

# EVIDÊNCIAS DIRETAS E INDIRETAS DE ARCO MAGMÁTICO PALEOPROTEROZOICO NA REGIÃO DO ALTO DE JANUÁRIA – NORTE DE MINAS GERAIS

Christopher Rocha de Rezende<sup>1</sup>; Alexandre de Oliveira Chaves<sup>1\*</sup>; Viviane de Paula Oliveira<sup>1</sup>

1 - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.  
Av. Antônio Carlos nº 6.627, Pampulha. CEP: 31270-901 Belo Horizonte MG, Brasil.  
crdrezen@yaho.com.br; alochaves@yaho.com.br\* (autor correspondente); vivianedepaula01@gmail.com.br.

Recebido em 26 de abril de 2018; aceito em 10 de novembro de 2018

**Resumo:** As rochas pertencentes ao embasamento do Cráton São Francisco (CSF), na região de Bonito de Minas (MG), fazem parte do Complexo Januária (CJ) e estão expostas ao longo de drenagens do alto homônimo. Com suporte em idades U-Th-Pb de cristais de monazita de um gnaiss migmatítico como balizadoras indiretas da granitogênese local, integradas à dados preliminares diretos de petrografia e geoquímica destas rochas que essencialmente compõem o CJ, propõe-se que elas são as representantes de um ciclo orogênico paleoproterozoico. Cinco cristais (A, B, C, D e E) de monazita-Ce foram datados. A monazita A apresenta idade média de  $2329 \pm 55$  Ma, que poderia ser correlata à formação dos granitoides juvenis pré-colisionais tipo – I de composição cálcica a cálcio-alkalina, peraluminosa, a maioria de alto potássio. Estes granitoides teriam se formado em ambiente de arco magmático continental e são representados pelo biotita granodiorito e pelo biotita granito locais. Contemporâneos a esta intrusão ter-se-ia iniciado o processo de metamorfismo e anatexia da crosta TTG preexistente. Este processo atingiria seu ápice durante o Riáciano, em uma fase colisional que está registrada nos gnaisses da região e com idade média balizada pela monazita B de  $2120 \pm 56$  Ma. As monazitas C e D apresentaram idades médias de  $1923 \pm 28$  Ma e  $1903 \pm 29$  Ma, respectivamente, possivelmente indicando o colapso do orógeno durante o Orosiriano. Com o colapso do orógeno, ter-se-ia a intrusão do biotita granito rosa, que apesar das semelhanças com granitoides do tipo – A, foi interpretado como um granito pós-colisional formado em ambiente com alta fugacidade de oxigênio. Por fim, o cristal E apresenta idade média de  $1817 \pm 37$  Ma, que provavelmente registra a fase anorogênica relativa à formação do Rifte Espinhaço no limite Orosiriano/Estateriano. O processo extensional anorogênico é registrado pela intrusão de diques máficos relacionados ao enxame Januária. Desta maneira, como os dados sugerem, o CJ representaria uma porção do orógeno Riáciano-Orosiriano na região central do CSF em Minas Gerais.

**Palavras Chave:** Complexo Januária; petrografia; geoquímica; datação U-Th-Pb em monazita; arco magmático

**Abstract:** DIRECT AND INDIRECT EVIDENCES OF PALEOPROTEROZOIC MAGMATIC ARC IN THE JANUÁRIA HIGH - NORTH OF MINAS GERAIS. The studied rocks belong to the São Francisco Craton basement, nearly of Bonito de Minas (MG). They are exposed along dry creeks of the Januária High and are part of the homonymous complex. Supported on U-Th-Pb ages of monazite crystals from a migmatitic gneiss as indirect guides of the local granitogenesis, integrated to the direct preliminary petrography and geochemistry data of these rocks, which constitute the Januária Complex, it is here proposed that they are the representatives of a Paleoproterozoic orogenic cycle. Five crystals (A, B, C, D e E) of monazite-Ce have been dated. The monazite A presents average age of  $2329 \pm 55$  Ma. This age data could be correlated to formation and intrusion of pre-collisional juvenile type – I biotite granodiorite and biotite granites, calcic to calcic-alkaline, most of the high potassium, formed in a continental magmatic arc environment, contemporaneous to the beginning of the metamorphism and anatexis process of the pre-existing TTG rocks of Januária high. The monazite B has an average age of  $2120 \pm 56$  Ma, interpreted as being formed during the metamorphic peak and correlated to the sin-collisional phase of the Rhyacian period. The monazites C and D had mean ages of  $1923 \pm 28$  and  $1903 \pm 29$ , respectively, indicating an orogenic collapse. With the collapse, it would have occurred the biotite pink-granite intrusion. Despite the similarities with type-A granitoids, it was interpreted as post-collisional granite, formed in a high oxygen fugacity environment. The monazite crystal E outlines an average age of  $1817 \pm 37$ . Possibly, this age reports the anorogenic extensional phase related to the formation of the Espinhaço rift, recorded by mafic dykes of the Januária swarm. According to these results, it is suggest that the Januária Complex would be a portion of the Rhyacian-Orosirian orogen in the central region of the São Francisco Craton at Minas Gerais State.

**Keywords:** Januária Complex; petrography; geochemistry; monazite U-Th-Pb dating; magmatic arc

## 1. INTRODUÇÃO

As rochas do embasamento cristalino do Cráton São Francisco (CSF), aflorantes na margem esquerda do rio São Francisco, constituem parte do Alto de Januária (Alkmim & Martins Neto, 2001). Estudos sobre posicionamento geodinâmico, evolução e relação entre os diferentes litotipos que compõe o Complexo Januária inexistem na literatura. Estes estudos são fundamentais para compreender a evolução da porção central do embasamento do CSF.

De acordo com Cordani *et al.* (2000), o CSF corresponde a um fragmento do supercontinente Gondwana e representa o setor mais ocidental do

paleocontinente São Francisco-Congo (Figura 1B). Este fragmento é resultado da amalgamação de blocos continentais (Figura 1A) em múltiplas e sucessivas colisões, que tiveram início no Arqueano e terminaram no final da Orogenia Riáciano-Orosiriana (ca. 2360-2040 Ma) (Silva *et al.*, 2016).

O CSF atuou como uma área relativamente estável durante o ciclo orogênico Brasileiro ocorrido entre 650-490 Ma. Sendo assim, encontra-se delimitado e bordado por faixas móveis de idade neoproterozoicas: a norte pelas faixas Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana, a sul pela faixa Ribeira, a leste pela faixa Araçuaí e a Oeste pela faixa Brasília (Cordani *et al.*, 2000).

doi:10.18285/geonomos.v26i2.12561

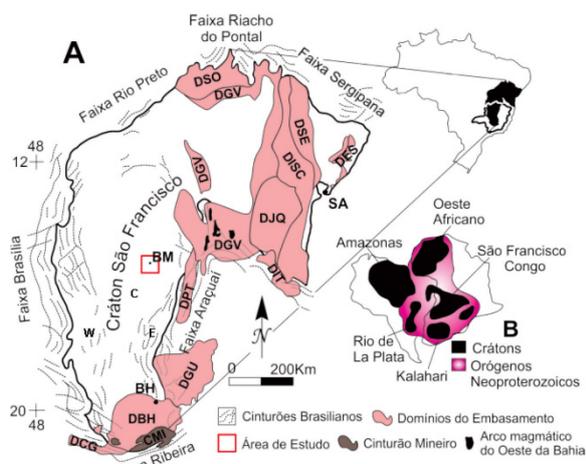
Dentro do contexto do embasamento do CSF apresentado na figura 1A, o Domínio Belo Horizonte (DBH) na região sul do cráton, é constituído, predominantemente, por gnaisses TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) bandados e migmatizados formados no Arqueano entre 3,0 e 2,6 Ga. (Machado *et al.* 1989; Alkmim & Marshak 1998). Durante o Paleoproterozoico, a evolução do embasamento tem seu marco inicial relacionado à abertura da bacia Minas durante o Sideriano (ca. 2,4 Ga – Babinski *et al.*, 1995; Teixeira *et al.*, 2015), que subsequentemente deu lugar a uma inversão tectônica e ao retrabalhamento dos gnaisses do DBH através de um sistema orogênico de longa duração representado pelo Cinturão Mineiro (CMI - Teixeira *et al.*, 2000, 2015; Barbosa *et al.*, 2015).

No CMI, o período de maior plutonismo descrito ocorreu entre 2,2-2,1 Ga com alguns exemplos de crescimento crustal juvenil em 2350 Ma, representado pela suíte Lagoa Dourada e o granito Resende Costa (Noce *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002; Noce *et al.*, 2007; Campos & Carneiro, 2008; Ávila *et al.*, 2010; Seixas & Stevenson, 2012; Silva *et al.*, 2012). Relativo ao Domínio Gavião (DGV), Cruz *et al.* (2016) caracterizam o arco magmático do Oeste da Bahia como um sistema de arco de longa duração durante o Riachiano-Orosiriano desenvolvido contemporaneamente ao CMI. No Domínio Porteirinha (DPT), Silva *et al.* (2016) caracterizam um seguimento do cinturão Riachiano-Orosiriano datado em 2150 Ma, que representa uma fase sin-colisional correlacionada ao estágio de colisão tardi-Riachiana do sistema orogênico Mantiqueira do sudeste brasileiro.

A partir do Estateriano, os eventos tafrogenéticos regionais referentes à abertura do rifte Espinhaço afetaram a região ocupada pelo Orógeno Araçuai-Congo Ocidental, bem como o CSF. Pedrosa-Soares & Alkmim (2011) descrevem os eventos como: E1 (Estateriano, 1,77-1,7 Ga), E2 (Calimiano, 1,57 - 1,5 Ga), E3 (Esteniano, 1,18 - ? Ga), E4 (no limite Esteaniano-Toniano, ca. 1 Ga), E5 (Toniano, 930 - 850 Ma) e E6 (Criogeniano, 750-670 Ma). O evento E1 (também conhecido como Tafrogênese Estateriana) tem como registros mais importantes o desenvolvimento do rifte e a deposição das unidades sedimentares e vulcânicas da base do Supergrupo Espinhaço.

O último evento tectônico regional corresponde ao evento orogênico Brasileiro (650-490 Ma), que Pedrosa-Soares *et al.* (2001) descrevem como responsável pelo retrabalhamento de grandes seguimentos do embasamento do CSF representados principalmente pelos domínios Guanhanês (DGU) e Porteirinha (DPT) dentro da faixa Araçuai e que não afetou a área de estudo.

Neste estudo, focou-se em produzir dados sobre os processos de formação, acreção e retrabalhamento do embasamento na porção central do cráton e em relacioná-los com os processos descritos para as outras exposições do embasamento em escala regional. Estes dados provieram da caracterização das rochas pertencentes ao Complexo Januária, a partir de informações inéditas (apesar de preliminares), de campo, petrografia, litoquímica e idades U-Th-Pb em monazita. Estas informações correspondem às evidências diretas e indiretas para o entendimento de um eventual ciclo orogênico paleoproterozoico, do qual faria parte a evolução de um arco magmático na região do Alto de Januária.



**Figura 1. (A)** O Cráton São Francisco, suas faixas marginais Brasileiras e a localização da área de estudo. Domínios do Arqueano ao Orosiriano: DBH – Domínio Belo Horizonte; DCG - Domínio Campos Gerais; DES - Domínio Esplanada; DGU - Domínio Guanhanês; DGV - Domínio Gavião; DISC - Domínio Itabuna-Salvador-Curaçá; DIT - Domínio Itapetinga; DJQ - Domínio Jequiê; DPT - Domínio Porteirinha; DSE - Domínio Serrinha; DSO – Domínio Sobradinho; CMI – Cinturão Mineiro. Cidades: BH = Belo Horizonte; BM = Bonito de Minas; SA = Salvador. **(B)** Crátons maiores da América do Sul e da África e sua relação com as zonas orogênicas brasileiras-pan-africanas que os envolvem, em uma reconstrução esquemática do Gondwana ocidental (modificado de Alkmim *et al.*, 1993; Alkmim & Martins-Neto, 2001; Silva *et al.*, 2016).

## 2. METODOLOGIA

Durante os trabalhos de campo foram coletadas 14 amostras das rochas que compõe o embasamento nos arredores de Bonito de Minas. Nos laboratórios do Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa (IGC/UFMG), foram feitas 15 lâminas delgadas das amostras, as quais foram utilizadas nos estudos micropetrográficos em microscópio ótico de luz polarizada. Posteriormente, 10 amostras foram selecionadas e pulverizadas em moinho de panela de tungstênio e enviadas ao Laboratório SGS-Geosol. Ali, os elementos maiores e cinco elementos traços (Ba, Nb, Sr, Y, Zr) foram analisados por ICP-OES e sete outros traços (Rb, Ta, Sn, Hf, Ni, Th, U) em conjunto

com quatorze elementos terras-raras, foram analisados por ICPMS. A perda ao fogo ocorreu por diferença de peso após aquecimento a 1000 °C. No tratamento dos dados foram utilizados os programas ArcMap 10.2 e TrackMaker Pro para os dados de campo e geofísicos e GCDkit 4.0 para os dados geoquímicos e petrográficos.

A composição química de 5 cristais de monazita de 20 a 35 µm (total de 25 análises) encontrados em gnaiss local foi obtida no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais (CM-UFMG), em uma microsonda JEOL, modelo JXA-8900, através de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS). O imageamento das monazitas foi realizado pela técnica de elétrons retroespalhados nesta microsonda. 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 é descrito em Toya et al. (1984).

