, La, Nd, Pr, Sm, e ainda Eu, Gd, Dy, Y, Th, U, Pb, Ca; e B = P, Si (Back & Mandarino, 2008), e é um mineral acessório difundido em diversos litotipos de composição meta a peraluminosa, incluindo granitóides e pegmatitos, além de xistos e gnaisses paraderivados de médio a alto grau metamórfico. A monazita pode ser encontrada ainda em carbonatitos e também de forma concentrada em depósitos sedimentares do tipo placer, em associação a outros minerais pesados (Overstreet, 1967).

Esse mineral apresenta uma alta concentração de U, Th e negligenciável concentração de Pb comum, sendo, portanto, representativo o Pb radiogênico (Parrish, 1990). Além disso, o Pb na monazita possui uma alta temperatura de fechamento ($>900^\circ\text{C}$), o que torna lenta a sua difusão (Cherniak *et al.*, 2004).

Existem variações composicionais que envolvem a monazita em um sistema ternário (Linthout, 2007) com membros finais em cheralita $[\text{Ca,Th}(\text{PO}_4)_2]$, huttonita $[2\text{ThSiO}_4]$ e monazita $[2\text{REE}(\text{PO}_4)]$. Bea (1996) mostra que durante a cristalização da monazita há uma substituição isomórfica que envolvem elementos terras-raras (REE) por elementos não REE, tais como U, Th e Ca. A substituição mais comum é referida como cheralítica $[\text{Ca,Th}(\text{PO}_4)_2]$.



Um segundo tipo de substituição isomórfica que pode ocorrer na monazita é a substituição no sítio de coordenação tetraédrica dos íons P^{5+} e Si^{4+} (Burt, 1989). Tais mudanças composicionais na monazita requerem dupla troca e são chamadas de huttoníticas $[2\text{ThSiO}_4]$.



Em Cruz *et al.* (1996), através da microsonda eletrônica (ME) os autores dataram quimicamente monazitas internamente homogêneas (isentas de zoneamentos composicionais) do pegmatito Bananeira (Itambé-BA), um dos focos desse estudo, e encontraram uma idade de 520 Ma. Com uma datação tão pontual é possível ter essa idade como base para o presente trabalho,

cujo objetivo inicial é apresentar as idades químicas U-Th-Pb de monazitas internamente homogêneas de cinco dos vários pegmatitos graníticos do distrito de Itambé-BA (Coqueiro I, Coqueiro II, Cavada, Paraíso, além do próprio corpo Bananeira), obtidas por meio da ME. Este estudo pretende adicionalmente verificar os padrões de REE das cinco amostras de monazita coletadas, com o intuito de investigar os processos magmáticos que originaram a província pegmatítica de Itambé no contexto geodinâmico regional do evento pós-colisional Brasileiro.

2.2 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

O final do Neoproterozóico na região de ocorrência dos corpos pegmatíticos estudados é marcado pelo término do ciclo Brasileiro com a amalgamação do Gondwana Ocidental (Silva *et al.*, 2011). Nesse contexto, foi formado o Orógeno Araçuaí situado entre o cráton São Francisco e a margem continental Atlântica, na margem leste brasileira (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011). O evento orogênico Araçuaí foi dividido em quatro estágios geotectônicos: (Pedrosa-Soares *et al.*, 2008) pré-colisional (630–585 Ma), ao qual se relaciona a supersuíte de granitoides foliados G1; sincolisional (585–560 Ma), tardi-colisional (560–530 Ma), aos quais se relacionam as supersuíte de granitoides foliados G2 e G3; e pós-colisional (530–480 Ma). O estágio pós-colisional é relatado como o clímax do colapso gravitacional do orógeno. Nesse contexto Cambro-Ordoviciano ocorrem as supersuítes de granitoides não foliados G4 (530–500 Ma) e G5 (520–480 Ma) (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2008).

A Província Pegmatítica Oriental Brasileira (PPOB) (Fig. 3) é uma faixa NNE-SSW de área 150.000 Km² que se estende do sul da Bahia até o Rio de Janeiro. Desde os trabalhos de Paiva (1946) têm sido redefinidos os limites da PPOB por meio de técnicas analíticas e mapeamentos geológicos (Correia-Neves *et al.*, 1986; Pedrosa-Soares *et al.*, 1990, 2001, 2011; Morteani *et al.*, 2000; Netto *et al.*, 2001; Pinto *et al.*, 2001; Pinto & Pedrosa-Soares 2001). O Distrito pegmatítico de Itambé, foco deste estudo, está localizado na PPOB entre Vitória da Conquista e o sul da Bahia. Localiza-se nos limites do cráton São Francisco com o Orógeno Araçuaí (Silva *et al.*, 1996; Pedrosa-Soares *et al.*, 2011).

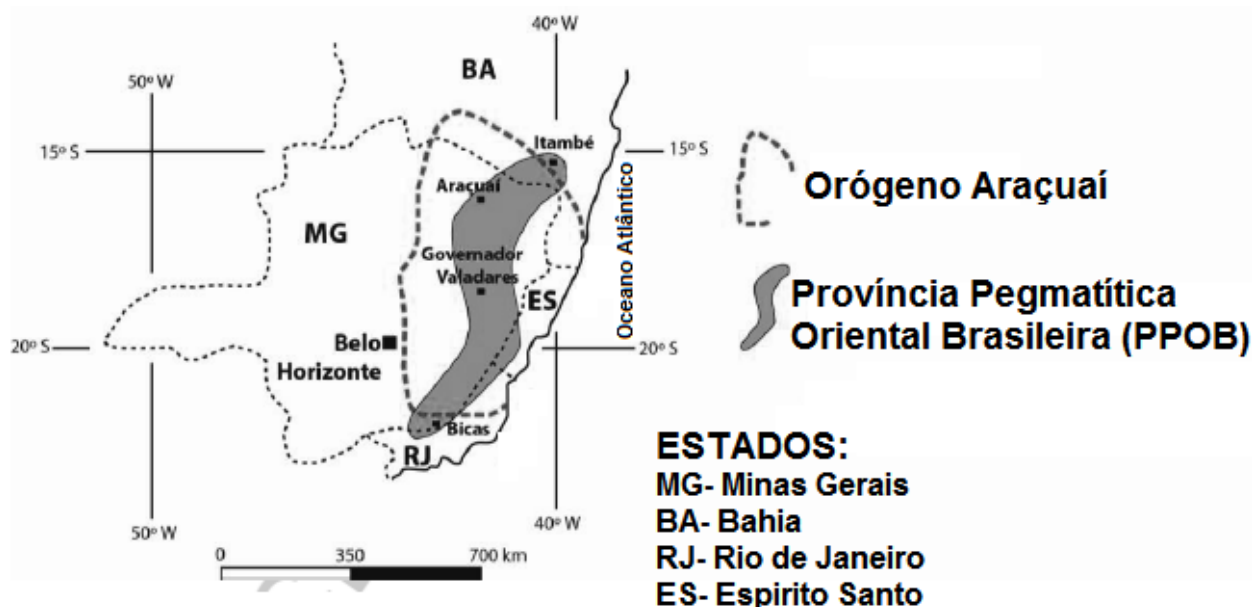


Figura 3. O Orógeno Araçuaí e a Província Pegmatítica Oriental Brasileira (PPOB) (adaptado de Pedrosa-Soares *et al.*, 2011).

Os pegmatitos de Itambé se distribuem em três áreas:

- a) Domínios dos vales dos rios Pardos e Jibóia, no centro-norte e noroeste da região de Itambé;
- b) Domínio de Encruzilhada no sudoeste (SW) da região;
- c) Domínio de Macarani-Maiquiniqui, no sudeste (SE) da região.

As amostras de pegmatitos coletadas estão encaixadas no vale do rio Jibóia e Pardo (Fig. 4). Cunha (1980) dividiu essa região em Supergrupo Espinhaço Inferior e Superior, sendo que as unidades inferiores são leptitos quartzo feldspáticos gnáissicos e feldspato-mica xistos e as superiores correspondem a metaconglomerados, mica xistos, sillimanita xistos e cianita-grafita xistos.

Segundo Silva *et al.* (1996), o embasamento Pré-Espinhaço é representado pelo Complexo Metamórfico-Migmatítico, constituído por biotita-hornblenda gnaiss, com apatita e granada como acessórios, quase sempre bandados, com lentes de quartzitos e metamorfizados na fácies anfibolito. O contato entre o Complexo Metamórfico e o Supergrupo Espinhaço ocorre quando há um metaconglomerado basal (evidência de uma discordância erosiva) que grada para leptitos. Os pegmatitos se encaixam não só no biotita-hornblenda gnaiss como também em rochas da

sequência metassedimentar inferior do Supergrupo Espinhaço, principalmente nas fácies mais xistosas (feldspato-mica xisto e sillimanita quartzitos). Os elementos químicos berílio, nióbio, tântalo, urânio, tório, lítio, estanho e bismuto fazem parte da metalogenia dos pegmatitos de Itambé. Pedrosa-Soares *et al.* (2011) sugerem que os pegmatitos da PPOB possuem origem que podem se relacionar a processos de diferenciação magmática de fundidos graníticos do fim do ciclo Brasileiro ou produto de anatexia do embasamento Arqueano e/ou Paleoproterozoico.

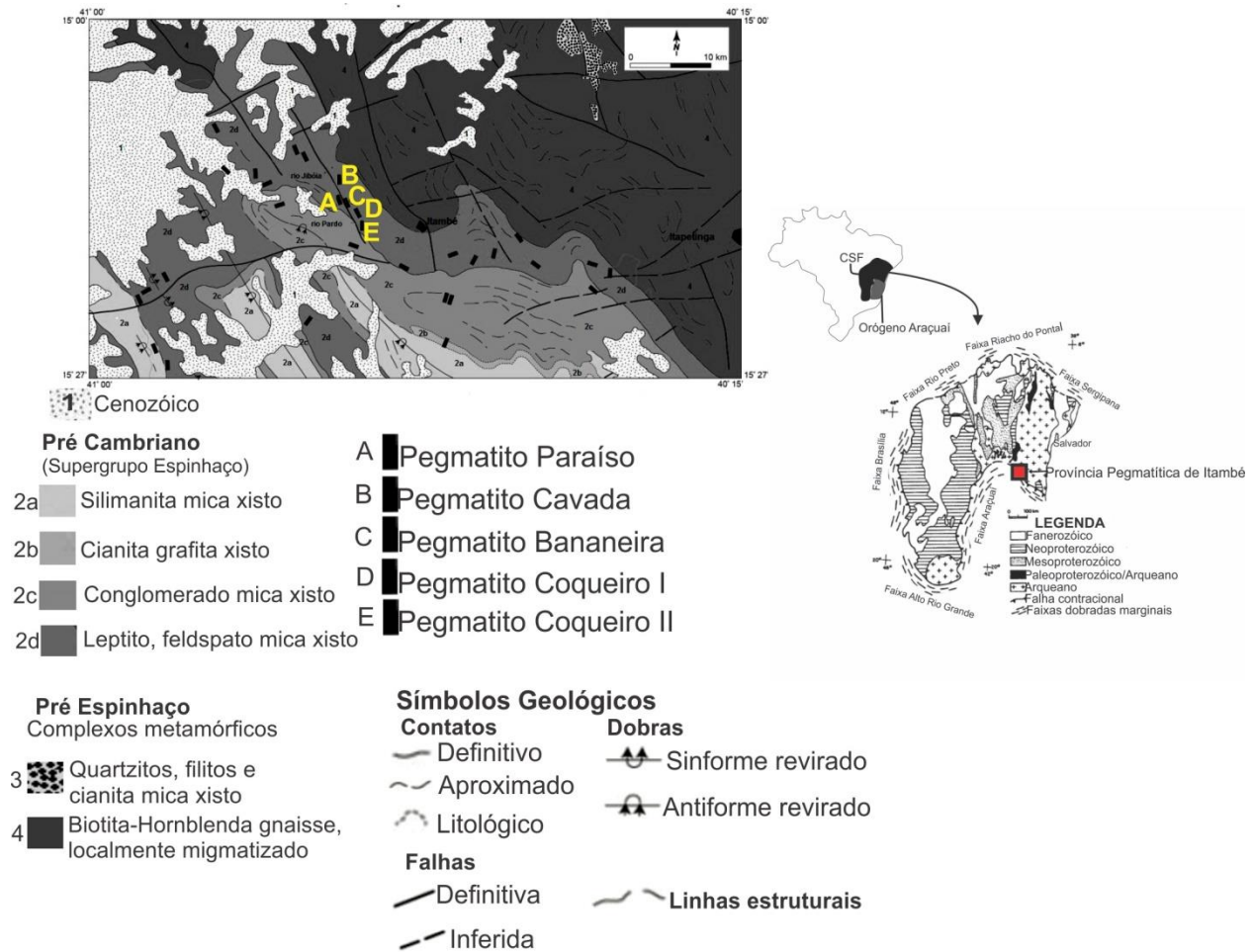


Figura 4. Localização do distrito pegmatítico de Itambé em relação ao Orógeno Araçuaí e o cráton São Francisco (CSF). No mapa estão inseridos as amostras coletadas (A) pegmatito Paraíso, (B) pegmatito Cavada, (C) pegmatito Bananeira, (D) pegmatito Coqueiro I e (E) pegmatito Coqueiro II. Modificado de Gonçalves *et al.* (2016).

Os pegmatitos dessa região têm um conteúdo mineralógico de natureza granítica com quartzo, feldspatos e micas como minerais essenciais além de berilo, columbita, granada e monazita como acessórios (Silva *et al.*, 1996). Distinguem-se na região de Itambé pegmatitos

homogêneos e heterogêneos conforme o grau de diferenciação da estrutura interna. No trabalho de Johnston (1945), as zonas estruturais dos pegmatitos heterogêneos são caracterizadas como:

Zona I: Corresponde à parte externa do pegmatito, caracterizada pelo desenvolvimento de mica no contato com a rocha encaixante.

Zona II: caracterizada por igual quantidade de quartzo e feldspato com textura gráfica e associam-se com micas.

Zona III: definida pelo desenvolvimento de grandes cristais de feldspato, enquanto quartzo e muscovita ocorrem em pequenas quantidades. Essa é a zona em que há maior ocorrência de fosfatos.

Zona IV: Corresponde ao núcleo do pegmatito, em que o quartzo leitoso, branco e cinza, exerce amplo domínio; o quartzo é estriado. Nessa zona podem ocorrer algum berilo, feldspato e biotita.

Na figura 5 está exposto um exemplo do pegmatito Bananeira (com as zonas diferenciadas) encaixado no biotita-hornblenda gnaiss, o que sugere ser o referido gnaiss a possível rocha fonte dos pegmatitos.

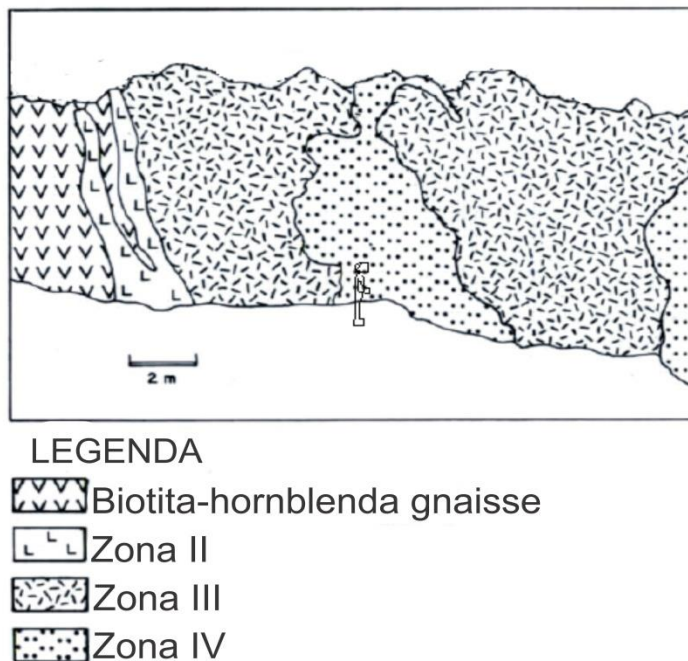


Figura 5. Representação das zonas subdivididas do pegmatito Bananeira e a rocha encaixante biotita-hornblenda gnaiss (Silva *et al.*, 1996).