**Tabela 1.** Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em monazita pela microsonda eletrônica do CM-UFMG. Os padrões Monazita e Crocoita são da Coleção Astimex. Os padrões YAG, Apatita e Thorita, são da Coleção Ian Steele. Os ortofosfatos de terras raras são doação do Smithsonian Institute.

Método = WDS (wavelength dispersive spectroscopy) quantitativo						
Tensão de aceleração = 25 Kv						
Intensidade da corrente = 50 nA						
Diâmetro do feixe de elétrons = 2 µm						
Elemento	Raio-X	Cristal	Tempo de contagem		Padrão	
			Pico	Background		
1	Y	La	TAP	20.0	10.0 (seg.)	YAG (Yttrium Aluminum Garnet)
2	Dy	Lb	LiF	20.0	10.0 (seg.)	DyPO <sub>4</sub>
3	P	Ka	PETJ	10.0	5.0 (seg.)	Monazita
4	Si	Ka	TAP	20.0	10.0 (seg.)	ThSiO <sub>4</sub> (sintético)
5	Gd	Lb	LiF	20.0	10.0 (seg.)	GdPO <sub>4</sub>
6	Pb	Mb	PETJ	200.0	100.0 (seg.)	Crocoita
7	Th	Ma	PETJ	20.0	10.0 (seg.)	ThSiO <sub>4</sub> (sintético)
8	Sm	Lb	LiF	20.0	10.0 (seg.)	REE2
9	U	Mb	PETJ	150.0	75.0 (seg.)	UO <sub>2</sub> (sintético)
10	Ca	Ka	PETJ	20.0	10.0 (seg.)	Ca <sub>2</sub> P <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (sintético)
11	Nd	Lb	LiF	20.0	10.0 (seg.)	NdPO <sub>4</sub>
12	La	La	PETJ	10.0	5.0 (seg.)	Monazita
13	Pr	Lb	LiF	20.0	10.0 (seg.)	PrPO <sub>4</sub>
14	Ce	La	LiF	10.0	5.0 (seg.)	Monazita

Sobreposições de picos de raios-X entre Y e Pb não precisaram ser corrigidas por não ter havido medição em PbMa (Chumbo M alfa), mas apenas em PbMb (chumbo M beta). Entretanto, para se evitar erros nas idades obtidas, a interferência de ThMz (tório M gama) sobre o UMb (urânio M beta) medido precisou

ser corrigida, seguindo Scherrer et al. (2000) em adaptação às condições do CM-UFMG, segundo a equação 1. Para a determinação da idade utilizou-se o método de datação química U-Th-Pb<sub>T</sub> descrito em Chaves et al. (2013) a partir das próprias lâminas delgadas investigadas no estudo micropetrográfico. Estas foram polidas com alumina isenta de Pb, Th e U (para se evitar qualquer contaminação por estes elementos) e recobertas com filme de carbono em equipamento metalizador apropriado. O cálculo das idades químicas pontuais U-Th-Pb<sub>T</sub> foi feito com o auxílio do software EPMA Dating (Pommier et al., 2004) utilizando-se a equação 2 e o cálculo da média das idades e de seus parâmetros estatísticos foi realizado com o apoio do software Isoplot (Ludwig, 2003).

$$Uc = Um - 0.006365 Thm \quad (\text{Equação 1})$$

$$Pbm = \left[ Thm (e^{\lambda_{232T}} - 1) \frac{M_{208}}{M_{232}} \right] + \left[ Uc (e^{\lambda_{238T}} - 1) \frac{M_{206}}{M_{238}} 0.9928 \right] + \left[ Uc (e^{\lambda_{235T}} - 1) \frac{M_{207}}{M_{235}} 0.0072 \right] \quad (\text{Equação 2})$$

Onde:

Pbm, Thm e Um são as concentrações medidas, em ppm, obtidas na microsonda.

Uc corresponde ao urânio corrigido;

T é a idade em milhões de anos (Ma);

M206, M207, M208, M232, M235 e M238 são respectivamente as massas atômicas de 206Pb, 207Pb, 208Pb, 232Th, 235U, 238U;

$$\lambda_{232} = 0.49475 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1};$$

$$\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1};$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1};$$

$$U_{238}/(U_{235}+U_{238})=0.9928;$$

$$U_{235}/(U_{235}+U_{238})=0.0072.$$

### 3. GEOLOGIA DA REGIÃO DE ESTUDO

O Alto de Januária corresponde a uma elevação do embasamento cristalino, que atinge altitudes próximas a 600 metros nos arredores do município de Bonito de Minas (Figura 2A). Esta elevação, segundo Iglesias (2007), provavelmente foi gerada pela ação de falhas normais neoproterozoicas, ou mais antigas, reativadas durante a sedimentação do Grupo Bambuí. Estas falhas formariam um sistema do tipo *horst* e *graben* de direção EW e N40-50W (Costa, 1978; Beurlen 1973) com diques de rochas básicas encaixados (Paulsen et al., 1974). A Figura 2B exibe a distribuição das principais unidades na região do Alto de Januária e a Tabela 2 uma breve descrição destas.

As rochas gnáissicas e graníticas do CSF, aflorantes na margem esquerda do rio São Francisco, são descritas pelos projetos de mapeamento da CODEMIG como integrantes do Complexo Januária. Estas ocorrem em janelas que expõem o embasamento do CSF ao longo das drenagens dos principais rios e córregos dos municípios de Januária,

Bonito de Minas e Cônego Marinho e compõe um conjunto de rochas deformadas e indeformadas (Almeida & Uchigasaki, 2003).

Na região de Bonito de Minas (MG), o embasamento do CSF é composto por gnaisses e granitoides, os quais constituem o núcleo "intacto" do CSF com idades mais antigas que 1,8 Ga. Estas rochas são sobrepostas por coberturas pré-cambrianas (Grupo Bambuí) e fanerozóicas (Grupos Santa Fé, Areado e Urucuia) que constituem a Bacia do São Francisco (Figura 2). As unidades pré-cambrianas da Bacia do São Francisco foram deformadas durante o Neoproterozoico pela Orogênese Brasileira, e a disposição dessa deformação pode ser subdividida em três compartimentos estruturais segundo Alkmim & Martins-Neto (2001): compartimento oeste (W) correspondente à porção externa das faixas Brasília e Rio Preto; compartimento central (C) no qual os sedimentos do Supergrupo São Francisco encontram-se indeformados; compartimento leste (E) que corresponde à porção externa da Faixa Araçuaí (Figura 1A). Desta forma a estruturação do compartimento central é rígida fundamentalmente

pelo complexo cristalino basal isento de deformação brasileira (Iglesias, 2007).

As rochas que compõe o Complexo Januária afloram principalmente sob a forma de campos de blocos *in situ* ou lajedos com maior concentração em drenagens (Figura 3A). Seus contatos não foram observados pelo número limitado de exposições. Os mapas geofísicos utilizados (Figuras 3B e 3C) correspondem às áreas 5 e 18 produzidos pelo Levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais, realizado pela CODEMIG (2008/2009 e 2010/2011), com altura de voo de 100 metros e espaçamento de 500 metros.

O posicionamento das amplitudes resultantes do sinal analítico (Figura 3B) revela lineamentos de alta intensidade magnética relacionados a diques máficos de direção NW-SE referentes ao enxame Januária (Chaves & Neves, 2005). A associação do mapa gamaespectrométrico ternário Th-U-K com o relevo sombreado (Figura 3C) permite definir áreas de alto potássio associadas principalmente a drenagens. O padrão de alto K é devido à presença de gnaisses e granitoides aflorantes especialmente na área central.

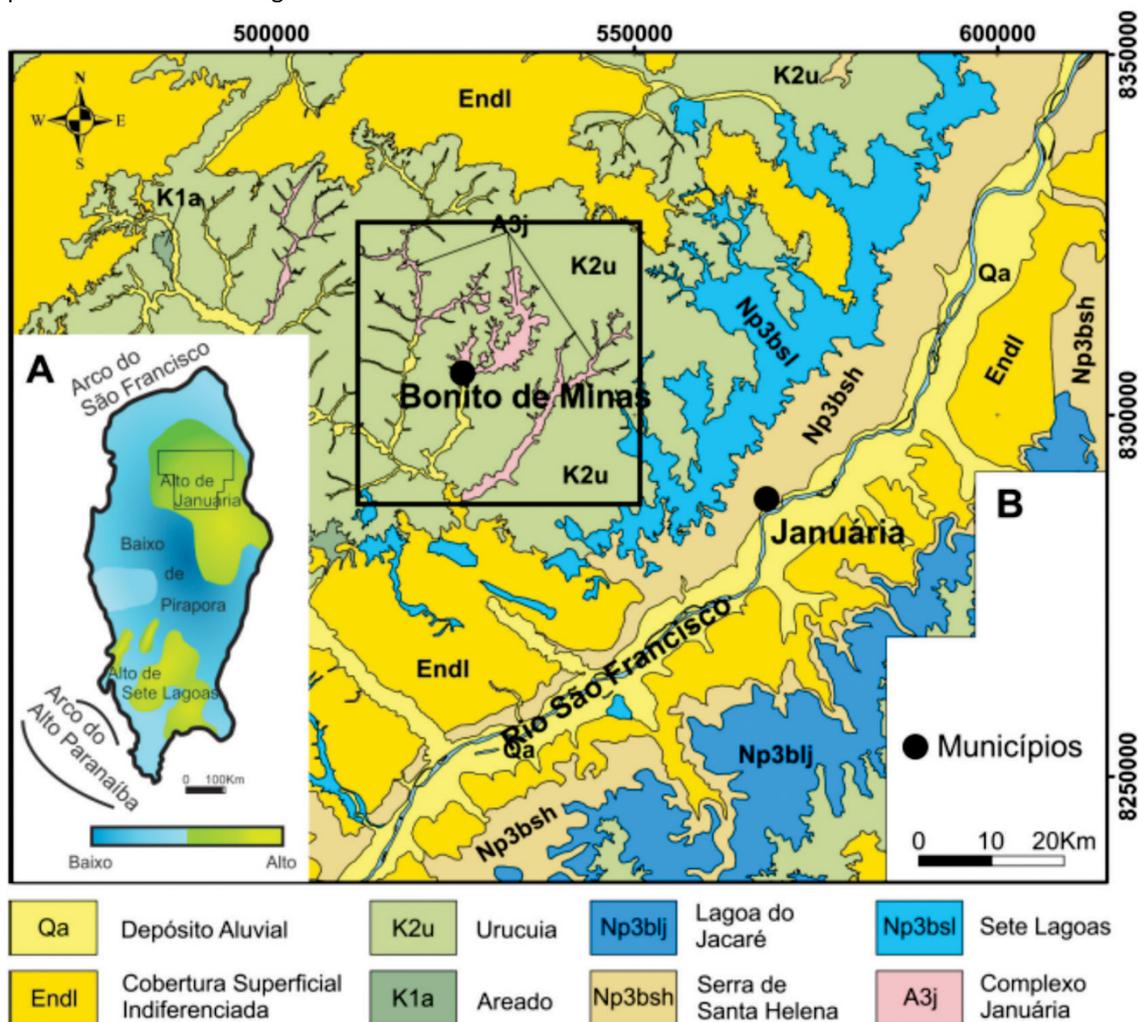
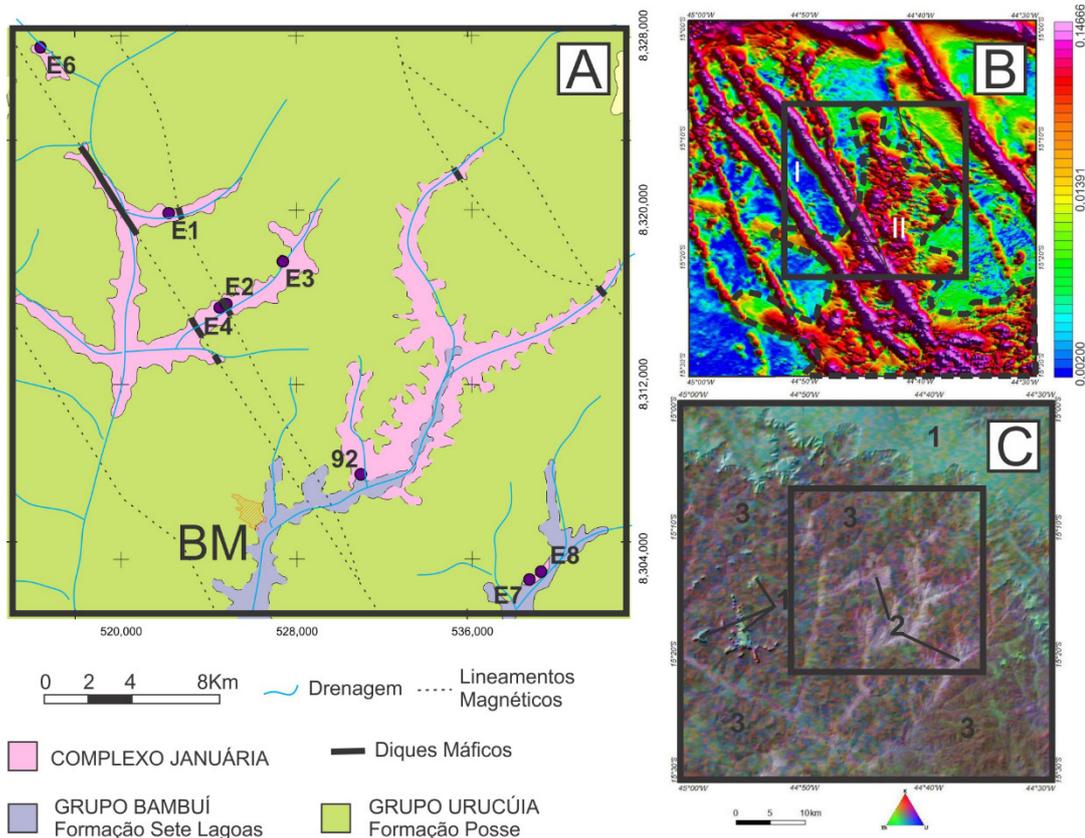


Figura 2. (A) Feições gravimétricas do embasamento do CSF com destaque para o Alto de Januária. (B) Mapa Geológico da região do Alto Januária com a delimitação da área de estudo (Modificado de Alkmim & Martins-Neto, 2001; CODEMIG, 2014).

**Tabela 2.** Coluna estratigráfica com as principais unidades, idades e litologias da região do Alto de Januária na área de estudo. Fontes: 1 CODEMIG (2014); 2a Geobank (2015a); 2b Geobank (2015b); 2c Geobank (2015c); 3 Dias-Brito et al. (1999); 4 Babinski & Kaufman (2003); 5 Nobre-Lopes (2002); 6 Babinski (1993); 7 Radambrasil (1982); 8 Costa & Branco (1961); 9 Pflug & Renger (1973).

Código	Supergrupo	Grupo	Formação	Litologia	Idade
Qa	Depósito Aluvial			Sedimentos clásticos inconsolidados.	Quartenário <sup>1</sup>
Endl	Cobertura Superficial indiferenciada			Sedimentos clásticos e lateríticos ferruginosos.	Neógeno <sup>1</sup>
K2u		Urucuia		Arenitos, quartzosos, avermelhados e brancos, de granulometria areia fina à média, com grãos arredondados, bem selecionados e matriz argilosa escassa <sup>8</sup> . Arenito conglomerático, arenito, folhelho ou argilito, conglomerado <sup>1</sup> .	Cretáceo Superior <sup>2c</sup> (99,6 Ma - 65,6 Ma)
K1a		Areado		Folhelho, arenito feldspático, arenito lítico, arenito conglomerático, conglomerado polimítico, siltito <sup>1</sup> .	Barremiano – Eoaptiano <sup>3</sup>
NP3blj			Lagoa do Jacaré	Calcários oolíticos e psolíticos, cinza escuros, fétidos, cristalinos com siltitos e margas intercalados <sup>10</sup> .	Ediacarano <sup>2a</sup> (542,1 Ma - 630 Ma)
NP3bsh	São Francisco <sup>9</sup>	Bambuú	Serra de Santa Helena	Siltitos, argilitos, ardósias e folhelhos esverdeados lentes de calcário <sup>8</sup> .	Ediacarano <sup>2b</sup> (542,1 Ma - 630 Ma)
NP3bsl			Sete Lagoas	Calcário e dolomitos ocasionalmente com lentes de margas e pelitos <sup>8</sup> .	740 ± 22 Ma (Pb/Pb) <sup>4</sup> 600 Ma ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sup>5</sup> 686 ± 69 Ma (Pb/Pb) <sup>6</sup>
A3j	Complexo Januária			Gnaisses bandados tipo TTG e granitoides associados <sup>1</sup> .	1.970 Ma (Rb/Sr) <sup>7</sup>



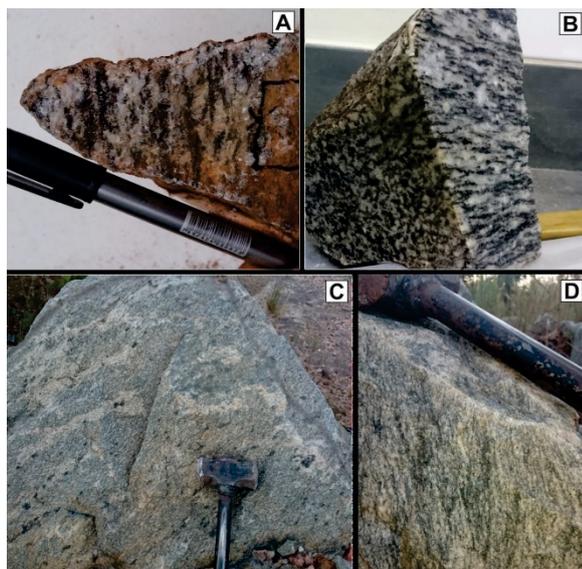
**Figura 3.** (A) Mapa de localização das rochas graníticas e gnáissicas amostradas em janelas que expõem o embasamento do CSF ao longo das drenagens locais. BM = Bonito de Minas (Modificado de Uhlein et al., 2015). (B) Mapa magnetométrico (sinal analítico) da folha Catolé dividido em domínios de anomalia: I = baixo sinal analítico e II = alto sinal analítico (Modificado de CODEMIG, 2014). (C) Mapa ternário dos canais de potássio, urânio e tório no padrão RGB associado ao relevo sombreado. Domínios gamaespectrométricos indicados na figura e explicados no texto (Modificado de CODEMIG, 2014).

As rochas que compõe o embasamento do CSF na região de Bonito de Minas são agrupadas em gnaisses (deformados) e granitoides (indeformados). Dentre as rochas deformadas que compõe o Complexo Januária tem-se a presença de gnaisses e gnaisses migmatíticos.

Os gnaisses apresentam-se com bandamento fino, granolepidoblástico de granulação predominantemente fina à média (Figura 4A e 4B). O bandamento é marcado pela alternância de bandas félsicas, centimétricas (aproximadamente 3 cm) ricas

em feldspato e quartzo, intercalados por bandas finas ricas em biotita e anfibólio.

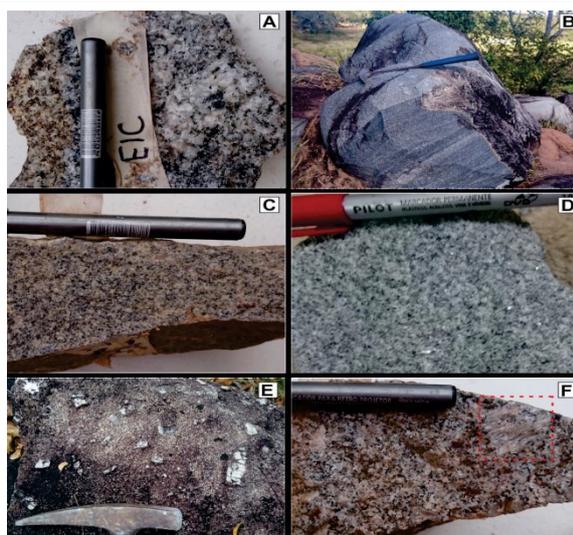
O gnaiss migmatítico apresenta granulação grossa, foliação marcada pela orientação de biotita e textura flebitica e estictolítica (figura 4C e 4D), representando um metatexito de textura de manchas segundo a classificação de Sawyer (2008). Nesta rocha o leucossoma ocorre como porções disformes de granulação levemente mais grossa que o melanossoma. No interior destas porções félsicas observa-se, também, manchas escuras que representam a concentração de minerais máficos indicando fusão parcial *in situ* em estágios iniciais.



**Figura 4.** Diferentes feições dos gnaisses que compõe o Complexo Januária. **(A)** Gnaiss de granulação grossa com bandamento fino marcado pelas finas camadas de biotita (Amostra E3). **(B)** Detalhe do bandamento no gnaiss (Amostra E3). **(C)** Gnaiss migmatítico com textura flebitica e estictolítica (Amostra E8). **(D)** Detalhe da foliação no gnaiss migmatítico (Amostra E8)

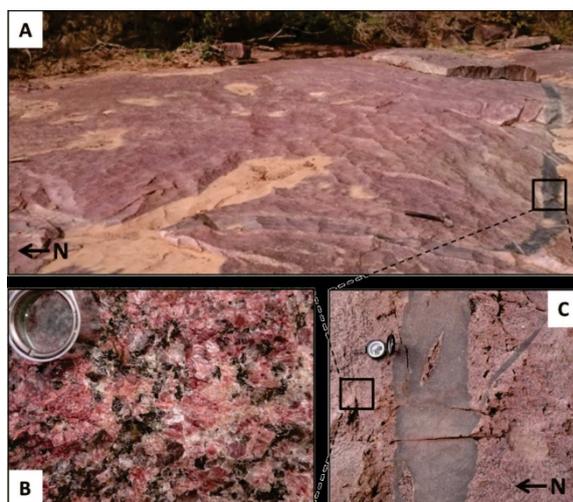
Os granitoides que compõe o embasamento cristalino da região correspondem a granitos e granodioritos de diferentes texturas (Figura 5). Os granitos de granulação fina a média, coloração cinza escuro à bege representam a maior exposição destas rochas (Figuras 5A, 5B, 5C, 5D). Associados a esses corpos encontram-se, localmente, granitos porfíricos (Figuras 5E e 5F) e poucas porções de granito de granulação grossa. O granito porfírico apresenta-se maciço, de coloração cinza claro e bege com fenocristais de K-feldspato euédrico de coloração bege de até 3 cm (Figuras 5E e 5F). Compondo a matriz têm-se cristais de feldspato subédrico e quartzo anédrico.

O granodiorito (E1C – Figura 5A) apresenta-se inequigranular, fanerítico de granulação média a grossa. Na mineralogia destacam-se cristais de feldspato subédricos e coloração branca a cinza claro e quartzo translúcido anédrico. Dentre os minerais máficos tem-se a presença de biotita e anfibólio.



**Figura 5.** Diferentes feições dos granitoides que compõe o Complexo Januária. **(A)** Granodiorito de granulação grossa. (Amostra E1C). **(B)** Afloramento típico de campo de blocos mostrando duas porções de granulação diferente do granito equigranular cinza (Ponto E6). **(C)** Granitoide de coloração cinza claro e bege, fanerítico médio e equigranular (Amostra E2A). **(D)** Granitoide de coloração cinza claro, média, inequigranular (Amostra E7). **(E)** Fenocristais de K-feldspato realçados pelo intemperismo. **(F)** Detalhe do granito porfírico. Quadrado vermelho mostrando um fenocristal (Amostra E2B).

O granito rosa apresenta-se inequigranular, fanerítico com granulação muito grossa, por vezes, pegmatítico (Figura 6). Na mineralogia destacam-se cristais de K-feldspato rosados subédricos; quartzo anédrico; anfibólio e biotita ocorrendo como massas escuras e plagioclásio amarelado (Figura 6B). Localmente, diques de rocha máfica fanerítica fina, distinta daquela dos diques do enxame Januária, cortam o granito róseo em diferentes direções (Figura 6C).



**Figura 6.** **(A)** Afloramento em drenagem seca do granito rosa. Quadrado destacando o dique máfico de dimensões centimétricas cortando o corpo. **(B)** Detalhe do granito róseo (Amostra 92A). **(C)** Detalhe do dique e xenólitos do granito.

#### 4. RESULTADOS

##### Micropetrografia

Os valores de porcentagem modal, para as diferentes lâminas descritas, encontram-se relacionados na Tabela 3 e a classificação das amostras segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1974) na Figura 8A.

##### Gnaise

A amostra E3 corresponde a um gnaise foliado, de composição modal granodiorítica, textura granolepidoblástica, inequigranular de granulação fina a média. Na mineralogia principal tem-se 15% de minerais máficos, aproximadamente 10% de biotita e 5% de anfibólio. O anfibólio presente é a hornblenda, com pleocroísmo forte de verde a castanho, granulação fina, contato interlobado e com inclusões de apatita. A biotita na amostra estudada apresenta-se em dois padrões distintos. O primeiro padrão (bt1) encontra-se associado a anfibólio e epidoto, com a presença de inclusões, pleocroísmo de marrom claro a castanho e contatos irregulares. O segundo padrão (bt2) encontra-se levemente orientado, com pleocroísmo forte de marrom a castanho e com hábito de palhetas. Dentre os minerais félsicos, o quartzo apresenta contatos interlobados, extinção ondulante e está parcialmente recristalizado. Neste caso, ocorre como grãos muito finos anédricos e hábito arredondado. O plagioclásio apresenta-se intensamente saussuritizado com crescimento de epidoto, carbonato e sericita e contato interlobado. O feldspato potássico presente é a microclina com geminação do tipo *tartan*, contatos interlobados e com crescimento de mimerquita no contato com o quartzo. Na mineralogia acessória, identifica-se não só zircão subédrico, formando halos de alteração em biotita, como também apatita, titanita, allanita, que em alguns casos encontra-se com borda de alteração para epidoto e opacos.