2.3 AMOSTRAS E MÉTODOS

Cinco cristais de monazita investigados nessa pesquisa foram coletados no material lavrado dos pegmatitos Bananeira, Coqueiro I, Coqueiro II, Cavada e Paraíso, situados no vale dos rios Pardo e Jibóia, no interior do Distrito Pegmatítico de Itambé no sul da Bahia.

Os cristais foram montados em blocos de resina, submetidos ao desbaste e polimento até se obter uma superfície com qualidade adequada para imageamento por elétrons retroespalhados e para as análises quantitativas na microsonda eletrônica.

As imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de monazita foram obtidas no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais (CM/UFMG), em uma microsonda JEOL, modelo JXA-8900, além disso as composições químicas dos mesmos foram obtidas através de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS). Para cada grão selecionado foram analisados oito pontos a fim de se ter uma média. Os parâmetros e padrões analíticos empregados nas análises pontuais quantitativas por WDS, encontram-se na tabela 1 e correspondem à coleção Ian Steele (YAG, apatita e thorita), à coleção Astimex (monazita e crocoita) e padrões ortofosfatos de terras-raras foram doados pelo Smithsonian Institution (Garcia, 2001, Jarosewich, 2002). O modelo utilizado para corrigir os efeitos de matriz em função das diferenças nas composições das amostras e do padrão, descrito em Toya *et al.* (1984), leva em conta os fatores ZAF.

Sobreposições de picos de raios-X entre Y e Pb não precisaram ser corrigidas por não ter havido medição na linha de raios-X correspondente à intensidade M alfa do chumbo (Pb M α) mas apenas em sua linha M beta (Pb M β). Entretanto, para se evitar erros nas idades obtidas, a interferência da linha de raios-X correspondente à intensidade M gama do tório (Th M γ) sobre a linha M beta do urânio (U M β) medido precisou ser corrigida, seguindo Scherrer *et al.* (2000) em adaptação às condições do CM/UFMG, da seguinte maneira de acordo com a Equação 1.

O cálculo das idades químicas U-Th-Pb e dos erros associados foi realizado com o auxílio do software EPMA Dating de Pommier *et al.* (2004), utilizando-se a relação da Equação 2.

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

$$U_c = U_m - 0.006365Th_m \quad (\text{Equação 1})$$

$$Pb_m = \left[Th_m (e^{\lambda_{232}t} - 1) \frac{M_{208}}{M_{232}} \right] + \left[U_c (e^{\lambda_{238}t} - 1) \frac{M_{206}}{M_{238}} 0.9928 \right] + \left[U_c (e^{\lambda_{235}t} - 1) \frac{M_{207}}{M_{235}} 0.0072 \right] \quad (\text{Equação 2})$$

Onde:

- Pb_m , Th_m e U_m são as concentrações medidas, em ppm, obtidas na microsonda.
- U_c corresponde ao urânio corrigido;
- t é a idade em milhões de anos (Ma);
- M_{206} , M_{207} , M_{208} , M_{232} , M_{235} e M_{238} são respectivamente as massas atômicas de ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U ;
- $\lambda_{232} = 0.49475 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$;
- $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$;
- $\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$;
- $\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0.9928$;
- $\frac{^{235}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0.0072$.

Tabela 1. Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em cristais de monazita pela microsonda eletrônica do CM-UFMG (Chaves *et al.*, 2013). LiF = lithium fluoride; PET = pentaerythritol; TAP = thallium acid phthallate.

Método = WDS (wavelength dispersive spectroscopy)					
Tensão de aceleração = 25kv					
Intensidade da corrente = 50nA					
Diâmetro do feixe de elétrons = 2 micrômetros					
			Tempo de contagem (s)		
Elemento	Raio-X	Cristal	Pico	Background	Padrão Analítico
Y	La	TAP	20.0	10.0	YAG (Yttrium Aluminium Garnet)
Dy	Lb	LiF	20.0	10.0	DyPO ₄
P	Ka	PETJ	10.0	5.0	monazita
Si	Ka	TAP	10.0	5.0	ThSiO ₄ (thorita sintética)
Gd	Lb	LiF	20.0	10.0	GdPO ₄
Pb	Mb	PETJ	200.0	100.0	crocoita
Th	Ma	PETJ	20.0	10.0	ThSiO ₄
Sm	Lb	LiF	20.0	10.0	REE ₂ O ₃
U	Mb	PETJ	150.0	75.0	UO ₂ (sintético)
Ca	Ka	PETJ	10.0	5.0	Ca ₂ P ₂ O ₇ (apatita sintética)
Nd	Lb	LiF	20.0	10.0	NdPO ₄
La	La	PETJ	10.0	5.0	monazita
Pr	Lb	LiF	20.0	10.0	PrPO ₄
Ce	La	LiF	10.0	5.0	monazita

2.4 RESULTADOS

Na tabela 2 estão apresentados os resultados das análises químicas dos cristais de monazita estudados neste trabalho, cujas imagens de elétrons retroespalhados obtidas na microsonda eletrônica (fig. 6) confirmam a homogeneidade composicional dos cristais. Foram analisados oito pontos em cada amostra e calculada a média de cada cristal a fim de se obter uma maior confiabilidade estatística.

Tabela 2: Microanálises químicas dos cristais de monazita investigados e suas respectivas médias obtidas em microsonda eletrônica. Dados de % em massa.

Monazitas	Análise	P ₂ O ₅	SiO ₂	ThO ₂	UO ₂	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	PbO	CaO	Total
Pegmatito Paraíso	A	27.40	1.60	7.93	0.23	12.79	31.66	3.17	10.65	2.72	0.94	0.18	0.80	0.18	0.44	100.70
	B	26.92	1.61	8.06	0.22	12.59	31.26	3.13	10.70	2.55	0.97	0.24	0.75	0.18	0.42	99.61
	C	27.51	1.68	8.12	0.23	12.53	31.56	3.08	10.66	2.68	0.94	0.27	0.78	0.18	0.44	100.65
	D	27.53	1.72	8.00	0.20	12.79	31.35	3.26	11.08	2.72	0.99	0.32	0.81	0.18	0.44	101.38
	E	27.44	1.65	8.07	0.25	12.78	31.76	3.13	10.68	2.70	1.02	0.28	0.74	0.18	0.45	101.12
	F	27.00	1.61	8.08	0.23	12.76	31.63	3.31	10.06	2.78	0.87	0.35	0.72	0.18	0.44	100.00
	G	27.63	1.66	8.07	0.25	12.71	31.83	3.23	10.68	2.74	1.10	0.32	0.74	0.18	0.43	101.55
	H	27.50	1.69	8.02	0.20	12.79	32.05	3.25	10.86	2.61	1.06	0.22	0.85	0.17	0.43	101.71
	Média	27.37	1.65	8.04	0.23	12.72	31.64	3.19	10.67	2.69	0.99	0.27	0.77	0.18	0.44	100.84
Pegmatito Bananeira	A	28.80	0.86	7.02	0.45	9.96	28.31	3.18	11.27	5.41	2.64	0.51	1.59	0.18	0.89	101.08
	B	28.69	0.91	7.06	0.42	9.83	28.46	3.36	11.29	5.44	2.59	0.64	1.57	0.18	0.90	101.35
	C	28.50	0.95	6.94	0.45	9.99	28.18	3.13	11.65	5.24	2.55	0.62	1.53	0.18	0.93	100.83
	D	28.06	1.02	7.03	0.44	9.84	28.24	3.21	11.53	5.59	2.73	0.54	1.59	0.18	0.90	100.88
	E	28.54	0.92	7.06	0.45	10.02	28.35	3.20	10.78	5.48	2.53	0.52	1.57	0.18	0.94	100.53
	F	28.40	1.01	7.02	0.45	9.96	28.93	3.10	10.60	5.50	2.64	0.47	1.55	0.17	0.91	100.70
	G	28.67	0.94	7.10	0.48	9.99	28.10	3.34	11.27	5.37	2.64	0.56	1.56	0.18	0.92	101.12
	H	28.86	0.87	7.07	0.46	9.91	28.35	3.28	11.26	5.59	2.58	0.54	1.56	0.18	0.94	101.47
	Média	28.56	0.94	7.04	0.45	9.94	28.37	3.23	11.21	5.45	2.61	0.55	1.56	0.18	0.92	101.00
Pegmatito Cavada	A	28.52	0.94	11.04	0.66	7.75	22.82	2.59	8.96	8.42	5.21	1.15	1.63	0.28	1.83	101.78
	B	28.35	1.00	10.79	0.62	7.58	22.57	2.71	9.14	8.40	5.17	1.15	1.54	0.28	1.80	101.10
	C	27.93	0.86	10.87	0.62	7.57	22.96	2.67	8.40	8.78	5.16	1.22	1.53	0.26	1.85	100.67
	D	28.45	0.88	10.82	0.64	7.55	22.52	2.60	8.92	8.55	5.31	1.21	1.63	0.28	1.84	101.19
	E	28.72	0.88	10.88	0.63	7.68	22.03	2.78	9.00	8.53	5.26	1.26	1.50	0.26	1.81	101.22
	F	28.66	0.90	11.00	0.63	7.63	21.92	2.77	8.97	8.60	5.02	1.14	1.48	0.28	1.87	100.86
	G	28.33	1.06	10.70	0.63	7.53	22.65	2.61	9.06	8.55	5.11	1.05	1.56	0.27	1.80	100.89
	H	28.43	1.07	10.94	0.61	7.61	21.85	2.78	8.58	8.61	4.93	1.27	1.52	0.28	1.84	100.34
	Média	28.20	0.95	10.88	0.63	7.61	22.41	2.69	8.88	8.56	5.15	1.18	1.55	0.27	1.83	101.01
Pegmatito Coqueiro I	A	28.00	1.09	6.68	0.34	11.77	30.39	3.36	10.79	4.19	1.54	0.40	0.43	0.16	0.68	99.84
	B	27.85	1.20	6.78	0.32	11.88	31.00	3.30	10.82	4.09	1.37	0.36	0.37	0.17	0.67	100.18
	C	28.26	0.96	6.49	0.32	11.96	31.84	3.32	11.29	4.21	1.41	0.36	0.42	0.16	0.69	101.70
	D	28.30	1.14	6.97	0.36	11.71	30.20	3.33	11.35	4.37	1.65	0.41	0.41	0.17	0.70	101.05
	E	28.09	1.18	6.95	0.33	11.64	31.18	3.53	10.74	4.07	1.50	0.38	0.39	0.16	0.71	100.85
	F	28.26	1.09	6.87	0.33	11.80	31.20	3.36	11.24	3.87	1.50	0.34	0.36	0.17	0.70	101.09
	G	28.36	0.98	6.48	0.32	11.96	31.57	3.47	10.86	3.93	1.48	0.29	0.39	0.16	0.67	100.93
	H	28.14	1.01	6.57	0.33	11.90	31.42	3.33	10.69	4.06	1.48	0.35	0.34	0.16	0.69	100.45
	Média	28.16	1.08	6.72	0.33	11.83	31.10	3.38	10.97	4.10	1.49	0.36	0.39	0.16	0.69	100.76
Pegmatito Coqueiro II	A	27.34	1.39	8.56	0.43	11.65	29.89	3.18	10.38	3.95	1.60	0.31	0.39	0.21	0.92	100.20
	B	28.03	1.40	8.44	0.42	11.85	29.56	3.14	10.39	4.07	1.50	0.51	0.44	0.20	0.92	100.87
	C	27.60	1.16	7.64	0.38	11.45	30.18	3.30	10.67	4.24	1.57	0.49	0.43	0.18	0.89	100.19
	D	27.26	1.37	8.63	0.43	11.69	29.74	3.05	10.50	3.98	1.54	0.44	0.39	0.20	0.93	100.15
	E	27.66	1.40	8.60	0.44	11.79	29.95	3.07	10.70	3.69	1.55	0.37	0.40	0.22	0.92	100.76
	F	27.75	1.42	8.51	0.45	11.79	30.15	3.02	9.97	4.06	1.63	0.53	0.38	0.22	0.92	100.81
	G	28.01	1.37	8.45	0.46	11.83	29.92	3.16	10.13	4.01	1.49	0.43	0.36	0.21	0.93	100.75
	H	27.45	1.41	8.49	0.44	11.82	30.36	3.20	10.16	3.97	1.48	0.43	0.37	0.22	0.94	100.74
	Média	27.64	1.37	8.42	0.43	11.73	29.97	3.14	10.36	4.00	1.54	0.44	0.40	0.21	0.92	100.56

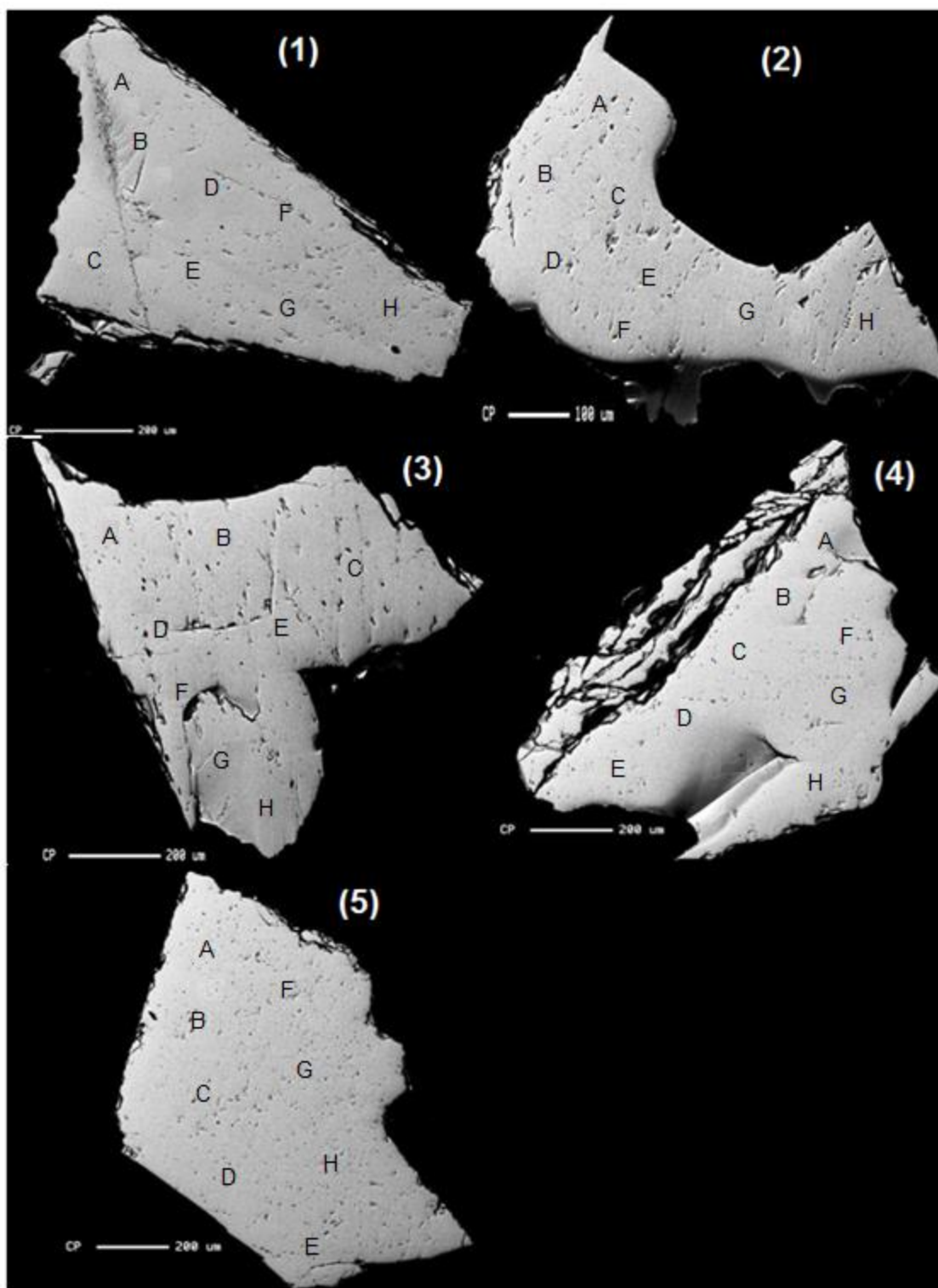


Figura 6. Imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de monazita homogêneos e os oito pontos (A-H) analisados em cada cristal por microsonda eletrônica. Os pegmatitos aos quais os cristais pertencem são (1) Coqueiro II, (2) Coqueiro I, (3) Cavada, (4) Paraíso e (5) Bananeira.