##### Gnaise migmatítico

A amostra E8 é de composição modal granítica (Figura 7A), textura granolepidoblástica, inequigranular de granulação fina a média, tendo a biotita levemente orientada como máfico mais abundante e com modo, aproximadamente, 5% da rocha. A biotita ocorre de duas formas principais: formando agregados de granulação fina associados a feições de fusão *in situ* ou preenchendo alguns contatos minerais (Bt1 - padrão mais comum); ou como palhetas deformadas ou não de granulação média a fina (Bt2). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante com padrão de subgrãos alongados, contatos irregulares suturados ou ameboides e formação de núcleos cristalinos que provavelmente cresceram por recristalização dinâmica. O plagioclásio apresenta geminação polissintética segundo a lei da albita, contatos irregulares interlobados, intensa saussuritização (formação de epidotos e micas predominantes e rara formação de carbonato) e com bordas menos saussuritizadas principalmente nos contatos com os feldspatos potássicos. Completando a mineralogia principal, o feldspato potássico presente é a microclina caracterizada pela geminação do tipo *tartan*. Este mineral apresenta contatos irregulares interlobados, formação de pertita, extinção ondulante e alguns cristais apresentam sericitização. Dentre os minerais acessórios, destacam-se granada, apatita, zircão, allanita e monazita. A granada presente tem feições de dissolução ressaltadas por contatos irregulares e associação com biotita do primeiro padrão, sericita e quartzo muito fino envolvendo os seus cristais. A apatita apresenta granulação fina e majoritariamente encontra-se inclusa nos minerais principais. O zircão apresenta-se euédrico a subédrico. A monazita apresenta-se subédrica a anédrica e, por vezes, com indícios de dissolução e alteração para allanita e apatita.

**Tabela 3.** Resumo da porcentagem modal dos minerais máficos e félsicos presentes nas amostras e ocorrência de minerais acessórios (marcados com "x").

% Modal dos minerais		Gnaisses		Granitoides							
				Biotita Granodiorito	Biotita Granito						Biotita Granito Rosa
		E3	E8		E1C	E1B	E2A	E2B	E6A	E6B	
Félsicos	Quartzo	26	40	28	32	36	30	36	32	38	38
	Feldspato Alcalino	16	35	7	19	29	29	31	33	36	39
	Plagioclásio	43	20	45	34	30	33	28	30	23	18
Máficos	Biotita	10	5	15	10	5	8	5	5	3	4
	Anfibólio	5	0	5	5	0	0	0	0	0	<1
Acessórios	Apatita	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
	Allanita	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
	Titanita			x	x		x				x
	Zircão	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
	Muscovita					x			x	x	
	Opacos	x		x	x						x
	Granada		x								
	Monazita		x								

### **Biotita granodiorito**

Este grupo de rochas é representado pela amostra E1C (Figura 7B). Esta rocha apresenta composição granodiorítica, textura holocristalina equigranular de granulação média a grossa. Com relação aos minerais máficos, a amostra apresenta 20% em composição modal. O mineral máfico mais abundante é a biotita que ocorre de duas formas. A primeira forma (bt1) apresenta-se como palhetas com pleocroísmo forte variando de marrom a castanho. O segundo padrão (bt2) encontra-se associado a anfibólio e epidoto, com a presença de inclusões de apatita, epidoto, zircão e opacos, pleocroísmo de marrom claro a castanho e contatos irregulares interlobados. Em ambos os casos a biotita apresenta-se cloritizada nas bordas e ao longo da clivagem. O anfibólio presente é a hornblenda, com pleocroísmo forte de verde a marrom, contato interlobado e com inclusões de apatita, epidoto, zircão e opacos. Dentre os minerais félsicos, o quartzo apresenta extinção ondulante, contato interlobado e claramente preenchendo espaços intergranulares. O plagioclásio apresenta-se subédrico, contato retilíneo, com geminação polissintética segundo a lei da albita e saussuritizado. O feldspato potássico, pouco abundante, é o ortoclásio com geminação Carlsbad e com formação de mirmequita. Na mineralogia acessória, pode-se destacar a presença de titanita, opacos, apatita e allanita.

### **Biotita granito**

Este grupo de rochas engloba as amostras E1B, E2A (Figura 7C), E2B, E6A, E6B e E7. Estas rochas de maneira geral apresentam composição modal granítica, textura holocristalina, inequigranular de granulação fina a média, com aproximadamente 5% de minerais máficos, principalmente biotita. Dentre as lâminas descritas a amostra E2B se destaca por apresentar textura holocristalina porfírica com fenocristais de microclina de até 3 cm e matriz inequigranular de granulação fina a média. A biotita ocorre como palhetas finas com inclusões de apatita, plagioclásio e anfibólio e com borda de alteração para clorita. O anfibólio, presente principalmente na amostra E1B, ocorre como cristais alongados com pleocroísmo fraco em tons de verde. O quartzo apresenta contatos interlobados e extinção ondulante. O plagioclásio encontra-se intensamente saussuritizado, com formação de sericita e carbonato e contato interlobado. Na amostra E7 este feldspato possui borda menos saussuritizada e padrão de extinção diferente do núcleo do cristal indicando um zoneamento composicional. Ainda nesta amostra o plagioclásio apresenta-se subédrico com contatos retilíneos. O feldspato potássico presente é a microclina, com geminação do tipo *tartan*, presença

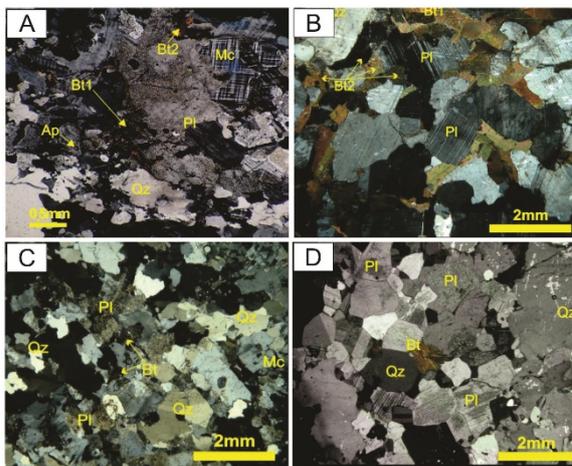
de pertita e contato irregular interlobado. Próximo a alguns destes contatos, é possível observar a presença de mirmequita. Na amostra E2B a microclina, além como descrito compoendo a matriz, ocorre na forma de fenocristais poiquilíticos de até 3 cm, subédricos com contatos retilíneos, sericitizados e com inclusões de biotita e plagioclásio, predominantemente, e diferentes minerais acessórios como apatita, allanita e zircão. A mineralogia acessória apresenta apatita subédrica; zircão euédrico a subédrico; muscovita fazendo contato com diferentes minerais, ou na forma de sericita inclusa em cristais de feldspato formada pela alteração destes; e allanita.

### **Biotita granito rosa**

Esta rocha é representada pela amostra 92A e representa um granito de granulação grossa, inequigranular com aproximadamente 5% de minerais máficos. A biotita, máfico mais abundante, encontra-se associada a anfibólio, provavelmente hornblenda (Figura 7D). Este anfibólio encontra-se nas clivagens da biotita ou como grãos em uma massa de biotita e epidoto, apresenta pleocroísmo de verde para castanho. A porção félsica da rocha é composta por plagioclásio, quartzo e microclina em ordem crescente de abundância. O plagioclásio apresenta forma subédrica, contatos retilíneos e saussuritizado, com maior intensidade no centro que nas bordas indicando um zoneamento composicional normal. O quartzo apresenta extinção ondulante e contatos interlobados. A microclina apresenta textura poiquilítica com granulação grossa a muito grossa, contatos irregulares interlobados, geminação do tipo *tartan*, concentração de óxidos finos ao longo da clivagem e a presença de pertita. Na mineralogia acessória destaca-se epidoto que aparece disseminado na rocha ou associado à biotita e anfibólio, allanita, que quando inclusa em biotita, forma halos pleocróicos nesta, além de opacos e zircão euédrico a subédrico.

Cortando estas rochas, em campo, há diques máficos que se encontram parcialmente contaminados pelo granito rosa. Estes diques apresentam-se com granulação fina a média, equigranulares. A mineralogia destes diques apresenta anfibólio, provavelmente hornblenda, anédrico com pleocroísmo variando de verde a marrom claro. Este anfibólio encontra-se alterando para biotita e clorita nas bordas. Para os minerais félsicos, é difícil determinar a mineralogia primária do dique, uma vez que existe intensa incorporação de minerais da encaixante. Para estes minerais pode-se destacar a presença de quartzo, plagioclásio e microclina. O quartzo encontra-se com contato amebóide e extinção ondulante; o plagioclásio

altamente saussuritizado e a microclina, pouco abundante, pode conter plagioclásio e quartzo inclusos. Estes diques diferem mineralogicamente do dique E4 do enxame Januária, tendo em vista que este último apresenta basicamente piroxênio e plagioclásio, sem K-feldspato.



**Figura 7. (A)** Fotomicrografia do gnaiss migmatítico E8. Mineralogia principal sob LPC. **(B)** Fotomicrografia do granodiorito E1C do Complexo Januária. Mineralogia principal sob LPC. **(C)** Fotomicrografia das amostras do biotita granito. Visão geral da mineralogia dos granitos. Amostra E2A sob LPC. **(D)** Mineralogia principal da matriz amostra 92A sob LPC. Abreviações de minerais segundo Whitney & Evans (2010). Bt = biotita, Mc = microclina, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo, Ap = apatita.

### Geoquímica

A tabela 4 apresenta os dados analíticos de elementos maiores (% em peso), elementos traços e terras raras (ppm) de 10 amostras. Nela estão também apresentados os respectivos dados de composição normativa CIPW.

Os dados (% em peso) de elementos maiores mostram que as rochas possuem acima de 67% de SiO<sub>2</sub>, valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 12 e 16%, ferro total menor que 4,5% e MgO abaixo de 0,8% cada. Apresentam valores de K<sub>2</sub>O e Na<sub>2</sub>O acima de 3% e grande variação nos teores de CaO (1 a 3,7 % para os granitoides e 0,7 a 4% para os gnaisses).

No diagrama TAS (Figura 8B) as composições graníticas e granodiorítica, descritas em valores modais (Figura 8A), podem ser confirmadas, tanto para as rochas ígneas quanto para as metamórficas. Segundo a classificação de rochas ígneas proposta por Frost *et al.* (2001) e Peccerillo & Taylor (1976), as amostras do complexo Januária são, majoritariamente peraluminosas, cálcio-alcálicas de alto potássio (Figura 8C, 8D e 8E), com exceção da amostra E1C (biotita granodiorito) que é cálcica e toleítica, e a amostra E3 (гнаiss), que é

metaluminosa. Segundo os diagramas de Whalen *et al.* (1987) (Figura 8F e 8G), observa-se uma tendência do biotita granito rosa (92A) se posicionar no campo dos granitos tipo A enquanto os demais granitoides nos campos dos granitoides tipo I e S. Pelo diagrama de Chappell & White (2001) percebe-se que as amostras correspondem a granitoides do tipo I (Figura 8H). Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Figuras 8I a 8K), os granitoides são classificados como de ambiente de arco magmático e o biotita granito rosa como pós-colisional.

O diagrama de elementos terras-raras – ETR – (Figura 8L), normalizados segundo o condrito de Boynton (1984), revela uma similaridade nos padrões de ETR entre os grupos petrográficos. Os gnaisses apresentam um discreto fracionamento de ETR leves em relação aos pesados, com notável anomalia negativa de Eu. Para os granitoides do complexo Januária, o biotita granodiorito apresenta um fracionamento de ETR leves em relação aos pesados mais acentuado que os gnaisses, com leve anomalia negativa de Eu. Os biotita granitos apresentam leves anomalias positivas ou negativas de Eu e uma horizontalização dos ETR pesados a partir do Dy assim como o biotita granito rosa. O diagrama de elementos incompatíveis, normalizados segundo o MORB de Pearce (1983), revela que as amostras apresentam, de forma geral, anomalias negativas de Nb, Ta, Sr, P e Ti. Por fim, o diagrama de Laurent *et al.* (2014) permite inferir que o biotita granodiorito é derivado de uma fonte máfica de baixo potássio, enquanto os biotita granitos provavelmente são derivados de uma fonte máfica de alto potássio (Figura 8N).