As cinco amostras de monazitas analisadas dos pegmatitos possuem composições químicas similares. A fração dos membros ternários do sistema cheralita $[\text{Ca,Th}(\text{PO}_4)_2]$, huttonita $[\text{2ThSiO}_4]$ e monazita $[\text{2REE}(\text{PO}_4)]$ foram calculadas baseadas no trabalho de Linthout (2007) e lançadas no diagrama ternário (Fig. 7). Nota-se que todos os pontos, como esperado, projetam-se no campo da monazita. Todos os cristais possuem altos teores de Ce_2O_3 (28.37-31.64 wt%), exceto a amostra do pegmatito de Cavada (22.41 wt%). Para CaO, a lógica se inverte, pois, há mais altas concentrações no pegmatito de Cavada (1,83 wt%) enquanto os outros são mais baixas (0.44-0.92 wt%), o que revela uma leve tendência cheralítica para a monazita Cavada. Em função dos altos teores de Cério, essas amostras de monazita são do tipo monazita-Ce.

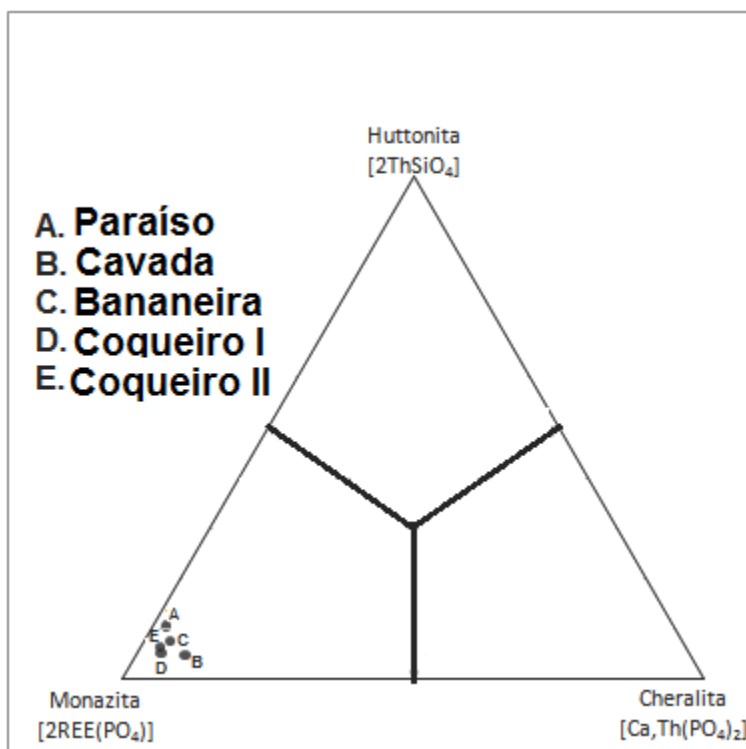


Figura 7. Diagrama ternário do sistema cheralita $[\text{Ca,Th}(\text{PO}_4)_2]$, huttonita $[\text{2ThSiO}_4]$ e monazita $[\text{2REE}(\text{PO}_4)]$ (Linthout, 2007) com o lançamento de cada cristal de monazita.

Na tabela 3 são expostas as idades relativas aos oito pontos analisados. Na figura 7 encontram-se os gráficos gerados pelo software Isoplot com a média das idades dos pontos amostrados. A fim de encontrar uma idade média para o distrito pegmatítico de Itambé, está apresentada a média de todas as idades calculadas (Fig. 8).

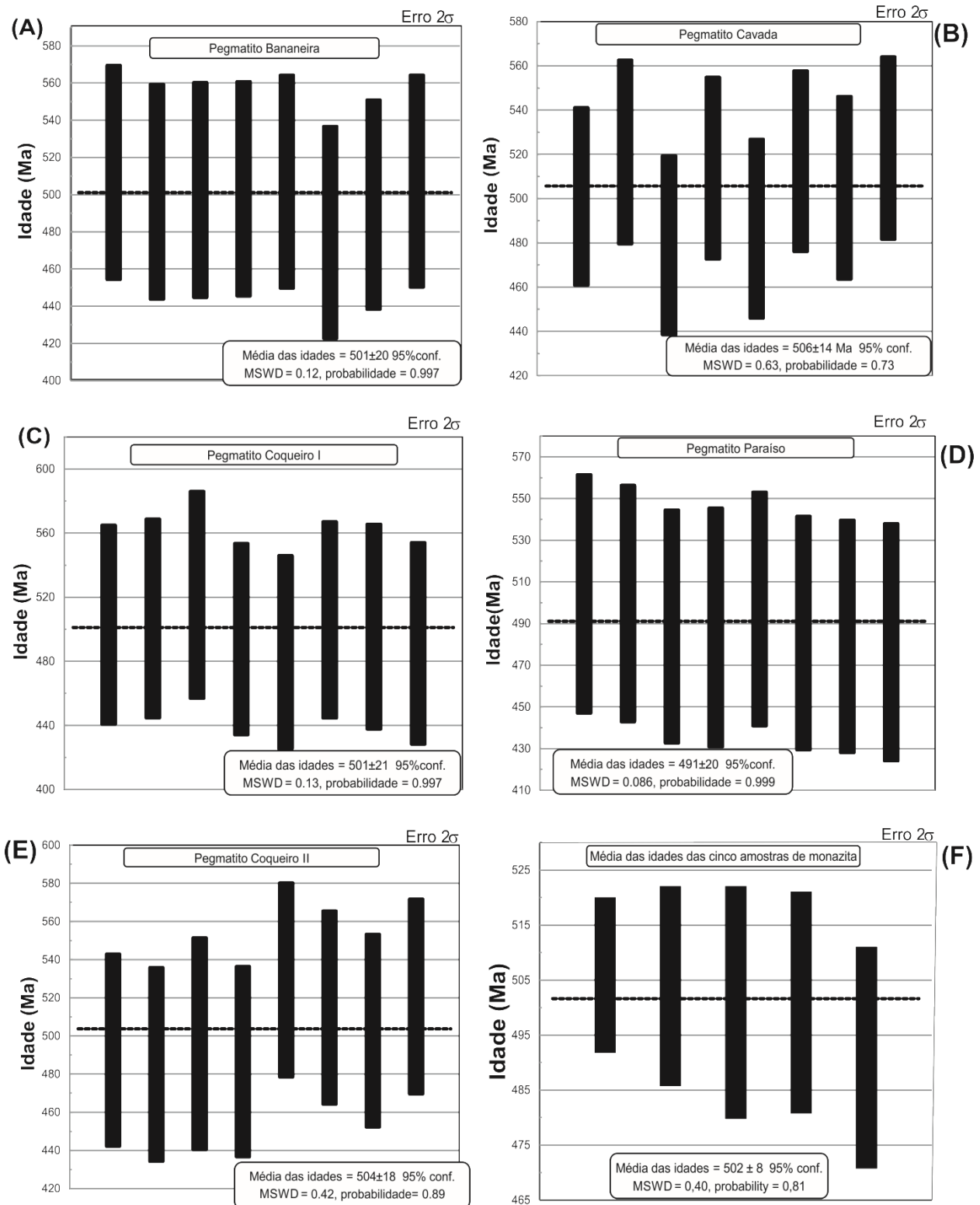


Figura 8. Média das idades químicas U-Th-Pb (método não isotópico) dos cristais de monazita dos cinco diferentes pegmatitos de Itambé-BA, nos gráficos de (A) à (E). O gráfico (F) apresenta a média das idades de todos os cristais.

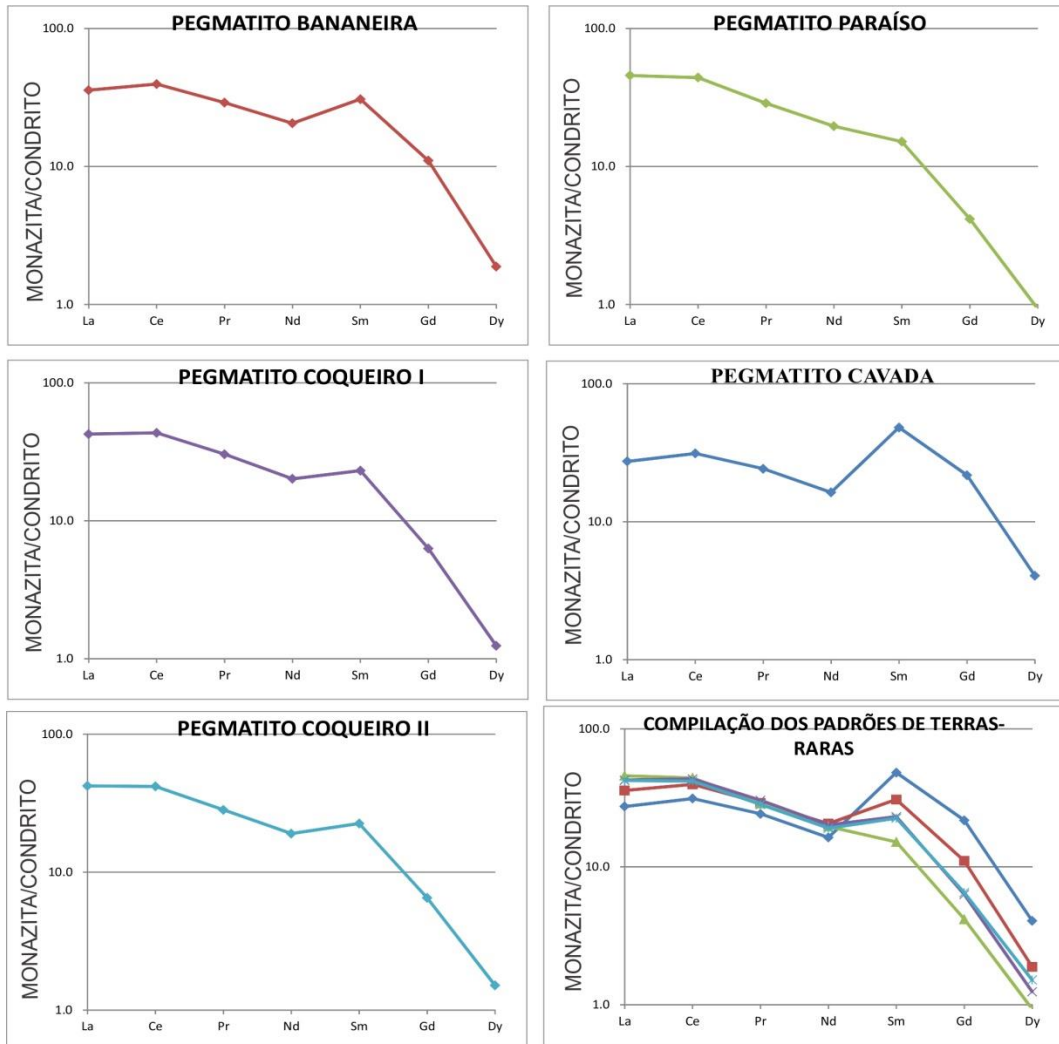
Tabela 3: Microanálises químicas dos cristais de monazita investigados e suas respectivas médias obtidas em microsonda eletrônica. Dados de % em massa.

Monazitas	Análise	P ₂ O ₅	SiO ₂	ThO ₂	UO ₂	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	PbO	CaO	Total
Pegmatito Paraíso	A	27.40	1.60	7.93	0.23	12.79	31.66	3.17	10.65	2.72	0.94	0.18	0.80	0.18	0.44	100.70
	B	26.92	1.61	8.06	0.22	12.59	31.26	3.13	10.70	2.55	0.97	0.24	0.75	0.18	0.42	99.61
	C	27.51	1.68	8.12	0.23	12.53	31.56	3.08	10.66	2.68	0.94	0.27	0.78	0.18	0.44	100.65
	D	27.53	1.72	8.00	0.20	12.79	31.35	3.26	11.08	2.72	0.99	0.32	0.81	0.18	0.44	101.38
	E	27.44	1.65	8.07	0.25	12.78	31.76	3.13	10.68	2.70	1.02	0.28	0.74	0.18	0.45	101.12
	F	27.00	1.61	8.08	0.23	12.76	31.63	3.31	10.06	2.78	0.87	0.35	0.72	0.18	0.44	100.00
	G	27.63	1.66	8.07	0.25	12.71	31.83	3.23	10.68	2.74	1.10	0.32	0.74	0.18	0.43	101.55
	H	27.50	1.69	8.02	0.20	12.79	32.05	3.25	10.86	2.61	1.06	0.22	0.85	0.17	0.43	101.71
	Média	27.37	1.65	8.04	0.23	12.72	31.64	3.19	10.67	2.69	0.99	0.27	0.77	0.18	0.44	100.84
Pegmatito Bananeira	A	28.80	0.86	7.02	0.45	9.96	28.31	3.18	11.27	5.41	2.64	0.51	1.59	0.18	0.89	101.08
	B	28.69	0.91	7.06	0.42	9.83	28.46	3.36	11.29	5.44	2.59	0.64	1.57	0.18	0.90	101.35
	C	28.50	0.95	6.94	0.45	9.99	28.18	3.13	11.65	5.24	2.55	0.62	1.53	0.18	0.93	100.83
	D	28.06	1.02	7.03	0.44	9.84	28.24	3.21	11.53	5.59	2.73	0.54	1.59	0.18	0.90	100.88
	E	28.54	0.92	7.06	0.45	10.02	28.35	3.20	10.78	5.48	2.53	0.52	1.57	0.18	0.94	100.53
	F	28.40	1.01	7.02	0.45	9.96	28.93	3.10	10.60	5.50	2.64	0.47	1.55	0.17	0.91	100.70
	G	28.67	0.94	7.10	0.48	9.99	28.10	3.34	11.27	5.37	2.64	0.56	1.56	0.18	0.92	101.12
	H	28.86	0.87	7.07	0.46	9.91	28.35	3.28	11.26	5.59	2.58	0.54	1.56	0.18	0.94	101.47
	Média	28.56	0.94	7.04	0.45	9.94	28.37	3.23	11.21	5.45	2.61	0.55	1.56	0.18	0.92	101.00
Pegmatito Cavada	A	28.52	0.94	11.04	0.66	7.75	22.82	2.59	8.96	8.42	5.21	1.15	1.63	0.28	1.83	101.78
	B	28.35	1.00	10.79	0.62	7.58	22.57	2.71	9.14	8.40	5.17	1.15	1.54	0.28	1.80	101.10
	C	27.93	0.86	10.87	0.62	7.57	22.96	2.67	8.40	8.78	5.16	1.22	1.53	0.26	1.85	100.67
	D	28.45	0.88	10.82	0.64	7.55	22.52	2.60	8.92	8.55	5.31	1.21	1.63	0.28	1.84	101.19
	E	28.72	0.88	10.88	0.63	7.68	22.03	2.78	9.00	8.53	5.26	1.26	1.50	0.26	1.81	101.22
	F	28.66	0.90	11.00	0.63	7.63	21.92	2.77	8.97	8.60	5.02	1.14	1.48	0.28	1.87	100.86
	G	28.33	1.06	10.70	0.63	7.53	22.65	2.61	9.06	8.55	5.11	1.05	1.56	0.27	1.80	100.89
	H	28.43	1.07	10.94	0.61	7.61	21.85	2.78	8.58	8.61	4.93	1.27	1.52	0.28	1.84	100.34
	Média	28.20	0.95	10.88	0.63	7.61	22.41	2.69	8.88	8.56	5.15	1.18	1.55	0.27	1.83	101.01
Pegmatito Coqueiro I	A	28.00	1.09	6.68	0.34	11.77	30.39	3.36	10.79	4.19	1.54	0.40	0.43	0.16	0.68	99.84
	B	27.85	1.20	6.78	0.32	11.88	31.00	3.30	10.82	4.09	1.37	0.36	0.37	0.17	0.67	100.18
	C	28.26	0.96	6.49	0.32	11.96	31.84	3.32	11.29	4.21	1.41	0.36	0.42	0.16	0.69	101.70
	D	28.30	1.14	6.97	0.36	11.71	30.20	3.33	11.35	4.37	1.65	0.41	0.41	0.17	0.70	101.05
	E	28.09	1.18	6.95	0.33	11.64	31.18	3.53	10.74	4.07	1.50	0.38	0.39	0.16	0.71	100.85
	F	28.26	1.09	6.87	0.33	11.80	31.20	3.36	11.24	3.87	1.50	0.34	0.36	0.17	0.70	101.09
	G	28.36	0.98	6.48	0.32	11.96	31.57	3.47	10.86	3.93	1.48	0.29	0.39	0.16	0.67	100.93
	H	28.14	1.01	6.57	0.33	11.90	31.42	3.33	10.69	4.06	1.48	0.35	0.34	0.16	0.69	100.45
	Média	28.16	1.08	6.72	0.33	11.83	31.10	3.38	10.97	4.10	1.49	0.36	0.39	0.16	0.69	100.76
Pegmatito Coqueiro II	A	27.34	1.39	8.56	0.43	11.65	29.89	3.18	10.38	3.95	1.60	0.31	0.39	0.21	0.92	100.20
	B	28.03	1.40	8.44	0.42	11.85	29.56	3.14	10.39	4.07	1.50	0.51	0.44	0.20	0.92	100.87
	C	27.60	1.16	7.64	0.38	11.45	30.18	3.30	10.67	4.24	1.57	0.49	0.43	0.18	0.89	100.19
	D	27.26	1.37	8.63	0.43	11.69	29.74	3.05	10.50	3.98	1.54	0.44	0.39	0.20	0.93	100.15
	E	27.66	1.40	8.60	0.44	11.79	29.95	3.07	10.70	3.69	1.55	0.37	0.40	0.22	0.92	100.76
	F	27.75	1.42	8.51	0.45	11.79	30.15	3.02	9.97	4.06	1.63	0.53	0.38	0.22	0.92	100.81
	G	28.01	1.37	8.45	0.46	11.83	29.92	3.16	10.13	4.01	1.49	0.43	0.36	0.21	0.93	100.75
	H	27.45	1.41	8.49	0.44	11.82	30.36	3.20	10.16	3.97	1.48	0.43	0.37	0.22	0.94	100.74
	Média	27.64	1.37	8.42	0.43	11.73	29.97	3.14	10.36	4.00	1.54	0.44	0.40	0.21	0.92	100.56

Tabela 4. Idades químicas (não-isotópicas) U-Th-Pb dos cristais de monazita em cada ponto estudado. MPb é a massa média do chumbo obtida segundo metodologia em Pommier *et al.*(2004).

Monazitas	Análise Pontual	Idade Ma	Erro Ma	U ppm	Erro U%	Th ppm	Erro Th%	Pb ppm	Erro Pb%	MPb
Pegmatito Paraíso	A	504	57	1619	9.26	69706	2.00	1699	8.83	207.83
	B	500	57	1479	10.14	70866	2.00	1699	8.83	207.85
	C	489	56	1600	9.38	71359	2.00	1680	8.93	207.84
	D	488	57	1298	11.56	70295	2.00	1634	9.18	207.86
	E	497	56	1708	8.78	70937	2.00	1708	8.78	207.83
	F	486	56	1611	9.31	70972	2.00	1662	9.03	207.84
	G	484	56	1708	8.78	70910	2.00	1662	9.03	207.83
	H	481	57	1332	11.26	70445	2.00	1615	9.29	207.86
Pegmatito Bananeira	A	512	57	3592	4.18	61709	2.00	1690	8.88	207.66
	B	502	58	3343	4.49	62017	2.00	1643	9.13	207.68
	C	503	58	3605	4.16	61015	2.00	1643	9.13	207.66
	D	503	58	3468	4.33	61780	2.00	1652	9.08	207.67
	E	507	57	3589	4.18	62043	2.00	1680	8.93	207.66
	F	480	57	3539	4.24	61727	2.00	1578	9.51	207.67
	G	495	56	3799	3.95	62395	2.00	1662	9.03	207.65
	H	507	57	3677	4.08	62122	2.00	1690	8.88	207.66
Pegmatito Cavada	A	501	40	5156	2.91	97020	2.00	2562	5.85	207.68
	B	521	41	4835	3.10	94796	2.00	2590	5.79	207.69
	C	479	40	4875	3.08	95499	2.00	2395	6.26	207.69
	D	514	41	4992	3.00	95077	2.00	2571	5.83	207.69
	E	487	40	4963	3.02	95587	2.00	2441	6.14	207.69
	F	517	41	4903	3.06	96677	2.00	2618	5.73	207.70
	G	505	41	4929	3.04	93996	2.00	2497	6.01	207.69
	H	523	41	4801	3.12	96106	2.00	2627	5.71	207.70
Pegmatito Coqueiro I	A	503	62	2659	5.64	58704	2.00	1522	9.85	207.72
	B	507	62	2468	6.08	59618	2.00	1541	9.73	207.74
	C	522	64	2414	6.21	57060	2.00	1522	9.85	207.74
	D	494	60	2784	5.39	61217	2.00	1560	9.62	207.72
	E	486	60	2547	5.89	61059	2.00	1513	9.91	207.74
	F	506	61	2525	5.94	60374	2.00	1560	9.62	207.74
	G	502	64	2494	6.02	56937	2.00	1467	10.23	207.73
	H	491	63	2559	5.86	57711	2.00	1457	10.29	207.73
Pegmatito Coqueiro II	A	493	50	3303	4.54	75243	2.00	1903	7.88	207.73
	B	485	51	3257	4.61	74188	2.00	1847	8.12	207.73
	C	496	55	2931	5.12	67105	2.00	1708	8.78	207.73
	D	487	50	3334	4.50	75797	2.00	1894	7.92	207.73
	E	530	51	3371	4.45	75577	2.00	2061	7.28	207.72
	F	515	51	3508	4.28	74795	2.00	1996	7.52	207.71
	G	503	50	3556	4.22	74285	2.00	1940	7.73	207.71
	H	521	51	3377	4.44	74645	2.00	2005	7.48	207.72

Os padrões de terras-raras normalizados pelo condrito (Fig. 9) mostram um enriquecimento em Sm e em todos os cristais, sendo no pegmatito de Cavada a maior anomalia positiva para esse elemento (Sm).



LEGENDA

- ◆ Cavada
- Bananeira
- ▲ Paraíso
- × Coqueiro I
- * Coqueiro II

Figura 9. Distribuição de REE nos cristais de monazita de Itambé-BA, normalizados ao condrito segundo valores de Sun & MacDonough, (1989). A compilação dos padrões de REE é uma apresentação de todas as normalizações juntas.

2.5 DISCUSSÕES E CONCLUSÃO

As imagens de elétrons retroespalhados (Fig. 6), das monazitas investigadas, mostram que seus cristais estão livres de zoneamentos composicionais e apresentam-se homogêneas, reflexo de sua cristalização no contexto pós-colisional do ciclo Brasileiro, após o qual não houve imposição metamórfica sobre os cristais. No trabalho de Gonçalves *et al.* (2016), por meio de datação pelo método isotópico U-Pb, a monazita Bananeira apresentou uma idade de 508 Ma, pelo método de diluição isotópica com ionização termal (ID – TIMS). Em conformidade com essa idade, na atual pesquisa foi encontrada uma idade média dos pegmatitos de 502 Ma através do método não isotópico utilizando-se da datação química U-Th-Pb por microsonda eletrônica (Fig. 8).

O crescimento da monazita é controlado pela concentração de P (fósforo) e REE (elementos terra raras) durante processos de fusão parcial que levam ao surgimento de magmas graníticos. Segundo Bingen *et al.* (1996), a fonte de P é relativa à apatita, que além disso carrega alguns elementos terras-raras (REE), principalmente Ce, e elementos mantélicos como o Th (Tório) e o U (Urânio). Como se vê pela figura 9, foi verificada uma anomalia positiva de Samário (Sm) nas monazitas estudadas. Segundo Figueiredo (1985), Rollinson (1993) e Bingen *et al.* (1996), os principais minerais fonte de Sm são hornblenda e apatita. Dessa forma, infere-se que a origem desses pegmatitos esteja relacionada ao processo de fusão parcial do biotita-hornblenda gnaiss do embasamento do cráton São Francisco, onde os pegmatitos estudados encontram-se encaixados (Fig. 4). O fósforo e REE da apatita, mineral acessório deste gnaiss, e principalmente o Sm de suas hornblendas, teriam sido usados na cristalização da monazita ocorrida durante a formação dos pegmatitos de Itambé-BA.

Em função das idades encontradas para os pegmatitos e de sua ambiência tectônica, sugere-se que no momento do relaxamento das estruturas envolvidas no colapso do Orógeno Araçuaí, a fusão parcial do biotita-hornblenda gnaiss ocorreu sob descompressão adiabática e os elementos mais incompatíveis de seus minerais enriqueceram o magma ácido com P e REE usados na cristalização dessa geração de monazitas pós-colisionais. Segundo Nabelek *et al.* (2010), se um magma saturado em água ascende rapidamente e adiabaticamente sob condição de baixa pressão, ele se tornará superaquecido. Isso torna o fluido magmático menos denso e diminui a taxa de velocidade com que o magma se resfria, o que diminui as nucleações dos minerais. Estes autores

também sugerem que a supersaturação de água que reduz a nucleação, aumenta o crescimento dos cristais. Nesse contexto de colapso do orógeno, há diminuição de pressão e existe também um ambiente rico em fluidos aquosos, originados da desidratação de biotitas e hornblendas do gnaiss paraderivado. Dessa forma, o espaço livre e rico em água então gerado neste processo descompressional permitiu o avolumado crescimento dos minerais durante a formação das rochas pegmatíticas de composição granítica.

O gráfico da figura 10 mostra que o enriquecimento de REE médias (MREE) como o Sm e REE pesadas (HREE) somadas ao Y é maior no pegmatito aparentemente mais antigo (pegmatito Cavada) em relação ao pegmatito aparentemente mais novo (pegmatito Paraíso). Propõe-se que nas fases iniciais do colapso do orógeno, houve um maior grau de fusão parcial do biotita-hornblenda gnaiss, com dissolução da hornblenda e da apatita e granada acessórias que liberaram estes REE médios e pesados para o magma dos pegmatitos. Isto explicaria a anomalia positiva de Sm mais acentuada no pegmatito mais velho. Este grau de fusão teria diminuído à medida que o colapso gravitacional isostaticamente se equilibrava e as monazitas dos pegmatitos mais novos acumulariam maiores concentrações dos elementos mais incompatíveis como os terras-raras leves (LREE).

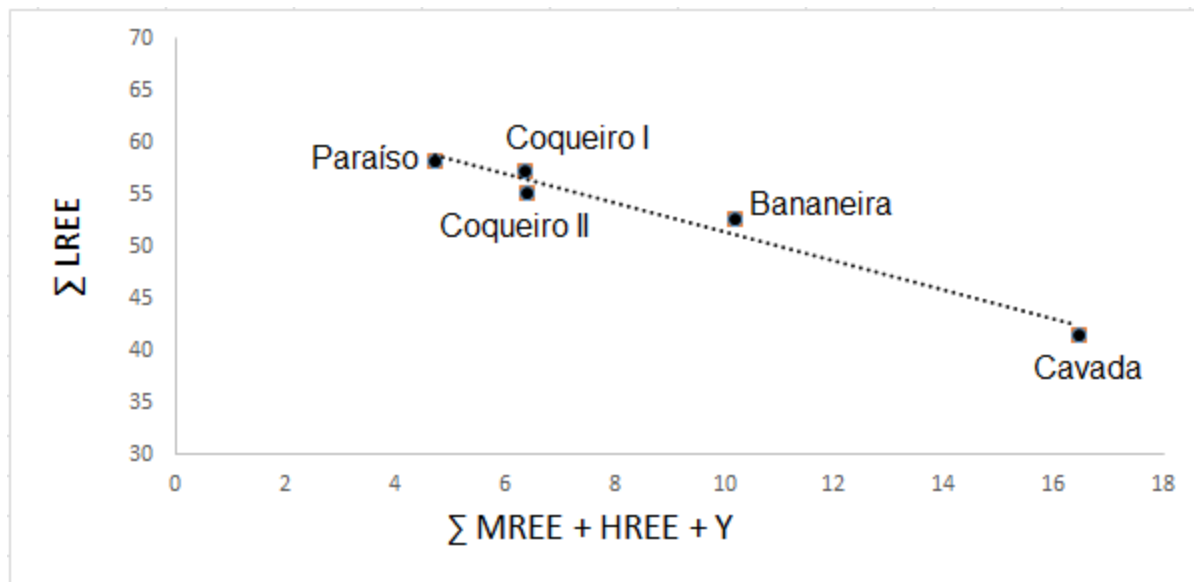


Figura 10. Relação entre os somatórios de elementos de terras-raras leves (LREE) e o somatório de terras-raras médios (MREE), terras-raras pesados (HREE) e ítrio (Y).

Este estudo confirma as observações de Zhu & O'Nions (1999), segundo as quais as variações dos padrões de REE em monazita demonstram que este mineral representa uma

importante ferramenta na discussão de questões petrogenéticas e seus conteúdos de U, Th e Pb, usados em datação química por microsonda eletrônica, permitem que eles sejam usados em estudos geocronológicos de alta precisão.

3. SEGUNDO ARTIGO

ORIGEM E IDADE U-Th-Pb DO DISTRITO PEGMATÍTICO DE SANTA MARIA DE ITABIRA (MG) REVELADAS PELA MONAZITA

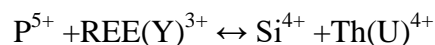
3.1 INTRODUÇÃO

Os estudos referentes a corpos pegmatíticos apresentam grande importância desde as últimas décadas, por se tratarem de rochas fonte da grande maioria dos minerais-gema, minerais industriais e de elementos raros. Os pegmatitos são interpretados como um produto de fracionamento ígneo de fusões graníticas ou se formam por processos anatéticos, a partir da fusão parcial da rocha encaixante (Černý, 1982). A maior parte dos minerais encontrados nos pegmatitos pertence a três classes predominantes: silicatos, fosfatos e óxidos. Além da importância econômica é possível extrair deles informações no que tange à caracterização químico-mineralógica e genética dos corpos pegmatíticos, bem como sua relação, quando existente, com corpos graníticos (Newman, 2009).

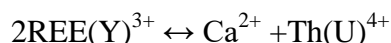
A monazita, um fosfato de elementos terras-raras essencialmente leves (Montel *et al.*, 1996), é um mineral acessório muito comum em pegmatitos e difundido em diversas litologias. Ela representa um geocronômetro que pode preservar idade de cristalização mesmo após uma longa história de sucessivos eventos geológicos, além de constituir um importante indicador petrogenético (Williams *et al.*, 2007).

Esse mineral é portador de Th, U e Pb, este último essencialmente radiogênico derivado do decaimento radioativo dos outros dois elementos. Há 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. Além disso, a difusão volumétrica de Pb na estrutura da monazita é desprezível, isso resulta em uma alta temperatura de fechamento do sistema (>900°C) (Cherniak *et al.* 2004; Gardes *et al.* 2006).

A monazita faz parte da série de solução sólida monazita-huttonita-cheralita (Linthout 2007) e segundo o Manual de Mineralogia de Dana (1986) sua composição química pode ser expressa pela fórmula geral: (Ce, La, Y, Th)PO₄. Deer *et al.* (1992) grafam sua fórmula química como sendo: (Ce, La, Th) PO₄. A huttonita é um nesossilicato de fórmula química [ThSiO₄], isoestrutural da monazita, podendo ser obtida por meio da seguinte substituição (Burt, 1989).



Bea (1996) mostra que a substituição mais comum é referida como cheralítica [Ca,Th(PO₄)₂].



Alguns trabalhos demonstram que a análise por microsonda eletrônica (ME) pode ser um método preciso para a datação da monazita por meio de idades químicas U-Th-Pb (por exemplo, Suzuki & Adachi, 1991, Montel *et al.*, 1996; Cocherie *et al.*, 1998). A idade é determinada pela medição de U, Th e Pb, partindo do princípio de que não há incorporação de chumbo comum durante a cristalização da monazita (Montel *et al.*, 1996, Cocherie *et al.*, 1998).

A utilização da ME permite a obtenção de idades químicas relativamente precisas e com resolução espacial maior em relação a técnicas isotópicas, que são destrutivas e possuem um custo relativamente superior, além da geração de um grande número de análises em curto espaço de tempo. A ME fornece também imagens características de variação de composição dos cristais por elétrons retroespalhados.