### Geocronologia

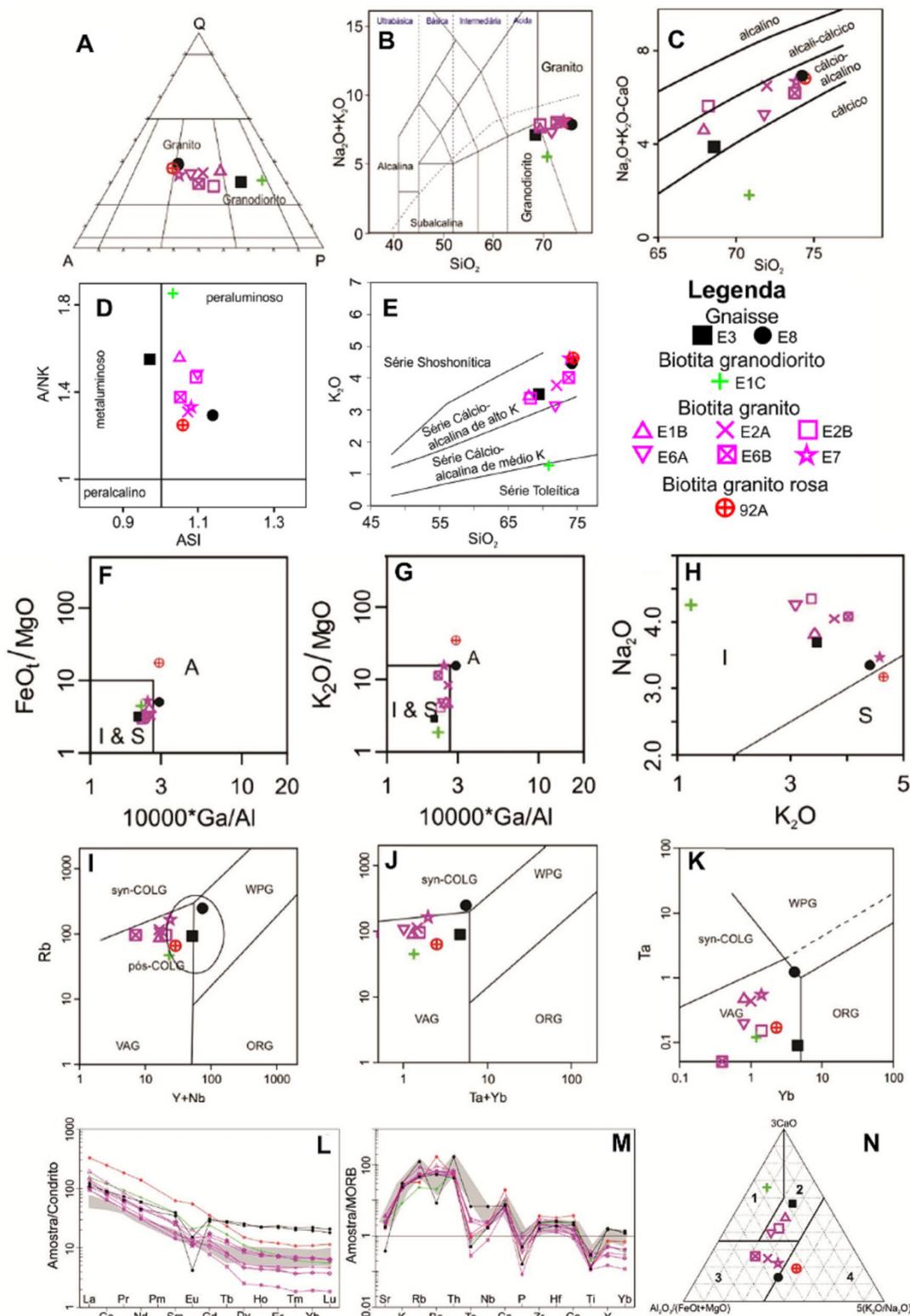
Os 5 cristais de monazita da amostra E8 analisados por microsonda eletrônica tem suas análises apresentadas na tabela 5.

Todos os pontos analisados, como observado na Tabela 5, apresentam somatório de óxidos entre 98,00 e 100,32% indicando, juntamente com os demais dados obtidos, análises consideradas confiáveis dentro do limite de erro de ± 2%. As concentrações de UO<sub>2</sub> (0,29% - 1,06%), ThO<sub>4</sub> (4,57% - 14,83%) e PbO (0,57% - 1,50%) foram levadas em consideração para a obtenção das idades pontuais.

As imagens de elétrons retroespalhados obtidas na microsonda (figura 9) mostram que os cristais de monazita investigados são subédricos a anédricos, alguns deles com padrões de dissolução/alteração de borda (Figuras 9A, 9B, 9E) e padrões de zoneamento associados às variações do teor de Th no seu interior (Figuras 9C e 9D).

**Tabela 4.** Composição química e normativa das amostras do Complexo Januária (PF = perda ao fogo, ferro expresso como Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>).

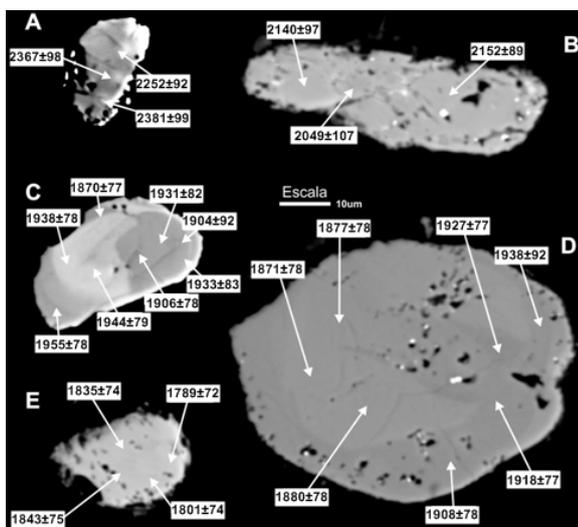
Gnaisses			Granitoides							
			Biotita Granodiorito	Biotita Granito						Biotita Granito rosa
E3	E8	E1C	E1B	E2A	E2B	E6A	E6B	E7	92A	
<b>Elementos Maiores (%)</b>										
SiO <sub>2</sub>	68,58	74,23	70,89	67,96	72,01	68,24	71,83	73,8	73,91	74,43
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,18	0,3	0,54	0,22	0,41	0,37	0,17	0,21	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,2	13,29	15,44	15,57	14,04	15,81	15,37	15,22	14,18	12,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	4,31	1,6	3,28	3,24	1,65	2,94	2,32	1,13	1,72	2,53
CaO	3,26	0,79	3,73	2,74	1,32	2,08	2,05	1,9	1,36	1
MgO	1,2	0,28	0,64	0,72	0,45	0,78	0,64	0,35	0,29	0,13
MnO	0,08	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,02	0,03	0,04
K <sub>2</sub> O	3,47	4,45	1,24	3,43	3,78	3,37	3,09	4,02	4,58	4,64
Na <sub>2</sub> O	3,69	3,31	4,26	3,83	4,05	4,35	4,25	4,08	3,46	3,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,02	0,14	0,14	0,04	0,11	0,07	0,05	0,01	0,02
PF	0,63	0,55	0,75	0,78	0,78	0,89	0,87	0,66	0,8	0,3
<b>Total</b>	<b>100,93</b>	<b>98,74</b>	<b>100,73</b>	<b>99,02</b>	<b>98,38</b>	<b>99,03</b>	<b>100,92</b>	<b>101,42</b>	<b>100,57</b>	<b>99,21</b>
<b>Minerais Normativos CIPW (%)</b>										
Q	25,48	35,9	32,82	26,01	30,61	24,74	30,14	30,24	32,95	35,96
C	0	1,64	0,64	0,91	0,98	1,49	1,47	0,82	1,08	0,75
Or	20,51	26,3	7,33	20,27	22,34	19,92	18,26	23,76	27,07	27,42
Ab	31,22	28,01	36,05	32,41	34,27	36,81	35,96	34,52	29,28	26,82
An	14,66	3,79	17,59	12,68	6,29	9,6	9,71	9,1	6,68	4,83
Hy	2,99	0,7	1,59	1,79	1,12	1,94	1,59	0,87	0,72	0,32
Il	0,17	0,06	0,11	0,11	0,09	0,11	0,06	0,04	0,06	0,09
Hm	4,31	1,6	3,28	3,24	1,65	2,94	2,32	1,13	1,72	2,53
Tn	0,79	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ru	0,03	0,15	0,24	0,48	0,18	0,35	0,34	0,15	0,18	0,14
Ap	0,14	0,05	0,33	0,33	0,1	0,26	0,17	0,12	0,02	0,05
<b>Total</b>	<b>100,3</b>	<b>98,19</b>	<b>99,99</b>	<b>98,24</b>	<b>97,61</b>	<b>98,16</b>	<b>100,03</b>	<b>100,75</b>	<b>99,76</b>	<b>98,91</b>
<b>Elementos Traços (ppm)</b>										
V	43	34	0	44	26	66	53	18	0	25
Co	108,7	110,6	105,1	123,6	137,6	113,3	127,5	149,4	143,1	149,9
Ni	9	11	8	11	10	13	17	9	6	9
Zn	44	34	32	37	32	38	43	11	16	62
Ga	16,7	20,4	18	20,4	19,1	19,1	19,5	17,6	18	19,7
Rb	90,8	245,6	45,7	87,7	114,4	95,9	108,3	93,7	167,7	64,5
Sr	212	46	327	438	263	416	293	272	217	195
Y	45,35	48,79	16,46	8,27	9,88	14,29	8,33	4,43	14,9	21,69
Zr	216	144	207	271	130	193	200	126	174	326
Nb	5,97	23,74	5,96	7,97	6,27	5,94	8,64	2,67	8,76	6,58
Ba	1071	169	411	1806	1038	1346	1080	1277	1258	3317
Hf	6,08	4,57	5,53	6,17	3,68	4,65	4,54	3,07	4,48	7,68
Ta	0,09	1,22	0,12	0,48	0,44	0,15	0,2	0,05	0,55	0,17
Th	8,4	33,2	13	13,7	10,7	10,3	9,8	12,6	11,8	9,6
U	0,71	31,31	1,38	1,41	3,27	1,42	2	3,88	2,44	1,16
<b>Elementos Terras raras (ppm)</b>										
La	33,9	38	48,2	60	30,1	43,7	43,5	29,3	32,5	101,8
Ce	72,9	71,1	97,4	102,4	51,3	76,7	62,2	53	66,4	199,2
Pr	9,03	7,83	11,4	10,42	5,46	8,29	6,25	5,44	7,43	22,45
Nd	35,8	27,1	42,7	35,2	19,4	28,7	21,3	18,3	26,3	83,9
Sm	7,6	6,8	7,7	4,8	3,6	4,8	3,3	2,8	5,3	12,2
Eu	1,12	0,31	1,54	1,48	0,89	1,08	1,01	0,9	0,82	4,07
Gd	7,95	7,34	6,2	3,41	2,95	4,01	2,68	2,02	4,48	9,15
Tb	1,28	1,34	0,8	0,4	0,38	0,56	0,34	0,23	0,63	1,11
Dy	7,67	8,25	3,58	1,55	1,74	2,69	1,48	0,81	2,95	4,88
Ho	1,62	1,63	0,64	0,32	0,35	0,53	0,31	0,17	0,56	0,92
Er	4,89	4,69	1,59	0,88	1,02	1,52	0,9	0,46	1,5	2,53
Tm	0,7	0,66	0,2	0,12	0,15	0,23	0,12	0,06	0,21	0,35
Yb	4,6	4,1	1,2	0,8	1	1,4	0,8	0,4	1,4	2,3
Lu	0,67	0,59	0,18	0,12	0,15	0,21	0,12	0,06	0,2	0,37



**Figura 8.** Classificação das rochas do Complexo Januária. **(A)** Diagrama de composição modal QAP (Streckeisen, 1974). **(B)** Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). **(C e D)** Diagramas MALI e ASI, respectivamente, para classificação geoquímica de granitos segundo Frost et al. (2001). **(E)** K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> segundo Peccerillo & Taylor (1976). **(F e G)** Diagramas de classificação de granitos anorogênico segundo Whalen et al. (1987). **(H)** Diagrama de divisão entre granitos tipo – I e S segundo Chappell & White (2001). **(I, J e K)** Diagramas de discriminação tectônica de granitoides segundo Pearce et al. (1984) (modificado por Pearce, 1996). ORG = granitos de cordilheira oceânica, WPG = granitos intraplaca, VAG = granitos de arcos vulcânicos, syn-COLG = granitos sin-colisionais e pós-COLG = granitos pós-colisionais. **(L)** Aracnograma de elementos terras-raras normalizados segundo o condrito de Boynton (1984). Padrão de referência, em cinza, para o batólito costeiro peruano de Atherton et al. (1979). **(M)** Diagrama de elementos incompatíveis normalizados segundo MORB de Pearce (1983). Em cinza, padrão de referência para granitos tipo – I de Winter (2001). **(N)** Diagrama ternário Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(FeO+MgO); 3\*CaO; 5\*(K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O) representando a possível fonte das rochas do Complexo Januária (Laurent et al. 2014). 1 = Rochas máficas de baixo potássio, 2 = Rochas máficas de alto potássio, 3 = Tonalitos e 4 = Metassedimentos.

**Tabela 5.** Composições químicas dos cristais de monazita investigados (óxidos apresentados em % peso).

Cristal e Ponto	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	PbO	CaO	Total
A.1	27.00	1.99	12.33	0.76	9.02	24.00	2.54	8.93	2.57	1.75	0.94	2.38	1.50	2.39	98.10
A.2	27.99	1.55	11.04	0.63	9.63	24.86	2.56	9.26	2.44	1.70	0.85	2.35	1.40	1.91	98.17
A.3	27.45	1.40	10.50	0.62	10.12	25.62	2.43	9.41	2.63	1.62	0.88	2.22	1.35	2.06	98.31
A (Min.)	27.00	1.40	10.50	0.62	9.02	24.00	2.43	8.93	2.44	1.62	0.85	2.22	1.35	1.91	98.10
A (Max.)	27.99	1.99	12.33	0.76	10.12	25.62	2.56	9.41	2.63	1.75	0.94	2.38	1.50	2.39	98.31
A (Média)	27.48	1.65	11.29	0.67	9.59	24.83	2.51	9.20	2.55	1.69	0.89	2.32	1.42	2.12	98.19
B.1	28.01	1.14	7.41	0.29	12.42	30.49	2.76	9.94	1.80	0.98	0.32	0.99	0.79	1.31	98.64
B.2	27.69	1.42	10.68	0.63	10.06	25.54	2.56	9.63	2.48	1.62	0.84	2.23	1.22	2.20	98.81
B.3	28.88	0.25	4.57	0.49	11.18	29.57	2.82	10.34	2.91	2.05	0.92	2.59	0.57	1.30	98.43
B (Min.)	27.69	0.25	4.57	0.29	10.06	25.54	2.56	9.63	1.80	0.98	0.32	0.99	0.57	1.30	98.43
B (Max.)	28.88	1.42	10.68	0.63	12.42	30.49	2.82	10.34	2.91	2.05	0.92	2.59	1.22	2.20	98.81
B (Média)	28.19	0.94	7.55	0.47	11.22	28.53	2.71	9.97	2.40	1.55	0.69	1.94	0.86	1.60	98.63
C.1	28.53	0.49	5.74	0.55	10.73	29.06	2.75	10.31	2.71	1.77	1.04	2.59	0.64	1.44	98.34
C.2	28.88	1.23	6.56	0.71	10.50	27.89	2.68	10.04	2.72	1.77	1.03	2.53	0.77	1.59	98.89
C.3	28.18	1.60	10.21	0.40	10.94	26.56	2.51	9.61	2.50	1.49	0.69	1.44	0.98	1.51	98.61
C.4	27.20	1.83	14.32	0.66	9.77	23.88	2.28	8.64	2.22	1.38	0.73	1.64	1.35	2.40	98.31
C.5	28.93	1.58	11.82	0.79	9.71	24.04	2.27	8.80	2.37	1.72	0.74	1.90	1.24	2.32	98.22
C.6	28.41	0.75	10.26	1.03	9.98	25.70	2.48	9.17	2.27	1.50	0.85	1.93	1.19	2.48	98.01
C.7	28.72	0.67	8.74	1.01	10.20	26.27	2.48	9.50	2.46	1.62	0.89	2.10	1.06	2.35	98.06
C.8	29.06	0.75	7.09	0.75	10.23	27.99	2.72	9.30	2.61	1.86	0.96	2.62	0.82	1.86	98.62
C (Min.)	27.20	0.49	5.74	0.40	9.71	23.88	2.27	8.64	2.22	1.38	0.69	1.44	0.64	1.44	98.01
C (Max.)	29.06	1.83	14.32	1.03	10.94	29.06	2.75	10.31	2.72	1.86	1.04	2.62	1.35	2.48	98.89
C (Média)	28.49	1.11	9.34	0.74	10.26	26.42	2.52	9.42	2.48	1.64	0.87	2.09	1.01	1.99	98.38
D.1	27.10	1.64	11.48	0.59	10.13	26.03	2.72	9.41	2.46	1.63	0.70	1.87	1.11	1.83	98.68
D.2	26.95	1.66	12.70	0.54	10.23	25.92	2.53	9.07	2.45	1.62	0.75	1.60	1.19	2.35	99.57
D.3	27.04	1.72	13.14	0.59	10.63	25.61	2.46	9.09	2.50	1.55	0.69	1.61	1.24	2.06	99.93
D.4	26.77	1.82	14.83	0.66	9.64	24.63	2.24	8.72	2.26	1.52	0.73	1.73	1.42	2.39	99.34
D.5	28.42	0.70	10.12	1.01	10.34	25.91	2.55	9.60	2.55	1.78	0.89	1.98	1.15	2.42	99.41
D.6	28.69	0.73	9.75	1.06	10.28	26.22	2.44	9.49	2.64	1.74	0.91	2.02	1.15	2.42	99.54
D.7	28.88	0.80	9.86	1.05	10.18	26.32	2.48	9.52	2.77	1.65	1.09	2.09	1.16	2.46	100.32
D (Min.)	26.77	0.70	9.75	0.54	9.64	24.63	2.24	8.72	2.26	1.52	0.69	1.60	1.11	1.83	98.68
D (Max.)	28.88	1.82	14.83	1.06	10.63	26.32	2.72	9.60	2.77	1.78	1.09	2.09	1.42	2.46	100.32
D (Média)	27.69	1.30	11.70	0.79	10.20	25.81	2.49	9.27	2.52	1.64	0.82	1.84	1.20	2.28	99.54
E.1	26.31	2.42	12.24	0.91	8.90	24.85	2.49	9.44	2.45	1.95	0.96	2.65	1.20	1.62	98.38
E.2	26.64	2.17	11.73	0.90	9.11	24.92	2.48	9.80	2.64	1.86	0.98	2.75	1.19	1.54	98.71
E.3	26.44	2.16	12.01	0.83	9.31	25.34	2.48	9.56	2.55	1.82	1.00	2.78	1.20	1.68	99.16
E.4	26.94	1.93	14.38	0.67	9.56	24.25	2.21	8.51	2.12	1.40	0.64	1.68	1.31	2.41	98.00
E (Min.)	26.31	1.93	11.73	0.67	8.90	24.25	2.21	8.51	2.12	1.40	0.64	1.68	1.19	1.54	98.00
E (Max.)	26.94	2.42	14.38	0.91	9.56	25.34	2.49	9.80	2.64	1.95	1.00	2.78	1.31	2.41	99.16
E (Média)	26.58	2.17	12.59	0.83	9.22	24.84	2.42	9.33	2.44	1.76	0.90	2.47	1.23	1.81	98.56



**Figura 9.** Imagens de elétrons retroespalhados dos cinco cristais de monazita analisados com suas idades pontuais (em milhões de anos) e respectivos erros.

A fração molar dos membros finais pertencentes ao sistema monazita-cherlita-huttonita foi calculada e lançada no diagrama ternário da Figura 10A (Linthout, 2007). Os cristais estudados podem ser classificados como monazita-Ce.

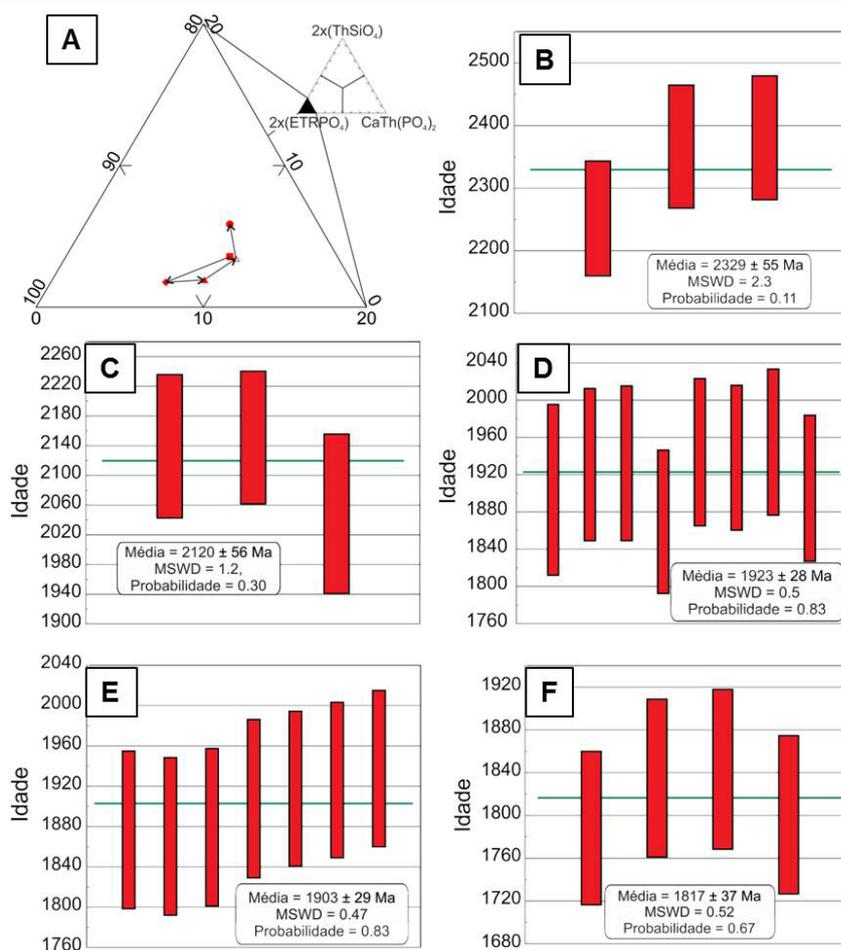
Na tabela 6 estão apresentadas as idades pontuais (e seus respectivos erros) obtidas nos cristais de monazita investigados, as quais produziram quatro padrões de idades distintos:

O cristal A apresenta idade média de  $2329 \pm 55$  Ma (Figura 10B);

O cristal B apresenta idade média de  $2120 \pm 56$  Ma (Figura 10C);

Os cristais C e D apresentaram idades médias de  $1923 \pm 28$  Ma e  $1903 \pm 29$  Ma, respectivamente (Figura 10D e 10E);

E, por fim, o cristal E apresenta idade média de  $1817 \pm 37$  Ma (Figura 10F).



**Figura 10.** (A) Diagrama para o sistema monazita [ETRPO<sub>4</sub>] – cheralita [CaTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>] – huttonita [ThSiO<sub>4</sub>] (Linthout, 2007). (B,C,D,E,F) Média das idades dos cristais de monazita A, B, C, D e E com erro 2σ.

**Tabela 6.** Idades pontuais e seus respectivos erros obtidos nos diferentes cristais de monazita. M Pb é a massa atômica média do Pb calculada segundo Pommier et al. (2004).

Cristal e Ponto	Idade (Ma)	Erro idade (Ma)	U (ppm)	Erro U (ppm)	Th (ppm)	Erro Th (ppm)	Pb (ppm)	Erro Pb (ppm)	M Pb
A.1	2252	92	6027	150	108338	2167	13925	278	207.6
A.2	2367	98	4962	150	97020	1940	12987	260	207.7
A.3	2381	99	4834	150	92283	1846	12486	250	207.7
B.1	2140	97	2160	150	65075	1302	7343	150	207.8
B.2	2152	89	4938	150	93891	1878	11362	227	207.7
B.3	2049	107	4055	150	40144	803	5310	150	207.5
C.1	1904	92	4518	150	50461	1009	5960	150	207.5
C.2	1931	82	5918	150	57614	1152	7166	150	207.5
C.3	1933	83	2937	150	89761	1795	9060	181	207.8
C.4	1870	77	5034	150	125879	2518	12560	251	207.7
C.5	1944	79	6329	150	103874	2077	11548	231	207.6
C.6	1938	78	8479	170	90182	1804	11000	220	207.5
C.7	1955	78	8388	168	76825	1536	9859	197	207.4
C.8	1906	78	6206	150	62324	1246	7575	151	207.5
D.1	1877	78	4559	150	100860	2017	10276	206	207.7
D.2	1871	78	4076	150	111634	2233	11019	220	207.7
D.3	1880	78	4430	150	115509	2310	11529	231	207.7
D.4	1908	78	4971	150	130326	2607	13210	264	207.7
D.5	1918	77	8337	167	88935	1779	10713	214	207.5
D.6	1927	77	8789	176	85718	1714	10629	213	207.5
D.7	1938	78	8722	174	86650	1733	10759	215	207.5
E.1	1789	72	7373	150	107521	2150	11167	223	207.6
E.2	1835	74	7242	150	103092	2062	11065	221	207.6
E.3	1843	75	6636	150	105570	2111	11140	223	207.6
E.4	1801	74	5084	150	126407	2528	12124	242	207.7

## 5. DISCUSSÕES

Os dados de petrografia e geoquímica possibilitam inferir relações e processos pelos quais passaram as rochas que compõem o Complexo Januária a partir da sua formação. As similaridades petrográficas, dos padrões de ETR e elementos incompatíveis (Figura 8L - 8M) das amostras E3 e E8 permitem propor uma associação genética para as duas rochas, ambas metamórficas. Estas duas amostras corresponderiam ao registro do processo de deformação, metamorfismo e migmatização, para a amostra E8, de rochas sílicas pré-existentes no CSF, conforme feições observadas em campo. Desta forma, estas duas amostras corresponderiam ao paleossoma (amostra E3) e ao neossoma (amostra E8) de uma rocha migmatizada. Durante este processo, o anfibólio existente, em contato com o líquido, se transformou em biotita, os plagioclásios desenvolveram halos de alteração e os minerais mais refratários do protólito se acumularam na amostra E3, enquanto o fluido félsico, em reação com estes minerais, formaram a textura em manchas da amostra E8.

Esta correlação entre as amostras pode ser explicada pelos maiores teores de cálcio, ferro e magnésio na amostra E3, a anomalia negativa mais expressiva de Eu e Sr e a anomalia positiva de Rb (Figura 8L - 8M) na amostra E8. A monazita, na amostra E8, é responsável pelo padrão de ETR leves e pela leve anomalia positiva de Th, já a granada é responsável pelo padrão de ETR pesadas e Y. Na amostra E3 o padrão de ETR leves é controlado majoritariamente pela allanita, enquanto o anfibólio é responsável pelo padrão de ETR pesadas, Y e pela leve anomalia negativa de Th. Dada a similaridade nos padrões destes ETR entre as amostras sugere-se que o protólito destas rochas corresponderia à crosta arqueana TTG, já que no diagrama de Laurent *et al.* (2014 - Figura 8N) a amostra E8 se posiciona próxima do campo dos tonalitos.

O biotita granodiorito apresenta características de granitoides do tipo - I (Figuras 8F a 8H), com Na<sub>2</sub>O maior que 3,2% em peso, índice de saturação de alumínio (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO) menor que 1,1 e coríndon normativo menor que 1%. Este grupo de rochas possui composição cálcica peraluminosa, que juntamente com os diagramas de classificação geotectônica (Figuras 8I a 8K) e a anomalia negativa de Nb e Ta (Figura 8L e 8M), interpretadas como herança relacionada a um ambiente de subducção conforme Brown *et al.* (1984), corroborariam com a classificação de granitoides tipo - I. Nesta rocha, o padrão de fracionamento de ETR é contínuo desde os

pesados até os leves. As anomalias negativas de Sr e Eu, P e Ti indicam fracionamento de plagioclásio, apatita e titanomagnetita e/ou ilmenita, respectivamente, a partir de um processo de diferenciação magmática. Segundo o diagrama de Laurent *et al.* (2014), a possível fonte desta rocha granodiorítica seriam magmas máficos de baixo potássio, provavelmente basaltos gerado pela fusão do peridotito da cunha do manto astenosférico hidratado pela subducção da placa oceânica, conforme Moyen & Martin (2012) reconhecem como possível fonte de magmas graníticos. Esta sugestão de fonte também se apoia nos diagramas das figuras 8C e 8E.