A partir de imagens de elétrons retroespalhados de cristais de monazita de três corpos pegmatíticos (Lavra Ponte da Raiz, Lavra Euxenita e Lavra Morro Escuro) do Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira (MG) foi possível observar a homogeneidade desse mineral. Com isso, por meio da microsonda eletrônica, neste artigo foram feitas datações dos pegmatitos a partir de cálculos de idades químicas U-Th-Pb da monazita. A determinação dos padrões de elementos terras-raras (REE) de três amostras desse mineral foi realizada com o intuito de se investigar os processos magmáticos que originaram os pegmatitos de Santa Maria de Itabira no contexto geodinâmico regional do evento pós-colisional Brasileiro.

3.2 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

Os corpos pegmatíticos, alvo dos estudos realizados para esta dissertação, encontram-se inseridos nos domínios da Província Pegmatítica Oriental do Brasil (PPOB) situada na porção oriental do estado de Minas Gerais (Fig. 11), sendo parte integrante da Província Estrutural Mantiqueira. As idades da Província Estrutural Mantiqueira remontam ao Arqueano (U/Pb de 3.130 ± 8 Ma) com retrabalhamento e geração de crosta no Transamazônico (2.200–1.800 Ma) e Brasileiro (700–450 Ma) (Cunningham *et al.*, 1996). De forma geral, a Província Estrutural Mantiqueira se estende desde o sul do estado da Bahia ao Rio Grande do Sul, numa extensão

superior a 2.000 km, bordejando o Cráton São Francisco em suas porções sul e leste. Foi subdividida em duas faixas móveis: Araçuaí e Ribeira, (Almeida *et al.*, 1976 e Almeida, 1977).

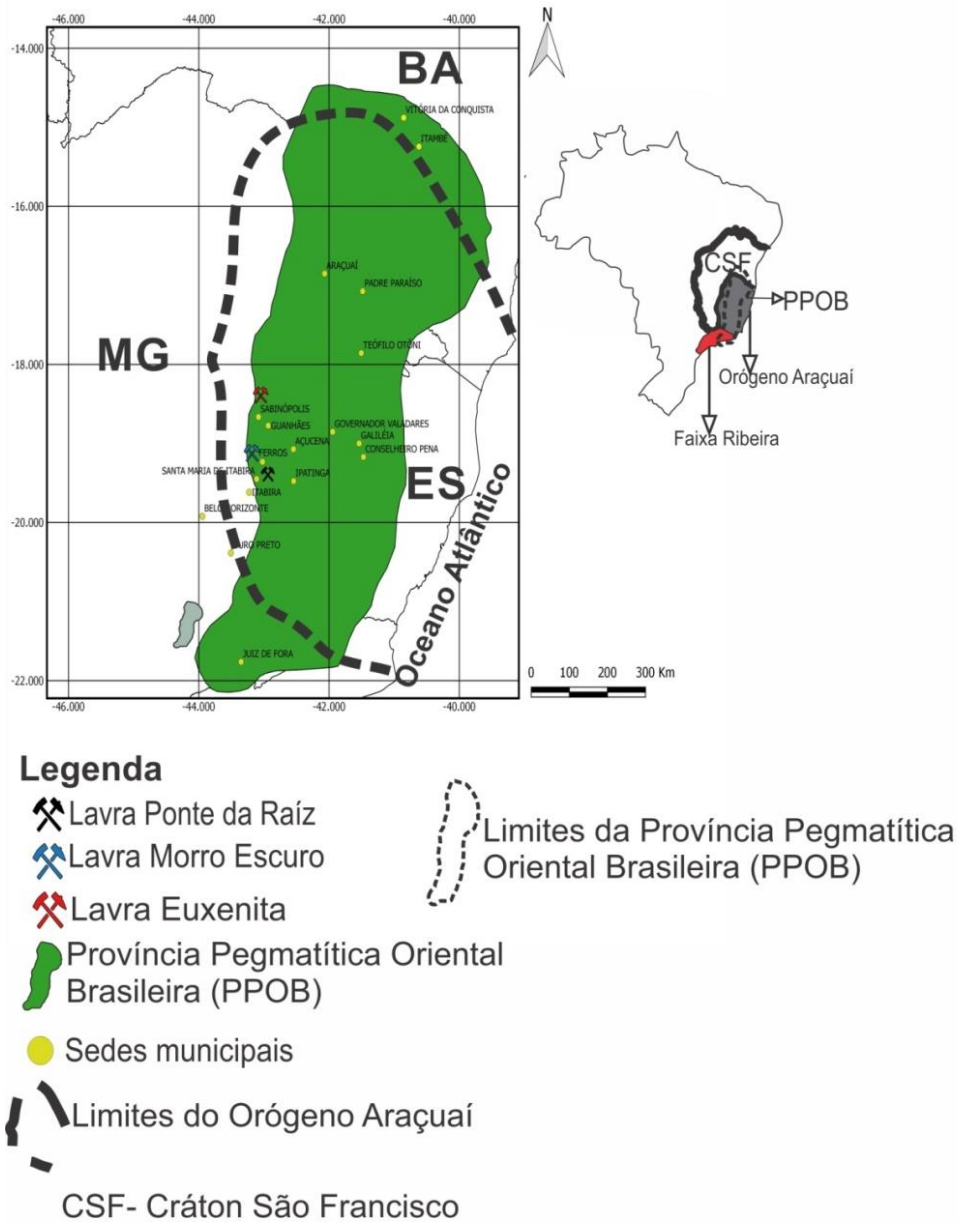


Figura 11. Mapa de localização da Província Pegmatítica Oriental do Brasil reunindo os limites propostos por Paiva (1946), Putzer (1976) e Schobbenhaus *et al.* (1981; 1984) e a localização das lavras dos pegmatitos estudados.

A PPOB engloba inúmeros corpos pegmatíticos, tanto de origem ígnea, cristalizados a partir de magmas graníticos residuais intrusivos, de idade Brasileira (650 a 450Ma), quanto anatética, de mineralogia mais simples e dimensões menores, formados a partir da fusão parcial e mobilização de material félsico (Correia Neves *et al.*, 1986, Bilal *et al.*, 1993 Pedrosa Soares *et al.*, 2011). As principais unidades litoestratigráficas que hospedam os depósitos gemíferos em Minas Gerais são: as Suítes Graníticas G1, G2, G3-I, G3-S, G4 e G5, diretamente associadas à sua origem; as rochas do Grupo Rio Doce, representadas pelas Formações São Tomé, Salinas, Ribeirão da Folha, Capelinha; o Complexo Guanhães, representado por gnaisses e pelas rochas da Formação Serra Negra, que concentram mineralizações ferríferas e metais raros; as rochas dos Supergrupo Rio das Velhas; Supergrupo Minas; Grupo Diamantina e os corpos graníticos da Suíte Borrachudos (Pedrosa Soares *et al.*, 2011).

De acordo com os trabalhos de diversos autores, sintetizados em Correia Neves *et al.* (1986), Marciano (1995), Nalini Jr. (1997), Gandini (1999), Pedrosa Soares *et al.* (2011), os pegmatitos são as unidades litológicas mais jovens das faixas móveis Araçuaí e Ribeira, relacionadas ao estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro (630 Ma a 490 Ma , Pedrosa Soares *et al.*, 2011). Os pegmatitos de Santa Maria de Itabira analisados no trabalho de Marciano (1995) pelo método K/Ar em micas, apresentam idades no intervalo entre 502 Ma a 530 Ma.

Segundo Correia Neves *et al.* (1986) e Pinto *et al.* (2001), a análise dos dados geocronológicos obtidos na PPOB, permite concluir que no fim do Ciclo Brasileiro houve a geração de uma grande quantidade de material pegmatítico. Logo, grande número dos pegmatitos que compõem esta província pertence a uma época metalogenética de idade compatível com o fim deste ciclo.

A PPOB encontra-se dividida, no estado de Minas Gerais, em sete Distritos Pegmatíticos (Araçuaí, Governador Valadares, Ataléia, São José da Safira, Santa Maria de Itabira, Padre Paraíso e Medina – Pedra Azul), que, por sua vez, se subdividem em 21 Campos Pegmatíticos, conforme descrito por Pinto *et al.* (2001). Os pegmatitos estudados nesta dissertação pertencem ao Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira (Campos Pegmatíticos de Ferros – Antônio Dias e Sabinópolis – Guanhães), caracterizados por englobarem pegmatitos muscovíticos e berilíferos, com ausência de turmalina, encaixados nas rochas do Grupo Guanhães (Pedrosa Soares *et al.*, 2011). As rochas do Grupo Guanhães são representadas por gnaisses e migmatitos grosseiramente bandados, com granulometria variando de média a grossa. São caracterizadas

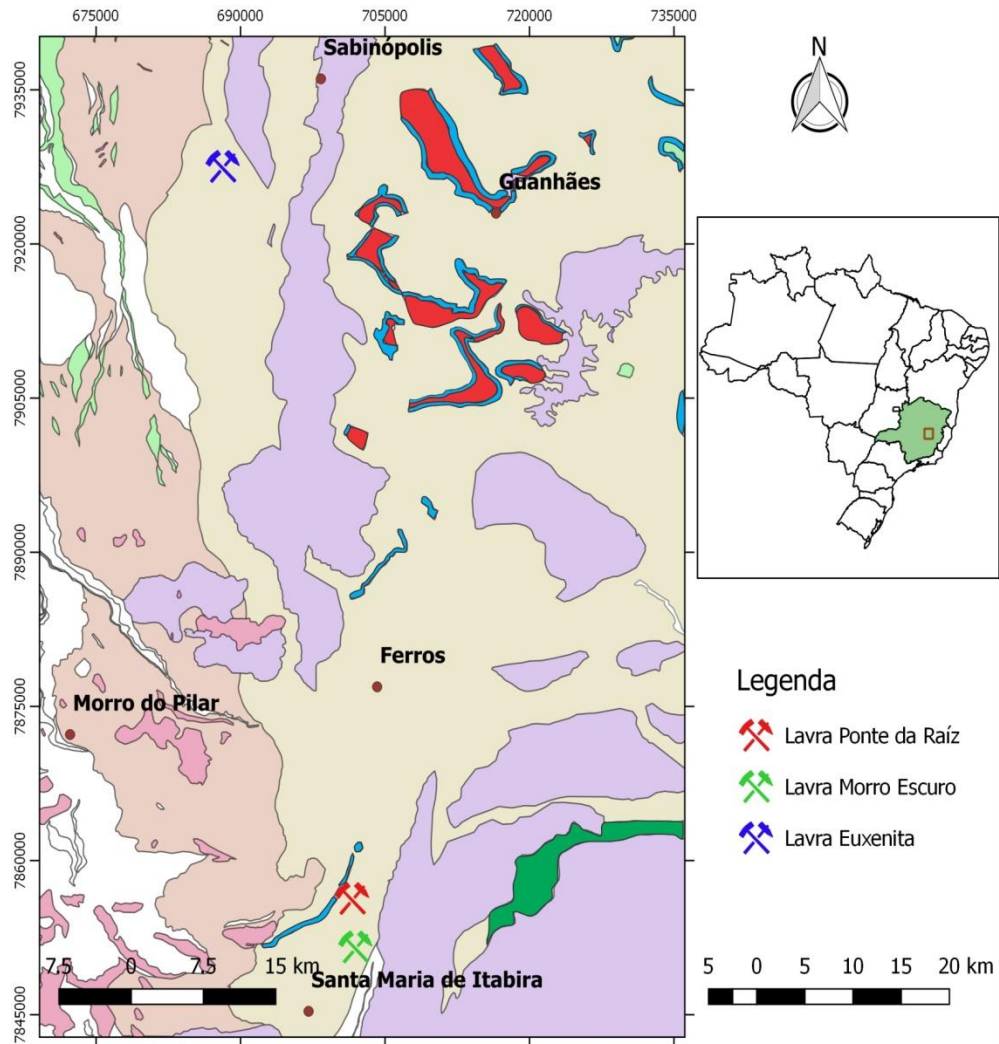
pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos, de coloração rosada e espessura variando de centimétrica a métrica, com níveis ricos em anfibólio e biotita, de espessura centimétrica, correspondentes prováveis a antigos corpos máficos. Em algumas regiões, essas rochas apresentam-se bem heterogêneas quanto aos aspectos texturais e composicionais, com elevado grau de alteração (Marciano 1995 e Grossi Sad *et al.*, 1997).

O Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira foi inicialmente descrito por Marciano (1995), Bilal *et al.* (1993) e Bilal *et al.* (1995) e localiza-se na porção ocidental da PPOB, segundo uma faixa N-S que vai de Serra Azul a Rio Piracicaba, em Minas Gerais. Compreende pegmatitos zonados e simples, cujas dimensões variam de 50 a 100 metros de comprimento e 5 a 10 metros de espessura média (Marciano *et al.*, 1994) e são ricos em minerais industriais (Bilal *et al.*, 1995). Os corpos pegmatíticos possuem, geralmente, formas tabulares e atitudes discordantes às das rochas encaixantes.

Para este trabalho foram amostrados pegmatitos pertencentes aos Campos Pegmatíticos Ferros – Antônio Dias (Lavra Ponte da Raiz e Lavra Morro Escuro), portadores de águas-marinhas e de Guanhões-Sabinópolis (Lavra Euxenita), portadores de berilos de grandes dimensões. A mineralogia desses corpos pegmatíticos assemelha-se consideravelmente, sendo caracterizada pela presença de duas micas (muscovita e biotita); quartzo (fumê e hialino); microclínio (bege, branco e verde-amazonita); ferrocolumbita-tantalita; euxenita; samarskita; monazita; fluorita; berilo (água- marinha, goshenita e heliodoro); topázio (azul e incolor) e granadas (Marciano, 1995; Newman, 2009). Schettino *et al.* (1988) observou que os pegmatitos aflorantes na região de Santa Maria de Itabira se encontram orientados segundo a direção das fraturas das rochas encaixantes N60E, o que demonstra um condicionamento estrutural destes corpos.

O Campo Pegmatítico de Ferros – Antônio Dias localiza-se na borda sudeste da Faixa Araçuaí e é composto por pegmatitos discordantes, encaixados em gnaisses Arqueanos do Grupo Guanhões (Fig. 12), os quais são considerados por Silva *et al.* (2002) como rochas ortognaisses, o que contraria o estudo de Grossi Sad *et al.* (1990), que os interpretam como paragnaisses. Em Silva *et al.* (2002), datações em torno de 2860 e 2710 Ma obtidas em gnaisses e granitóide do Grupo Guanhões são correspondentes a eventos tectono-magmáticos bem estabelecidos no embasamento arqueano do domínio cratônico do Quadrilátero Ferrífero (Machado *et al.* 1996, Machado & Carneiro 1992, Noce *et al.* 1998). Conseqüentemente, os dados obtidos sugerem que

o Grupo Guanhães pode corresponder a uma extensão deste substrato no domínio da Faixa Araçuaí, e não um terreno alóctone, como discutido na literatura. Foram amostrados dois corpos pegmatíticos pertencentes ao campo de Ferros – Antônio Dias: Lavra Ponte da Raiz e Lavra Morro Escuro. Em Grossi Sad *et al.* (1990) são descritas situações em que esses corpos pegmatíticos cortam rochas anfíbolíticas. Caracterizam esses corpos o zoneamento simples com dimensões de 10 a 50 metros de comprimento por 5 a 10 metros de espessura e possuem forma tabular com algumas ramificações escassas. Alguns corpos são concordantes e outros discordantes com relação às rochas encaixantes. Sua mineralogia essencial é representada por feldspato alcalino, muscovita e quartzo. Dentre os minerais acessórios, o de maior destaque e importância é o berilo, podendo ainda serem encontrados cristais de fluorita, titanita, pirita, monazita e granada (Marciano, 1995).



Unidades Geológicas

- Grupo Diamantina, Formação Sopa-Brumadinho: quartzito, filito hematítico, metapelite, xisto, metaconglomerado, níveis carbonáticos, níveis fosfáticos
- Suíte Pedro Lessa, metagabro, metadiabásio
- Suíte Borrachudos
- Supergrupo Rio Das Velhas
- Grupo Guanhães
- Complexo Guanhães, litofácies metaultramáfica e associados
- Complexo Guanhães, litofácies metagranitóides
- Complexo Guanhães, Formação Serra Negra, Paragnaisses
- Complexo Guanhães, Formação Serra Negra, litofácies formação ferrífera bandada

Figura 12. Mapa geológico simplificado das regiões de estudo e a localização das lavras em que as amostras foram coletadas (Modificado de Pinto & Silva, 2014).