O grupo dos biotita granitos, assim como o biotita granodiorito, apresentam características de granitoides do tipo - I (Figuras 8F a 8H). Porém as amostras E2B, E6A e E7 apresentam coríndon normativo maior que 1%, que neste caso poderia ser interpretado como produto de contaminação crustal durante a intrusão do magma. As anomalias negativas de Nb e Ta reforçam a ideia de serem granitoides tipo - I.

As diferentes porções observadas na figura 5B representaria um acamamento ígneo (não metamórfico) semelhante ao descrito por Jerram & Petford (2014) na cidade do Cabo (África) e teria se formado por correntes de convecção no interior da massa granítica em cristalização, uma vez que as diferentes camadas não apresentam diferenças mineralógicas nem composicionais, apenas diferenças granulométricas onde a porção mais clara apresenta granulação ligeiramente mais grossa que a porção mais escura.

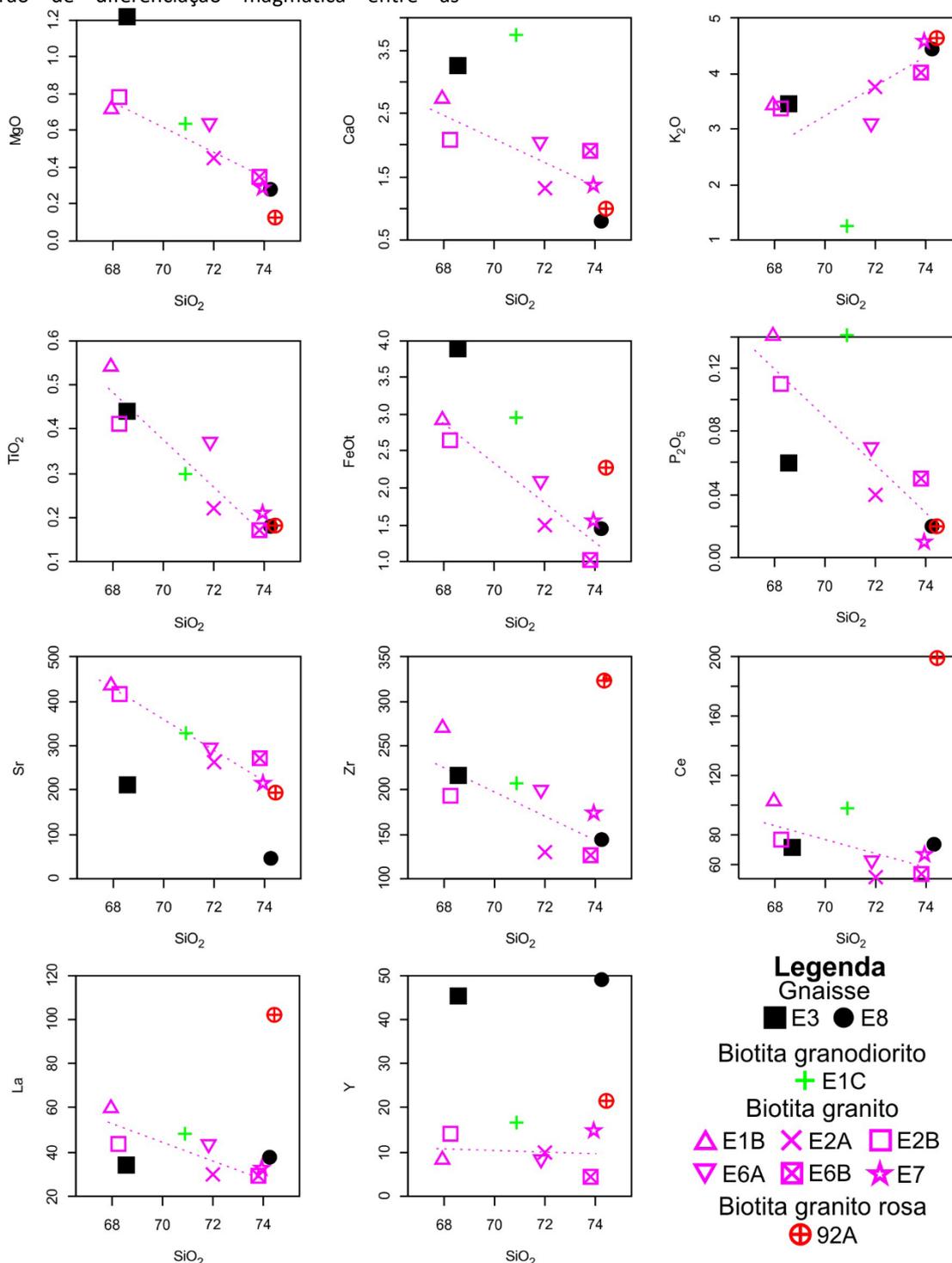
Para estas amostras, que compõem o grupo de biotita granitos, a presença de muscovita seria reflexo do elevado teor de potássio da fonte. Segundo o diagrama de Laurent *et al.* (2014), esta fonte corresponderia a rochas máficas de alto potássio, provavelmente a própria placa oceânica metamorfizada, ou seja, um granada anfibolito então criado pelo aumento de pressão e temperatura durante a subducção da crosta oceânica basáltica, conforme Moyen & Martin (2012). Este fato também se apoia na classificação destes biotita granitos como rochas cálcio-alcálicas de alto potássio, onde o potássio seria derivado da fusão parcial de anfibólitos da fonte. A presença de muscovita, também pode estar relacionada com possível contaminação crustal e/ou processo de diferenciação magmática.

O padrão plano de ETR pesadas (Figura 8L e 8M), destas amostras, é interpretado como resultado da retenção de granada no protólito anfibolítico,

enquanto os ETR leves foram incorporados no fundido gerador destes granitos. Este padrão se assemelha com o produzido por Atherton *et al.* (1979) para o batólito costeiro peruano, assim como o padrão de elementos incompatíveis é condizente com o de granitoides tipo – I de Winter (2001) (Figura 8M).

As anomalias negativas de Sr e Eu, P e Ti (Figura 8M) juntamente com as linhas de tendência evolutiva dos diagramas tipo Harker (Figura 11) revelam um padrão de diferenciação magmática entre as

amostras analisadas dos biotita granitos. Os diagramas tipo Harker possibilitam, ainda, separar os grupos petrográficos através das diferenças nos padrões observados. Esta separação ajuda a apoiar a ideia de fontes e processos distintos para cada grupo. Os diagramas de CaO e K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> mostra que o biotita granodiorito apresenta um padrão diferente dos biotita granitos, assim como o diagrama FeOt, Zr, Ce e La versus SiO<sub>2</sub> separa o biotita granito rosa dos demais, e os diagramas de Sr e Y versus SiO<sub>2</sub> isola os gnaisse dos demais granitoides.



**Figura 11.** Diagramas tipo Harker para elementos maiores e traços versus SiO<sub>2</sub> para as amostras do Complexo Januária.

O biotita granito rosa, representado pela amostra 92A, conforme observado nos gráficos de Whalen *et al.* (1987) (Figuras 8F e 8G) seria um granito tipo – A. Entretanto granitos tipo – A apresentam como característica marcante a anomalia negativa de Eu, resultado do fracionamento de plagioclásio, enriquecimento em Rb e Nb, relacionado à fonte mantélica enriquecida, empobrecimento de Y devido à retenção deste elemento nas granadas da fonte e nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) caem no campo de granitoides intraplaca (Eby, 2011; Pearce, 1996). A amostra em questão por sua vez apresenta anomalia positiva de Eu, anomalia negativa de Nb e leve anomalia negativa de Rb. Desta forma esta amostra não seria classificada como granito tipo – A e representaria, provavelmente, um granito tardi a pós-colisional, conforme observado no diagrama de Rb por Y+Nb (Figura 8I). A anomalia positiva de Eu seria explicada pela alta fugacidade de oxigênio no magma. O Eu passaria para um estágio de oxidação 3+ se tornando compatível com o *melt*. A alta fugacidade de oxigênio, juntamente com os altos teores de ferro da amostra, resultaria na precipitação de microcristais de óxidos de ferro na estrutura da microclina, dando a este mineral a coloração rosa, conforme observado. O padrão de ETR leves, para esta rocha, seria controlado principalmente pela allanita. A sua posição no campo de rocha fonte metassedimentar no diagrama de Laurent *et al.* (2014) sugere que esta rocha pós-colisional teria se formado da fusão de crosta continental com participação de magmas máficos, possivelmente representados pelos diques máficos que cortam a rocha (Figura 6).

Ainda que este estudo esteja baseado em dados limitados e preliminares, propõe-se que as rochas do Complexo Januária são as representantes de um ciclo orogênico com, provavelmente, dois eventos de magmatismo ácido principais e um evento metamórfico. O primeiro evento estaria relacionado à intrusão do biotita granodiorito e do grupo de biotita granitos, durante uma etapa pré-colisional, contemporaneamente ao início do processo de metamorfismo e anatexia da crosta TTG preexistente. O segundo evento magmático, por sua vez, representaria um magmatismo pós-colisional responsável pela intrusão do biotita granito rosa. Ao final, o magmatismo básico anorogênico é marcado pelos diques do enxame Januária.

Sobre os cristais de monazita, a variação pontual nos teores de óxidos, para os diferentes pontos analisados sobre o mesmo cristal de monazita, foi interpretada como uma variação da concentração dos elementos durante o processo de formação dos diferentes cristais. Já as variações de composição entre os diferentes cristais podem indicar processos diversos de dissolução e recristalização das

monazitas, apontados pelos padrões texturais dos grãos analisados. Apesar da existência destas variações composicionais, as monazitas apresentam conteúdo de ETRL maior que ETRP e Y, como característico destes minerais, e baixa entrada de cátions não-ETR, indicando que a monazita funcionou como principal reservatório de ETR para a rocha.

Para as idades obtidas é importante notar o grau de confiabilidade dos dados gerados com MSWD menor que 2,5, probabilidade maior que 10% e erro  $2\sigma$  médio menor que  $\pm 56$  Ma, possibilitando a determinação dos quatro grupos de idades distintos. Entretanto, é importante salientar que as idades U-Th-Pb de cristais de monazita são de um gnaiss migmatítico e foram usadas como balizadoras indiretas da granitogênese local, integradas à dados diretos preliminares de petrografia e geoquímica destas rochas que essencialmente compõem o Complexo Januária.

Quando se associa as características químicas dos cristais analisados às idades obtidas, é possível inferir alguns processos pelos quais as diferentes monazitas passaram para se formar, traçando, assim, uma história evolutiva para a rocha. Desta forma, com base nos dados, propõe-se que a idade obtida na monazita A (ca. 2,33 Ga) representaria um dos primeiros eventos térmicos que afetaram as rochas do Complexo Januária, possivelmente o início do metamorfismo e anatexia da rocha estudada e a intrusão de granitoides pré-colisionais num ambiente de arco magmático continental. Granitoides juvenis de arco de 2,35 Ga foram descritos compondo o Cinturão Mineiro no embasamento do setor sul CSF (Seixas & Stevenson, 2012; Silva *et al.*, 2012) e no embasamento da Faixa Brasília (Fuck *et al.*, 2014). As feições texturais que a monazita A apresenta indica que este cristal passou por processos de dissolução, o que pode suportar esta proposição de cristalização inicial da monazita em ambiente de arco.

Ao se comparar a monazita A com a monazita B, percebe-se um processo de substituição inverso à direção do vetor cheralítico geral (figura 10A), resultando em um aumento na quantidade de ETRL e redução nos demais cátions. Conforme Bea (1996), granadas de fácies anfíbolito são ricas em ETRP e Y e apresentam quantidades próximas de zero de ETRL. Desta forma a cristalização de granada absorveria os ETRP e Y, já os ETRL entrariam em maior quantidade nos cristais de monazita que estariam se cristalizando neste momento, justificando a variação observada. Assim a cristalização da monazita B pode ser entendida como sendo contemporânea à formação das granadas durante o pico do evento metamórfico a aproximadamente 2,12 Ga, evento este que pode ser correlato ao estágio de colisão tardi-Riacciana do sistema orogênico Mantiqueira, à colagem do arco

magmático do Oeste da Bahia e o segmento sin-colisional do cinturão Riachano-Orosiriano no domínio Porteirinha (Silva *et al.*, 2016). Durante a evolução deste evento colisional, presume-se que a rocha alcançou o pico anatético. Este processo de fusão parcial gerou um fundido félsico, representado pela textura em manchas da amostra (Figura 4), que em contato com os cristais existentes teria iniciado um processo de alteração dos mesmos. Esta alteração pode ser observada nos cristais de plagioclásio com borda de reação, as feições de dissolução de granada e a alteração de borda na monazita (formação de allanita). O processo de dissolução das granadas, além de liberar elementos (ETRP e Y) para o sistema, teria sido responsável pela formação dos cristais de biotita fina (bt1). Este processo de migmatização também seria responsável pela formação de extinção ondulante nos cristais de microclina.