No Campo Guanhões-Sabinópolis afloram os granitos subalcalinos proterozoicos pertencentes à Suíte dos Granitos Borrachudos (plútons Senhora do Porto e São Félix), que juntamente com os biotita-hornblenda gnaisses do Grupo Guanhões, representam as rochas encaixantes dos pegmatitos da região. Entretanto, foi amostrado um corpo pegmatítico da Lavra da Euxenita encaixado apenas no Grupo Guanhões. Os corpos pertencentes a esse campo são classificados como sendo do tipo zonado simples, sendo alguns concordantes e outros discordantes em relação às rochas encaixantes. Sua forma varia de tabular a tabular ramificada com dimensões variáveis de alguns centímetros a vários metros. A mineralogia é constituída essencialmente por quartzo, feldspato alcalino e muscovita e como acessórios destaca-se a ocorrência de fluorita, titanita, granadas, berilo, topázio e monazita (Newman, 2009).

3.3 AMOSTRAS E MÉTODOS

Três cristais de monazita investigados nessa pesquisa foram coletados do material lavrado dos pegmatitos das lavras Morro Escuro e Ponte da Raiz (Campo Ferros – Antônio Dias) e um na Lavra Euxenita (Campo Guanhões - Sabinópolis).

Os cristais foram montados em blocos de resina, submetidos ao desbaste e polimento até se obter uma superfície com qualidade adequada para imageamento por elétrons retro espalhados e para as análises quantitativas na microsonda eletrônica.

As imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de monazita foram obtidas no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais (CM/UFMG), em uma microsonda JEOL, modelo JXA-8900, além disso as composições químicas dos mesmos foram obtidas através de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS). Os parâmetros e padrões analíticos empregados nas análises pontuais quantitativas por WDS, encontram-se na tabela 4 e correspondem à coleção Ian Steele (YAG, apatita e thorita), à coleção Astimex (monazita e crocoita) e padrões ortofosfatos de terras-raras foram doados pelo Smithsonian Institution (Garcia, 2001, Jarosewich, 2002). O modelo utilizado para corrigir os efeitos de matriz em função das diferenças nas composições das amostras e do padrão, descrito em Toya *et al.* (1984), leva em conta os fatores ZAF.

Sobreposições de picos de raios-X entre Y e Pb não precisaram ser corrigidas por não ter havido medição na linha de raios-X correspondente à intensidade M alfa do chumbo (Pb M α)

mas apenas em sua linha M beta (Pb M β). Entretanto, para se evitar erros nas idades obtidas, a interferência da linha de raios-X correspondente à intensidade M gama do tório (Th M γ) sobre a linha M beta do urânio (U M β) medido precisou ser corrigida, seguindo Scherrer *et al.* (2000) em adaptação às condições do CM/UFMG, da seguinte maneira de acordo com a Equação 1.

O cálculo das idades químicas U-Th-Pb e dos erros associados foi realizado com o auxílio do software EPMA Dating de Pommier *et al.* (2004), utilizando-se a relação da Equação 2.

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

$$U_c = U_m - 0.006365Th_m \quad (\text{Equação 3})$$

$$Pb_m = \left[Th_m (e^{\lambda_{232}t} - 1) \frac{M_{208}}{M_{232}} \right] + \left[U_c (e^{\lambda_{238}t} - 1) \frac{M_{206}}{M_{238}} 0.9928 \right] + \left[U_c (e^{\lambda_{235}t} - 1) \frac{M_{207}}{M_{235}} 0.0072 \right] \quad (\text{Equação 4})$$

Onde:

- Pb_m , Th_m e U_m são as concentrações medidas, em ppm, obtidas na microsonda.
- U_c corresponde ao urânio corrigido;
- t é a idade em milhões de anos (Ma);
- M_{206} , M_{207} , M_{208} , M_{232} , M_{235} e M_{238} são respectivamente as massas atômicas de ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U ;
- $\lambda_{232} = 0.49475 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$;
- $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$;
- $\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$;
- $\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0.9928$;
- $\frac{^{235}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0.0072$.

Tabela 4. Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em cristais de monazita pela microsonda eletrônica do CM-UFMG (Chaves *et al.*, 2013). LiF = lithium fluoride; PET = pentaerythritol; TAP = thallium acid phthallate.

Método = WDS (wavelength dispersive spectroscopy)					
Tensão de aceleração = 25kv					
Intensidade da corrente = 50nA					
Diâmetro do feixe de elétrons = 2 micrômetros					
			Tempo de contagem (s)		
Elemento	Raio-X	Cristal	Pico	Background	Padrão Analítico
Y	La	TAP	20.0	10.0	YAG (Yttrium Aluminium Garnet)
Dy	Lb	LiF	20.0	10.0	DyPO ₄
P	Ka	PETJ	10.0	5.0	monazita
Si	Ka	TAP	10.0	5.0	ThSiO ₄ (thorita sintética)
Gd	Lb	LiF	20.0	10.0	GdPO ₄
Pb	Mb	PETJ	200.0	100.0	crocoita
Th	Ma	PETJ	20.0	10.0	ThSiO ₄
Sm	Lb	LiF	20.0	10.0	REE ₂ O ₃
U	Mb	PETJ	150.0	75.0	UO ₂ (sintético)
Ca	Ka	PETJ	10.0	5.0	Ca ₂ P ₂ O ₇ (apatita sintética)
Nd	Lb	LiF	20.0	10.0	NdPO ₄
La	La	PETJ	10.0	5.0	monazita
Pr	Lb	LiF	20.0	10.0	PrPO ₄
Ce	La	LiF	10.0	5.0	monazita

3.4 RESULTADOS

Na tabela 5 estão apresentados os resultados das análises químicas dos cristais de monazita estudados neste trabalho, cujas imagens de elétrons retroespalhados obtidas na microsonda eletrônica (fig. 13) confirmam a homogeneidade composicional dos cristais. Percebe-se que não há metamictização da monazita pelo decaimento do tório (Th) ou do urânio (U) que provocaria a destruição total ou parcial da estrutura do mineral; também não é evidente uma alteração hidrotermal que gera uma borda de coloração mais clara, originando minerais como florencita, parisita, allanita e apatita, que poderiam ocorrer contemporâneos a um metamorfismo retrógrado. Pelas imagens de elétrons retro espalhados e pelo contexto geotectônico observa-se que não há imposições metamórficas sobre essa geração de monazitas.

Tabela 5. Microanálises químicas dos cristais de monazita investigados e suas respectivas médias obtidas em microsonda eletrônica. Dados de % em massa.

Monazitas	Análise Pontual	P ₂ O ₅	SiO ₂	ThO ₂	UO ₂	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	PbO	CaO	Total
Pegmatito Morro Escuro	A	26.09	2.08	10.99	0.54	10.14	29.62	3.25	10.92	3.97	1.76	0.59	0.41	0.25	0.71	101.32
	B	26.18	2.18	10.79	0.49	10.11	30.08	3.03	10.98	3.95	1.74	0.59	0.39	0.24	0.70	101.45
	C	26,23	2.15	10.90	0.53	10.14	29.34	3.31	11.28	3.96	1.74	0.51	0.35	0.25	0.69	101.38
	D	26,57	2.11	10.95	0.51	10.03	28.90	3.26	10.93	3.95	1.71	0.55	0.44	0.25	0.71	100.86
	E	26,68	2.00	11.08	0.49	10.07	28.99	3.15	10.97	4.03	1.72	0.66	0.44	0.25	0.72	101.25
	F	26,87	2.06	10.97	0.54	10.28	29.23	3.15	11.07	4.06	1.80	0.62	0.34	0.25	0.73	101.96
	G	26,96	2.03	10.87	0.51	10.13	28.88	3.31	10.91	3.99	1.73	0.64	0.38	0.24	0.69	101.27
	H	26,10	2.04	10.72	0.51	9.98	29.08	3.25	10.86	3.93	1.74	0.64	0.39	0.25	0.70	100.19
	Média	26,46	2.08	10.91	0.51	10.11	29.26	3.21	10.99	3.98	1.74	0.60	0.39	0.25	0.71	101.21
Pegmatito Ponte da Raiz	A	26.87	2.09	11.02	0.51	10.50	29.16	2.98	10.56	3.79	1.76	0.72	0.33	0.26	0.74	101.27
	B	26.63	2.06	10.97	0.48	10.59	29.26	3.18	10.83	4.01	1.73	0.63	0.32	0.24	0.78	101.71
	C	26.30	2.06	10.93	0.49	10.49	29.62	3.09	10.57	3.87	1.64	0.67	0.27	0.25	0.76	101.01
	D	26.84	2.01	10.95	0.52	10.42	29.28	3.16	10.62	3.89	1.58	0.74	0.30	0.25	0.74	101.28
	E	26.60	1.95	10.90	0.49	10.49	29.25	3.09	10.61	3.99	1.73	0.65	0.33	0.24	0.77	101.08
	F	26.32	1.95	10.92	0.52	10.39	29.40	3.19	10.16	3.97	1.62	0.57	0.27	0.25	0.75	100.26
	G	26.62	2.03	10.85	0.50	10.48	28.96	3.08	10.11	3.87	1.61	0.54	0.28	0.25	0.77	99.94
	H	26.63	1.90	10.88	0.49	10.55	29.13	3.09	10.16	3.90	1.61	0.62	0.28	0.25	0.75	100.24
	Média	26.60	2.01	10.93	0.50	10.49	29.26	3.11	10.45	3.91	1.66	0.64	0.30	0.25	0.76	100.85
Pegmatito Euxenita	A	26.31	2.18	10.60	0.49	10.57	29.80	3.03	11.17	3.76	1.61	0.56	0.38	0.24	0.67	101.37
	B	26.55	2.13	10.71	0.52	10.63	29.43	3.24	10.86	3.87	1.68	0.65	0.36	0.25	0.68	101.55
	C	26.37	2.20	10.57	0.50	10.05	29.48	3.30	11.36	3.89	1.75	0.58	0.38	0.24	0.71	101.35
	D	26.35	2.17	10.68	0.49	10.66	29.58	3.18	10.98	3.72	1.70	0.44	0.35	0.25	0.65	101.18
	E	26.79	2.13	10.60	0.49	10.50	29.79	3.21	10.74	3.73	1.70	0.58	0.40	0.25	0.65	101.56
	F	26.87	2.22	10.69	0.50	10.50	29.74	3.32	10.64	3.69	1.60	0.59	0.34	0.24	0.65	101.59
	G	26.43	2.18	10.64	0.49	10.39	29.70	3.20	10.47	3.79	1.69	0.47	0.36	0.25	0.66	100.71
	H	27.00	2.15	10.69	0.48	10.58	29.25	3.10	10.79	3.77	1.59	0.52	0.37	0.24	0.66	101.19
	Média	26.58	2.17	10.65	0.49	10.48	29.60	3.20	10.88	3.77	1.67	0.55	0.37	0.24	0.67	101.31

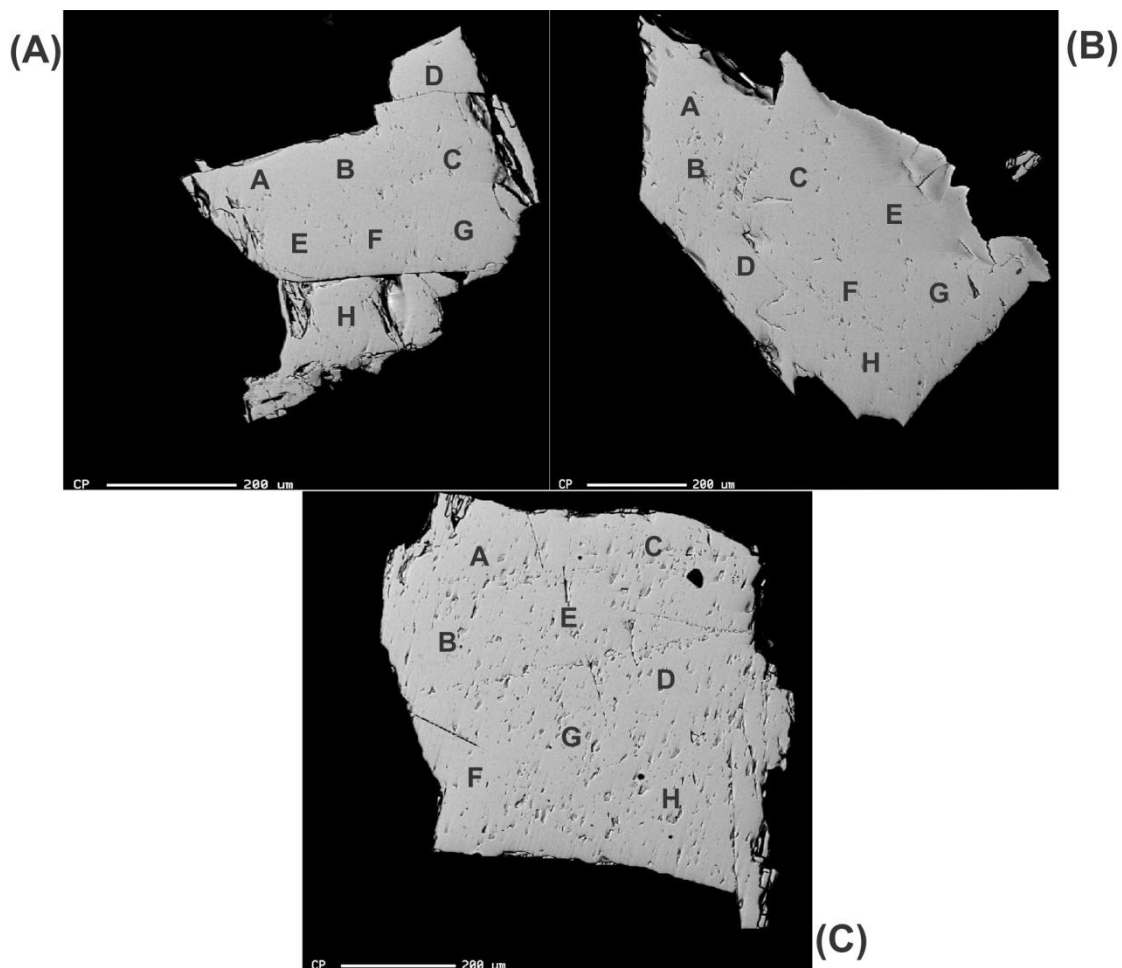


Figura 13. Imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de monazita homogêneos analisados na microsonda eletrônica. (A) Lavra Morro Escuro; (B) Lavra Ponte da Raiz e (C) Lavra Euxenita.

Foram analisados oito pontos em cada amostra e calculada a média de cada cristal a fim de se obter uma maior confiabilidade estatística. Observa-se que as amostras de monazitas analisadas dos três pegmatitos estudados possuem composições químicas praticamente similares. A fração dos membros ternários do sistema cheralita $[\text{Ca,Th}(\text{PO}_4)_2]$, huttonita $[2\text{ThSiO}_4]$ e monazita $[2\text{REE}(\text{PO}_4)]$ foram calculadas baseadas no trabalho de Linthout (2007) e lançadas no diagrama ternário (Fig. 14), cujos pontos são coincidentes.

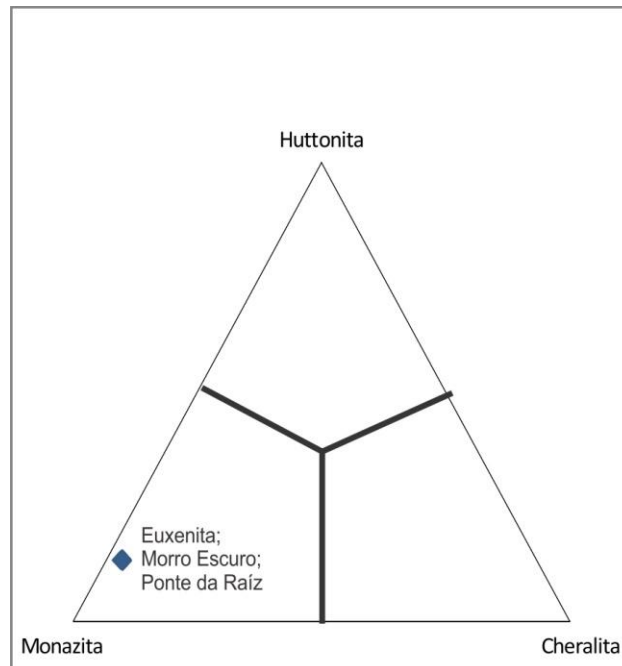


Figura 14. Diagrama ternário do sistema cheralita $[Ca,Th(PO_4)_2]$, huttonita $[2ThSiO_4]$ e monazita $[2REE(PO_4)]$ (Linhout, 2007) com o lançamento de cada cristal de monazita.

Observa-se que a solução sólida com maior porcentagem (em média 84%) está no campo da monazita, entretanto, percebe-se uma tendência huttonítica nesses cristais (em média 13%), o que demonstra substituição semelhante de P e REE por Th e Si em todos os corpos. Há baixas concentrações de cálcio em todos os corpos, o que explica a baixa tendência cheralítica (em média 3%) dessa solução. Os cristais possuem altos teores de Ce_2O_3 (28.88-30.08 wt%) e, em função disso, essas amostras de monazita são do tipo monazita-Ce.

Os padrões de terras-raras (REE) normalizados ao condrito (Fig.15) mostram um enriquecimento de Sm em todos os cristais de forma muito similar. Como esperado para cristais de monazita, os REE leves são mais enriquecidos que os pesados nos cristais estudados.

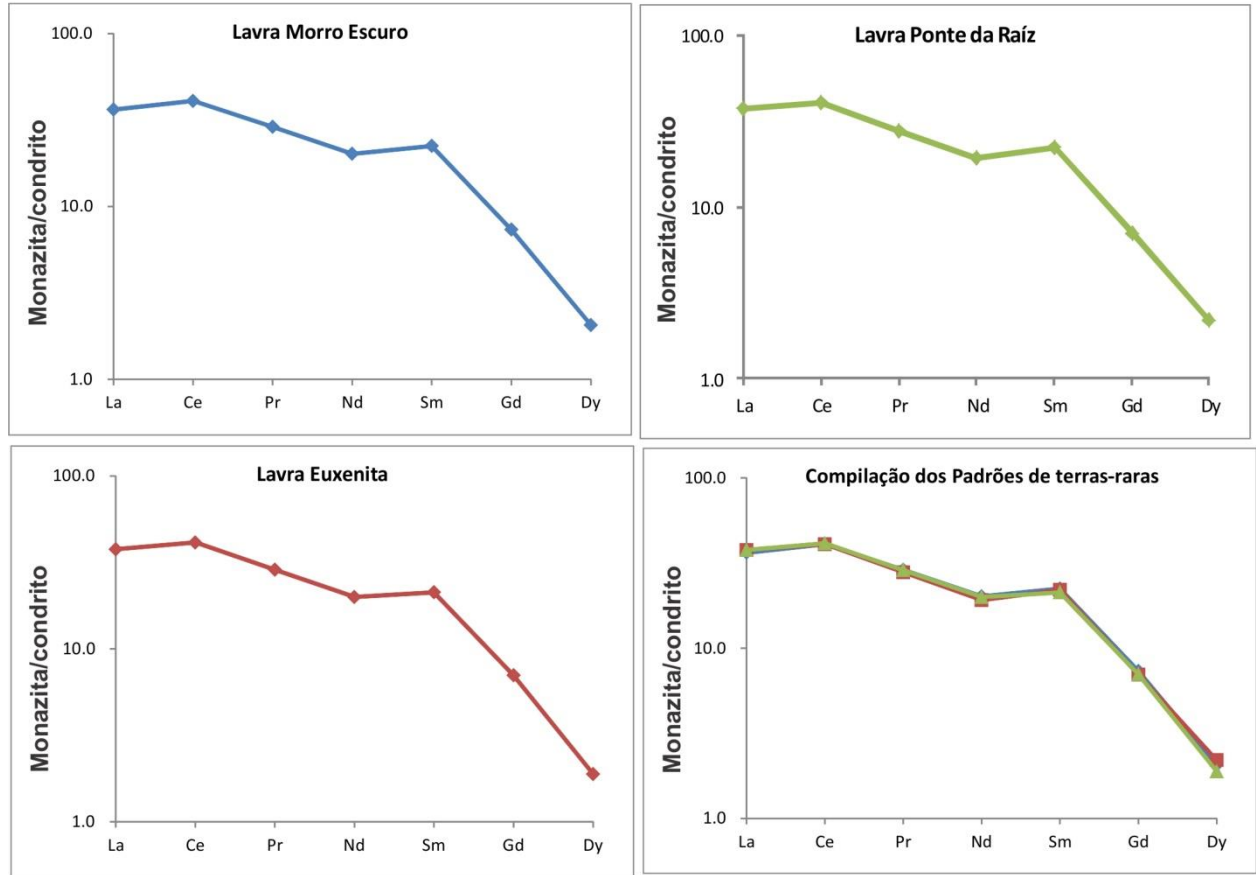


Figura 15. Distribuição de REE nos cristais de monazita do Distrito de Santa Maria de Itabira (MG), normalizados ao condrito segundo valores de Sun & MacDonough, (1989). A compilação dos padrões de REE é uma apresentação de todas as normalizações juntas.

Na tabela 6 são apresentadas as idades relativas aos oito pontos analisados. Na figura 16 encontram-se os gráficos gerados pelo software Isoplot e a média das idades dos três pegmatitos pesquisados que se encontram em torno de 474 ± 8 Ma.

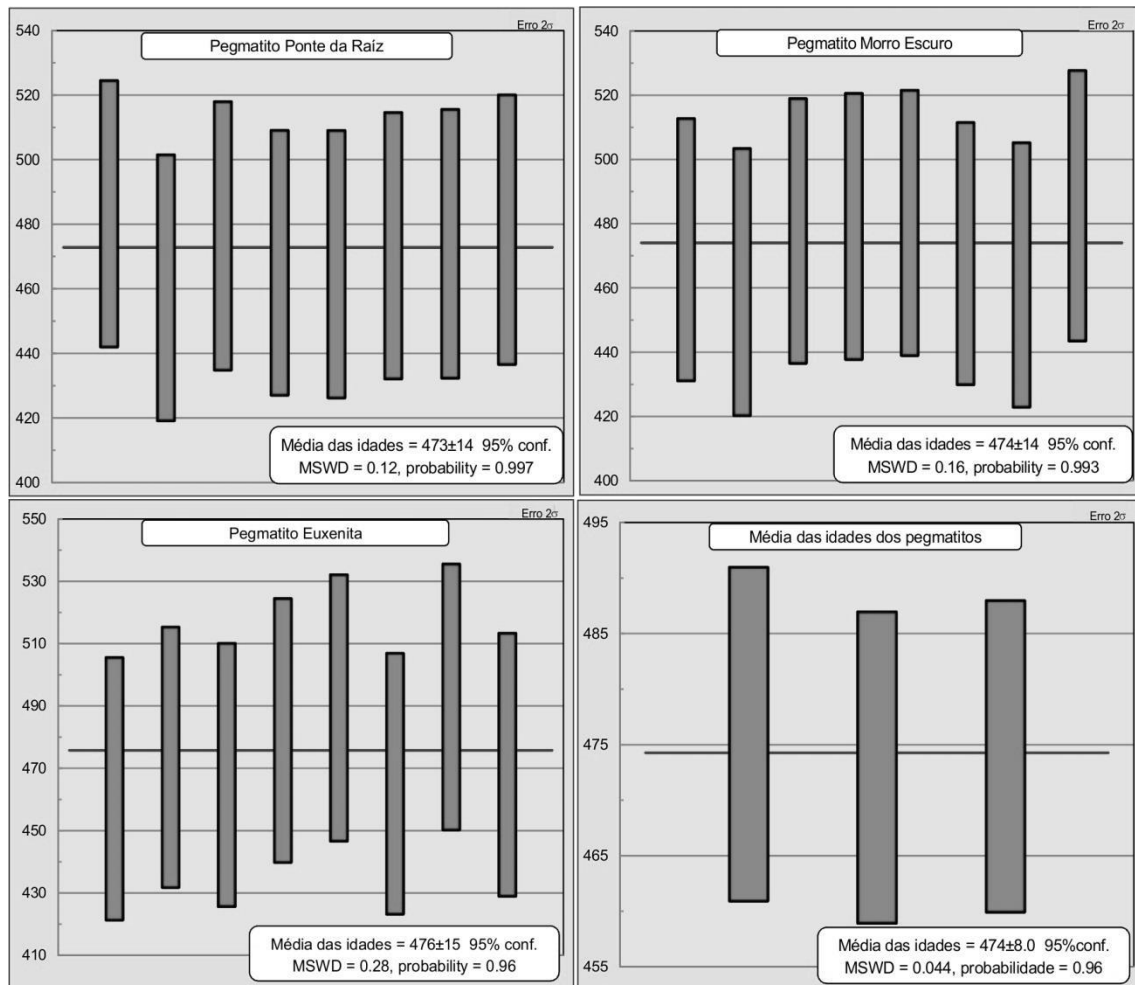


Figura 16. Média das idades químicas U-Th-Pb (não-isotópicas) de cada cristal de monazita referente as lavras dos pegmatitos de Santa Maria de Itabira (MG). Além disso, foi feito uma média das três idades encontradas.

Tabela 6. Idades químicas (não-isotópicas) U-Th-Pb dos cristais de monazita em cada ponto estudado. MPb é a massa média do chumbo obtida segundo metodologia em Pommier *et al.* (2004).

Monazitas	Análise Pontual	Idade Ma	Erro Ma	U ppm	Erro U%	Th ppm	Erro Th%	Pb ppm	Erro Pb%	MPb
Pegmatito Morro Escuro	A	472	41	4110	3.65	96615	2.00	2330	6.44	207.739
	B	462	42	3751	4.00	94840	2.00	2219	6.76	207.754
	C	478	41	4071	3.68	95807	2.00	2339	6.41	207.740
	D	479	41	3839	3.91	96237	2.00	2339	6.41	207.752
	E	480	41	3691	4.06	97336	2.00	2358	6.36	207.762
	F	471	41	4138	3.63	96369	2.00	2321	6.46	207.738
	G	464	41	3923	3.82	95543	2.00	2256	6.65	207.747
	H	486	42	3887	3.86	94190	2.00	2330	6.44	207.746
Pegmatito Ponte da Raiz	A	483	41	3906	3.84	96800	2.00	2376	6.31	207.750
	B	461	41	3644	4.12	96440	2.00	2237	6.70	207.763
	C	477	42	3699	4.05	96035	2.00	2311	6.49	207.759
	D	468	41	3980	3.77	96185	2.00	2293	6.54	207.745
	E	468	41	3736	4.01	95754	2.00	2265	6.62	207.757
	F	474	41	3938	3.81	95956	2.00	2311	6.49	207.747
	G	474	42	3809	3.94	95367	2.00	2293	6.54	207.752
	H	478	42	3684	4.07	95640	2.00	2311	6.49	207.759
Pegmatito Euxenita	A	464	42	3735	4.02	93179	2.00	2191	6.85	207.752
	B	474	42	3940	3.81	94155	2.00	2274	6.60	207.743
	C	468	42	3790	3.96	92863	2.00	2209	6.79	207.748
	D	482	42	3713	4.04	93821	2.00	2293	6.54	207.754
	E	490	43	3682	4.07	93179	2.00	2311	6.49	207.754
	F	465	42	3792	3.96	93953	2.00	2219	6.76	207.750
	G	493	43	3742	4.01	93478	2.00	2339	6.41	207.752
	H	471	42	3633	4.13	93953	2.00	2237	6.70	207.759

3.5 DISCUSSÕES E CONCLUSÃO

A monazita representa uma importante ferramenta na discussão de questões geocronológicas pois seus conteúdos de U, Th e Pb obtidos por meio da microsonda eletrônica podem ser usados em datações químicas com bastante eficiência (Zhu & O'Nions, 1999). Através dessas mesmas análises os estudos das variações de padrões de REE podem auxiliar na indicação do processo gerador de líquidos pegmatíticos dentro de um contexto geotectônico (Cerný *et al.*, 2012). Dessa forma, o estudo químico das monazitas permite que sejam extraídas informações de alta precisão, alta resolução espacial, além de informações petrogenéticas.

Em vários estudos de Marciano *et al.* (1993); Marciano *et al.* (1994) e Marciano (1995) foi feita uma compilação das idades do Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira. Os

pegmatitos foram datados como pós colisionais do evento Brasileiro por meio de datação radiométrica. Através do método K-Ar esses autores encontraram a idade de 519 ± 10 Ma em muscovita de pegmatitos da lavra Morro Escuro (Marciano *et al.*, 1993). No trabalho de Bilal *et al.* (1995) foram feitas datações químicas da monazita por meio da microsonda eletrônica e foi encontrada uma idade de 462 ± 33 Ma para a lavra da Euxenita. As idades relatadas nos trabalhos de Marciano (1993; 1994) e Bilal (1993; 1995) e respectivos colaboradores nortearam a pesquisa atual, pois as idades químicas U-Th-Pb encontradas foram de 474 ± 8 Ma, o que corrobora com a idade final do Ciclo Brasileiro num contexto pós colisional do Orógeno Araçuaí.

Uma premissa básica para a análise química da monazita é identificar se há domínios/zonamentos composicionais distintos, pois os múltiplos estágios da história geológica ficam preservados nesse mineral (Williams *et al.*, 2007). No entanto, pelas imagens de elétrons retro espalhados da figura 13 percebe-se que os grãos desse Distrito Pegmatítico estudado possuem homogeneidade composicional, o que confirma a ambiência tectônica pós-colisional, momento a partir do qual não houve imposição metamórfica sobre a monazita.

As assinaturas químicas em pegmatitos graníticos podem ser observadas pela presença de elementos traço. O comportamento dos elementos traços em processos geológicos, em especial ambientes ígneos, é avaliado pela sua distribuição entre as fases cristalinas e líquidas. A relação entre as concentrações do elemento na parte sólida sobre a concentração do elemento na parte líquida é chamado Coeficiente de Partição (K_d) (Wilson, 1989).

$$K_d = \frac{\text{concentração no mineral}}{\text{concentração no líquido}}$$

Os elementos traços são na grande maioria incompatíveis na formação dos minerais que cristalizam no magma granítico, havendo, portanto, um equilíbrio entre a rede cristalina e o magma residual.

Tal comportamento pode ser observado com a partição dos elementos terras-raras pesados (HREE) e do ítrio (Y) na relação entre monazita e granada. Se o crescimento da monazita preceder a nucleação da granada, então haverá um maior enriquecimento de HREE e Y nas monazitas em relação às granadas formadas posteriormente (Wilson, 1989; Williams *et al.*, 2007). Segundo Wilson (1989), a presença de granadas residuais de rochas fonte na fusão parcial torna o magma formado empobrecido de HREE e Y. Entretanto, se o grau da fusão for alto a

ponto de eliminar a granada da rocha fonte, os HREE e Y podem ser incorporados à monazita, se esta preceder a formação da granada. Segundo esse autor, o enriquecimento de REE no magma depende da abundância inicial do elemento na rocha fonte e o grau da fusão parcial (ou anatexia). As rochas arqueanas do Grupo Guanhães (biotita-hornblenda gnaiss) possivelmente sofreram fusão parcial, no entanto as granadas encontradas nos pegmatitos das três lavras estudadas possivelmente é um relicto da rocha fonte do embasamento (Grupo Guanhães) ou essas granadas podem ter sido formadas anteriormente as nucleações de monazita. Essas sugestões devem-se a baixa concentração de HREE e Y nas monazitas dessa geração Ordovicianas, foco da presente pesquisa.

Como observado nos gráficos da figura 15 dos padrões de terras-raras normalizados ao condrito, a anomalia positiva de Sm observada está ligada ao alto coeficiente de partição desse elemento na hornblenda em sistemas ricos em sílica (Rollinson, 1993). Portanto, um alto grau de fusão parcial envolvendo a quebra desse anfibólio presente no gnaiss encaixante libera rapidamente o Sm para o líquido magmático e, além disso, hidrata o sistema.

A textura pegmatítica encontrada nesse distrito é uma consequência da baixa taxa de nucleação dos minerais que está ligada à alta concentração de água (Holtz *et al.* 1993). Com isso, segundo Nabelek *et al.* (2010), a baixa viscosidade aumenta a velocidade de ascensão do magma que sobe adiabaticamente em ambiente de baixa pressão gerado durante o colapso do Orógeno Araçuai por volta de 475 Ma.

De fato, nesse contexto de colapso do orógeno, há diminuição de pressão e existe também um ambiente rico em fluidos aquosos, originados da desidratação de biotitas e hornblendas do gnaiss (Grupo Guanhães). Dessa forma, o espaço livre e rico em água permitiu o avolumado crescimento dos minerais para gerar os pegmatitos portadores de monazita investigados.

O estudo químico da monazita em microsonda eletrônica é útil para identificar sua idade que, em associação ao entendimento tectônico então vigente, propõe um processo de fusão da rocha fonte, cujo líquido de composição granítica daí gerado se torna matéria-prima para o crescimento dos pegmatitos da região estudada.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos dois artigos presentes nesta dissertação foi possível comparar as imagens de elétrons retroespalhados geradas pela ME. Percebe-se que todos os grãos analisados são internamente homogêneos, o que torna evidente serem monazitas sem imposições metamórficas. Sabe-se que o último grande evento deformacional foi o Ciclo Brasileiro que tem sua fase pós colisional entre 530-480 Ma na formação de suítes graníticas chamadas de G4 e G5 (Pedrosa Soares *et al.* 2011).

As assinaturas químicas dos grãos de monazita estudadas em cinco cristais de Itambé/BA e três de Santa Maria de Itabira/MG estão reveladas nos padrões de elementos terras-raras (REE) normalizadas ao condrito. Tanto no Distrito Pegmatítico de Itambé quanto no Distrito pegmatítico de Santa Maria de Itabira foi observado um padrão de enriquecimento de LREE. Nos dois Distritos foi encontrada uma anomalia positiva do elemento Samário (Sm) nos padrões de REE das monazitas. Sugere-se que esse elemento seja proveniente dos minerais hornblenda e biotita do embasamento (Biotita-hornblenda gnaiss) no qual os pegmatitos estão encaixados. Provavelmente houve um relaxamento das estruturas no momento do colapso gravitacional do Orógeno que gerou descompressão adiabática responsável por fundir anateticamente o biotita-hornblenda gnaiss. O magma ácido então gerado teria se enriquecido com elementos terras-raras médios (MREE) como o Sm e terras-raras leves (LREE) devido a quebra de apatita.

Esta origem também pode ser confirmada pelos dados isotópicos de Sm-Nd obtidos por Gonçalves *et al.* (2016). Estes autores encontraram composições isotópicas de Nd pouco evoluídas para as monazitas do distrito de Itambé ($\epsilon_{\text{Nd}t}$ entre -2.7 e -4.2), evidenciando a geração destes corpos como produto da anatexia dos gnaisses do embasamento. Eles demonstram que outros corpos pegmatíticos da PPOB de idade similar (490 – 510 Ma), possuem composições isotópicas de Nd muito mais evoluídas ($\epsilon_{\text{Nd}t}$ entre -17 e -14), atestando que processos de cristalização fracionada, ocorridos a partir dos corpos graníticos regionais, foram responsáveis pela geração destes outros pegmatitos da PPOB.

Com isso, é possível entender que as rochas encaixantes dos pegmatitos em Itambé, interpretadas como embasamento do Cráton São Francisco, são mineralogicamente similares àquelas encaixantes encontradas em Santa Maria de Itabira, reconhecidas no interior do Grupo

Guanhães. Isso significa que, como relatado por Silva *et al.* (2002), o Grupo Guanhães corresponderia a uma extensão do substrato cratônico na Faixa Araçuaí.

Pelo método de datação química U-Th-Pb por meio da microsonda eletrônica foi possível encontrar uma média de idades para os grãos de monazita de Itambé em torno de 502 Ma e para os cristais de Santa Maria de Itabira de 474 Ma. A idade de 502 Ma encontrada é comparável a valores da literatura. No trabalho de Gonçalves *et al.* (2016), a monazita do pegmatito Bananeira apresentou uma idade U-Pb de 508 Ma, pelo método de diluição isotópica com ionização termal (ID-TIMS). No trabalho de Cruz *et al.* (1996), através da ME os autores dataram quimicamente (U-Th-Pb) monazitas internamente homogêneas também do pegmatito Bananeira e encontraram uma idade de 520 Ma.

Para o Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira, a idade mínima encontrada por Bilal *et al.* (1995) em monazitas de uma das lavras estudadas nessa dissertação (Lavra Euxenita), obtida também por datações químicas em ME, foi de 462 ± 33 Ma, comparável com os 474 Ma encontrados nesta dissertação. Porém, essas idades diferem daquelas de Marciano *et al.* (1993); Marciano *et al.* (1994) e Marciano (1995), que encontraram uma faixa de idades K-Ar em micas para os pegmatitos de Santa Maria de Itabira entre 502 e 530 Ma. Essas idades parecem apontar para uma imprecisão do método K-Ar.

Ao comparar as idades médias dos dois Distritos pegmatíticos datados nesta dissertação percebe-se que há uma diferença de aproximadamente 30 Ma. Percebe-se geograficamente que Santa Maria de Itabira ocupa o domínio externo do Orógeno Araçuaí, bem mais próxima do anteparo estrutural (antepaís) que é o cráton São Francisco, enquanto que Itambé, ainda que nas imediações do limite do cráton São Francisco, ocupa um domínio interno desse Orógeno na maior zona de concentração da deformação. Tendo em vista que essas monazitas pertencem a domínios geotectônicos diferentes, sugere-se que a descompressão desse Orógeno teria ocorrido inicialmente no domínio interno e teria se propagado para o domínio externo. Com isso, propõe-se que essa diferença de 30 Ma pode ter sido o tempo de duração do colapso extensional do Orógeno Araçuaí.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(4): 349-364.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *IG-USP, Boletim* **7**: 45-80.
- Back M.E. & Mandarino J.A., 2008. *Mineral Species*. The Mineral Record Inc., Tucson, 345 pp.
- Bea F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, **37**(3): 521-552.
- Bilal E., Marciano V.R.P.R.O., Svisero D.P., Correia Neves J.M. 1993. Monazitas de pegmatitos da porção centro-oeste da Província Pegmatítica Oriental. In: Anais Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7, Belo Horizonte. *Anais* **12**: 99-104.
- Bilal E., Marciano V.R.P.R.O., Fuzikawa K., Correia Neves J.M., Giret A. 1995. Datação de monazitas do Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira, MG. In: Anais Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, Diamantina. *Anais* **13**: 46-47.
- Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. 1996. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism; the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**(8): 1341-1354.
- Burt D.M. 1989. Compositional and phase relations among rare earth elements. In: Lipin B.R & Mckay G.A (Eds.) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. Mineralogical society of America, 21, Chantilly, Virginia, p.: 259-307.
- Cerný P., London D., Novák M. 2012. Granitic pegmatites as reflections of their sources. *Elements*, **8**: 289-294
- Cerný P. 1982. Anatomy and classification of granitic pegmatites. In: Černý P (Ed.) *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canadá, University of Manitoba Press, p.: 1-39.
- 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*, **21**(2): 13-18.
- Cherniak D. J., Watson E.B., Grove M., Harrison T.M. 2004. Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**(4): 829-840.
- Cocherie A., Legendre O., Peucat J.J., Kouamelan A.N. 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: implications for lead behaviour in monazite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**: 2475-2497
- Correia-Neves J. M., Pedrosa-Soares A. C., Marciano V. R. 1986. A província pegmatítica oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(1): 106-118.
- Cruz M.J., Merlet C., Sabaté P. 1996. Datação pontual das monazitas da região de Itambé, Bahia, através da microsonda eletrônica. In: Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, 2, p. 206.

Cunha J.C. 1980. Projeto feldspato de Itambé. Salvador, CBPM/SME 1980.

Cunningham W.D., Marshak, S., Alkmim, F.F. 1996. Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the Brasiliano Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **77**(1/2): 1-15.

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*, **90**(4): 619– 638.

Dana J.D. 1986. *Manual de Mineralogia*. EDUSP, São Paulo, 642p.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific & Technical, Hong Kong, 696 pp.

Figueiredo M.C.H., 1985. Introdução à geoquímica dos elementos terras-raras. *Boletim IG-USP*, **16**: 15-31.

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*, **228**: 125–142.

Gandini A.L. 1999. Aspectos da mineralogia, geoquímica, gênese e potencialidade econômica do Campo Pegmatítico de Marilac, Minas Gerais. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 261p.

Garcia L.R.A. 2001. *Introdução à Microscopia Eletrônica de Varredura e à Microanálise* (apostila do curso),

Gardes E., Jaoul O., Montel J.M., Seydoux-Gulliaume A.M., Wirth R. 2006. Pb diffusion in monazite: an experimental study of $Pb^{2+} + Th^{4+} \leftrightarrow 2Nd^{3+}$ interdiffusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**: 2325-2333.

Gonçalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.L., Corfu F., Marinho M.M., Chaves A.O., Valeriano C., Nalini Jr, H.A.. 2016. An assessment of monazite from the Itambé pegmatite district for use as U-Pb isotope reference material for microanalysis and implications for the origin of the “Moacyr” monazite. *Chemical Geology*, **424**: 30-50.

Grossi Sad J.H. 1997. Projeto Espinhaço; geologia da Folha Guanhães, Minas Gerais. Escala 1:100.000. Belo Horizonte, SEME/COMIG/UFMG. 117 p.

Grossi Sad J.H., Chiodi Filho C., Santos J.F., Magalhães J.M.M., Carelos P.M. 1990. Duas suítes graníticas da borda sudeste do Cráton San Franciscano em Minas Gerais: petroquímica e potencial metalogenético. In: SBG, 36º Congresso Brasileiro de Geologia, 4, *Anais*, p. 1836.

Holtz F., Dingwell D.B., Behrens H. 1993. Effects of F, B₂O₃ and P₂O₅ on the solubility of water in haplogranite melts compared to natural silicate melts. *Contribution Mineral Petrology*, **113**: 492-501.

Jarosewich 2002. Smithsonian Microbeam Standards. Disponível em <<http://mineralsciences.si.edu/facilities/standards.htm>>. Acesso em: 08/05/2017

Johnston Jr., W.D. 1945. Pegmatitos ambligonita-berilo-tantalíferos do Ceará, nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 66 p.

Linthout K. 2007. Tripartite division of the system $2\text{REEPO}_4 - \text{CaTh}(\text{PO}_4)_2 - 2\text{ThSiO}_4$, discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$. *The Canadian Mineralogist.*, **45**: 503-508.

Ludwig K. R. 2003. Isoplot/ex 3.00: a geochronological toolkit for microsoft excel. Berkeley Geochronology Center, special publication 4: 1-70 Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Prec. Res.*, 79:347-361.

Machado, N.; Schrank A., Noce C.M. Y 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 Letter*, **141**: 259-276.

Machado N. & Carneiro M.A. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences* , **29**:2341-2346

Marciano V.R.P.R.O. 1995. O Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais: mineralogia, geoquímica e zoneografia. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 216p.

Marciano V.R.P.R.O., Rios F.J., Achtschin A.B., Correia Neves J.M., Svisero D.P. 1994. Berilos de Pegmatitos de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais. Brasil. *Geonomos* **2**(2): 41-50.

Marciano V.R.P.R.O., Svisero D.P., Correia Neves J.M. 1993. Dados geocronológicos de pegmatitos da borda oriental do Cráton do São Francisco. *In*: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco: sua evolução tectônica e metalogenética, 2, *Anais*, p. 362.

Montel J., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, **131**: 37– 53.

Montel J. M., Komprobst J., Vielzeuf D. 2000. Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite; example from the Benmi Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *Journal of Metamorphic Geology*, **18**: 335–342.

Morteani G., Preinfalk C., Horn A. H. 2000. Classification and mineralization potential of the pegmatites of the Eastern Brazilian Pegmatite Province. *Mineralium Deposita*, **35**: 638–655.

Nabelek P. I., Whittington A. G., Sirbescu M. C. 2010. The role of H_2O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **160**: 313-325.

- Nalini Jr. H.A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la region de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). Saint-Etienne. Tese de Doutorado, Ecole Nationale Superieure des Mines de Saint-Etienne, 287p.
- Netto C., Araújo M.C., Pinto C.P., Drumond J.B. 2001. Pegmatitos. Projeto Leste, CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CODEMIG, Belo Horizonte.
- Newman D.T.C. 2009. Estudos mineralógicos e microtermométricos de algumas espécies mineralógicas oriundas de pegmatitos dos Distritos Pegmatíticos de Santa Maria de Itabira e Governador Valadares, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, 318 p.
- 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*, **28**:95-102.
- Overstreet W. C. 1967. *The geological occurrence of monazite*. U.S. Geological Survey Professional Papers, Washington, 327 pp.
- Paiva G. 1946. Províncias Pegmatíticas do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 78, 8 p.
- Parrish R. R.1990. U–Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Canadian Journal of Earth Science*, **27**: 1431–1450.
- Pedrosa-Soares A.C., Correia-Neves J.M., Leonardos O.H. 1990. Tipologia dos pegmatitos de Coronel Murta–Virgem da Lapa, Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. *Revista Escola de Minas* **43**: 44–54.
- Pedrosa- Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos.*, **15**(1): 1-16.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Aracuai-West Congo orogen. In: Pankhurst, J.R.; Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J.(eds) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. *Geological Society of London, Special Publication*, **294**: 153-172.
- Pedrosa-Soares A.C., De Campos C.P., Noce C., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castaneda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F.F. 2011. Late neoproterozoic-cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Granite-Related Ore Deposits.*, **350**: 25-51.
- Pinto C.P., Silva M.A. 2014. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, CPRM/CODEMIG, mapa geológico, escala 1: 1.000.000.
- Pinto C.P., Drumond J.B.V., Féboli W.L. 2001. Projeto Leste- mapa geológico integrado e nota explicativa. Etapa I Folhas SE.24-V, SE.23-Z, SE.24-Y. Belo Horizonte, SEME/COMIG/MME/CPRM, escala 1:500.000.
- Pinto C.P., Pedrosa-Soares A.C. 2001. Brazilian Gem Provinces. *The Australian Gemmologist* **21**: 12–16.

- 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.
- Putzer H. 1976. *Metallogenetische provinzen in suedamerika*. Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlagsbuschhandlung, 318p.
- 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* 90: 547–577.
- Pyle J.M., Spear F.S. 2003. Four generations of accessory-phase growth in low-pressure migmatites from SW New Hampshire. *American Mineralogist* **88**: 338–351.
- Rollinson H.R.1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Prentice hall, Londres, 352 pp.
- 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* **80**: 93-105.
- Schettino A., Machado Neto O., Giacromi W. 1988. Geologia da região de Santa Maria de Itabira (MG). Trabalho de graduação. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais. 72 p.
- Schobbenhaus C., Almeida C.D., Derze G.R., Asmus H.E. 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Brasília, Ministério das Minas Energia / DNPM, escala 1:2.500.000.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM. 435p.
- Silva E.F.A., Cunha J.C., Marinho M.M. 1996. Pegmatitos da região de Itambé, Bahia: geologia e suas potencialidades econômicas. Salvador, CBPM, Série arquivos aberto 10, 30 p.
- Silva L.C. da, Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M.A, Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A, Paes V.J.C., Cardoso Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira Geociências*. **32**: 513-528
- Silva L.C., Pedrosa-soares A.C., Armstrong R., Noce C.M. 2011. Determinando a duração do período colisional do orógeno araçuaí com base em geocronologia u-pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do gondwana ocidental. *Geonomos* **19**(2): 180-197.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: saunders, a.d., norry, m.j. (eds.), magmatism in the ocean basins. *Geological society special publication*, **42**: 313–345.
- Suzuki K., Adachi M. 1991. Precambrian provenance and silurian metamorphism of the tsubonasawa paragneiss in the south kitakami terrane, northwast japan, revealed by the chemical th-u-total pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochemical journal*, **25**: 357–376.

Toya t., Kato a., Jotaki R. 1984. Quantitative analysis with electron probe microanalyzer: 1-113. Jeol training center. Japan.

Williams M.L., Jercinovic M.J., Terry M. 1999. High resolution “age” mapping, chemical analysis, and chemical dating of monazite using the electron microprobe: a new tool for tectonic analysis. *Geology* **27**(11): 1023–1026.

Williams M.L., Jercinovic M.J., Hetherington C. J. 2007. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annual review earth planetary sciences*, **35**: 137-175.

Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466p.

Zhu X.K. & O’nions R.K. 1999. Monazite chemical composition; some implications for monazite geochronology. *Contributions to mineralogy and petrology*, **137**: 351–363.