Presume-se que o orógeno então formado sofreu colapso gravitacional durante um período tardi a pós-colisional, gerando descompressão regional responsável pela perturbação do sistema químico das monazitas. Este colapso estaria associado, também, com formação de magmatismo pós-colisional a anorogênico que pode estar registrado no biotita granito rosa. Catlos (2005) propõe que processos tectônicos extensionais podem gerar cristais de monazita através da quebra de allanita. Desta forma, a quebra dos cristais de allanita formados como alteração dos cristais da monazita B, durante o contato com o fundido, forneceria os ETRL para a formação de novos grãos de monazita. Sugere-se, então, que esta descompressão ocorreu aproximadamente a 1,91 Ga, sendo registrada pelos cristais de monazita C e D formados neste momento. Texturalmente estes cristais revelam-se com tendência euédrica e com zoneamento interno. Estes cristais apresentam de forma geral baixa quantidade de ETRL e maior quantidade dos demais cátions quando comparados com o cristal B. O predomínio de substituição cheralítica do cristal B para o C e a substituição combinada, cheralítica e huttonítica, do C para o D pode indicar que as monazitas de 1,91 Ga, durante sua formação, absorveram também Ca, Th e Si devido à disponibilidade de ETRL está sendo controlada pela quebra da allanita. Esta idade dos cristais C e D correspondente à fase pós-colisional poderia ser correlacionada à da formação das suítes alcalinas pós-colisionais Lagoa Real (BA) e Gouveana (MG) (Chaves, 2013a; Chaves *et al.*, 2015) no contexto regional.

A última idade registrada, ca. 1,82 Ga no cristal E, pode representar, em escala regional, as primeiras manifestações térmicas associadas à ascensão

astenosférica e relacionadas ao rifteamento ativo Espinhaço e à geração de rochas vulcânicas associadas. A presença de diques máficos pertencentes ao enxame Januária sintetizado em Chaves (2013b) na região corroboram com essa proposição.

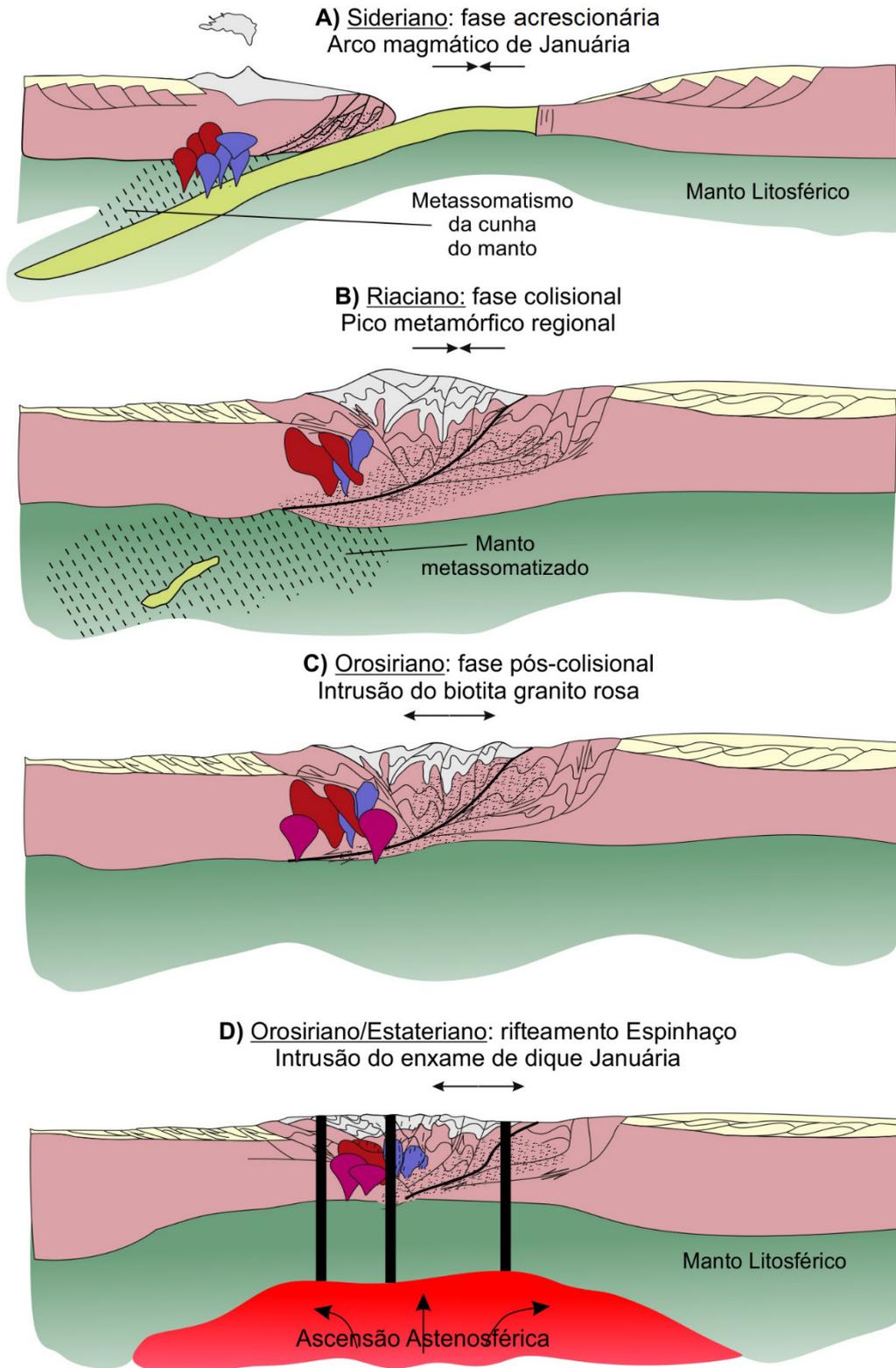
Mesmo que Cherniak *et al.* (2004) defina a robustez térmica da monazita tornando-a capaz de se comportar como um sistema fechado temperaturas da ordem de 900 °C, estudos mais recentes vem revelando que a atividade de fluidos e a variação de pressão podem modificar esta estabilidade, criando a possibilidade de dissolução e a recristalização dos cristais de monazita durante eventos tectônicos (Catlos, 2015). Todas estas características apresentadas pela monazita podem justificar a permanência de cristais de monazita de diferentes idades na rocha analisada, guardando o registro destes possíveis eventos.

## 6. CONCLUSÕES

Um esboço da evolução geotectônica do Complexo Januária é apresentado a seguir.

Inicialmente, durante a fase acrescionária, provavelmente durante o Sideriano – 2329 ± 55 Ma (Figura 10B), ter-se-ia instalado o arco magmático de Januária (Figura 12A). Este arco magmático seria representado pelo biotita granodiorito e pelos biotita granitos. O primeiro ter-se-ia formado da fusão parcial da cunha astenosférica hidratada, que gerariam magmas máficos de baixo potássio e, através de diferenciação magmática, resultaria na amostra E1C. Contemporaneamente a intrusão do biotita granodiorito, ocorreria à intrusão dos biotita granitos. Estes granitos seriam gerados pela fusão parcial da crosta oceânica subductada. Ainda durante a fase acrescionária, as rochas preexistentes do CSF iniciariam um processo de metamorfismo e anatexia.

Esta etapa acrescionária descrita pode ser correlacionada, regionalmente, com a instalação de um arco magmático na porção leste da paleoplaca Gavião (Cruz *et al.*, 2016). A subducção descrita por Cruz *et al.* (*op. cit*) teria se desenvolvido de leste para oeste produzindo rochas graníticas cálcicas a cálcio-alcalinas em um evento pré-colisional a aproximadamente 2,38 Ga. Tanto no Brasil (eg. Bloco Conceição de Tocantins-Natividade na Faixa Brasília – Fuck *et al.*, 2014, no Cinturão Mineiro – Seixas & Stevenson, 2012; Silva *et al.*, 2012; Ortognaisses na Província Borborema – Fetter *et al.*, 2000; Santos *et al.* 2009) quanto em diversas partes do mundo (eg. Canadá e África – Hartlaub *et al.* 2007; Gasquet *et al.*, 2003), idades semelhantes vêm sendo descritas.



**Legenda**

- |                      |   |                                |
|----------------------|---|--------------------------------|
| Biotita granito rosa | Rochas metavulcanossedimentares associadas ao arco Januária | Crosta arqueana/gnaissificação |
| Biotita granito      | Rochas metasedimentares sin a pré-colisionais               | Compressão regional            |
| Biotita granodiorito | Crosta oceânica   | Distensão regional             |
|                      | Movimento reverso   | Movimento normal               |

**Figura 12.** Modelo esquemático de evolução tectônica para as rochas do Complexo Januária. **A)** Início da deformação e migmatização da crosta TTG arqueana e instalação do arco magmático em zona de convergência continente-oceano durante o Sideriano. **B)** Pico metamórfico e migmatização sin-colisional durante o Riaciano. **C)** Colapso orogênico e intrusão do biotita granito rosa. **D)** Intrusão do enxame de diques máficos associados ao rifte Espinhaço. Modificado de Cruz et al. (2016).

Com a evolução da fase acrescionária para a fase colisional, o embasamento preexistente atingiria o ápice metamórfico. Esta etapa colisional (Figura 12B) estaria registrada pela limitada presença de granadas da amostra E8, e o ápice metamórfico pelo processo de reabsorção de granada pelo *melt* gerado. A idade deste evento seria balizada pela monazita B e ocorreria durante o Riaciono,  $2120 \pm 56$  Ma (Figura 10C). No contexto do CSF, a Orogenia Riaciono-Orosiriana é registrada em diversas porções do embasamento do cráton e representa o principal período de formação crustal da América do Sul (Cordani *et al.*, 2000) (e.g. sistema orogênico Mantiqueira e o segmento sin-colisional do cinturão Riaciono-Orosiriano no domínio Porteirinha – Silva *et al.*, 2016; período de maior plutonismo no Cinturão Mineiro – Noce *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002; Noce *et al.*, 2007; Campos & Carneiro, 2008; Ávila *et al.*, 2010; colisão das paleoplacas Gavião e Jequié – Medeiros *et al.*, 2011; Cruz *et al.*, 2016). Fuck *et al.* (2014) também descrevem o intervalo de 2,2 – 2,15 Ga como o de principal evento magmático no bloco Natividade-Cavalcante.

Com o fim do estágio compressional, o orógeno iniciaria o processo de colapso gravitacional (Figura 12C). Esta etapa ocorreria associada à intrusão do biotita granito rosa, provavelmente durante o Orosiriano,  $1923 \pm 28$  Ma e  $1903 \pm 29$  Ma (Figura 10D e 10E). Esta rocha seria formada pela fusão parcial da base da crosta associado a magmas máficos gerados pela fusão parcial, por decompressão, do manto astenosférico. A presença de diques e enclaves máficos cortando o biotita granito rosa reforça esta interpretação. Os diques associados ao biotita granito rosa, não apresentam relação química, mineralógica e de fonte com a amostra E4 que correspondem ao exame de diques Januária de Chaves & Neves (2005). Cruz *et al.* (2016) apresentam, para o período de 2,06 Ga – 1,9 Ga, a fase tardia pós-colisional. Durante esta fase ocorre, na região do Bloco Gavião, a intrusão de granitoides álcali-cálcicos a alcalinos associados à fusão de crosta continental. Sugere-se então que este evento estaria relacionado com o proposto para a região de Januária e seria contemporâneo à formação das suítes alcalinas pós-colisionais Lagoa Real (BA) e Gouveana (MG) (Chaves, 2013a; Chaves *et al.*, 2015) no contexto regional.

Por fim, provavelmente no limite Orosiriano/Estateriano, ca. 1,82 Ga registrada no cristal de monazita E, a ascensão da pluma astenosférica responsável pela instalação do rifte Espinhaço viria a formar os diques máficos representados pela amostra E4 (Figura 12D) que correspondem ao exame de diques Januária de Chaves & Neves (2005). Esta etapa extensional pode ter sido responsável pela formação de monazita

através da quebra de cristais de allanita, como propõe Catlos (2005).

Como os dados preliminares diretos e indiretos aqui apresentados sugerem, o Complexo Januária não seria unicamente arqueano e representaria, junto com os domínios regionais descritos por Silva *et al.* (2016), o processo de amalgamação e a petrogênese associada à orogenia Riaciono-Orosiriana.

## 7. AGRADECIMENTOS

À Capes e ao CNPq pelas bolsas e ao Programa de pós graduação em Geologia da UFMG.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Brito Neves B.B. & Castro Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. *In*: J.M.L. Dominguez, A. Misi (eds). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Salvador, p.: 45-62.
- Alkmim F.F. & Marshak S. 1998. The Transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic Collision and Collapse in the Southern São Francisco Craton region. *Precambrian Research*. 90(1): 29–58.
- Alkmim F.F. & Martins-Neto M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In*: C.P. Pinto & M.A. Martins Neto (eds.) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais, Belo Horizonte, SBG/MG, Belo Horizonte, p.: 9-30.
- Almeida A.M.de & Uchigasaki K. 2003. Mapeamento geológico em área dos municípios de Cônego Marinho e Januária – MG. Trabalho de Graduação. UFMG, 83 p.
- Atherton M.P., McCourt W.J., Sanderson L.M., Taylor W.P. 1979. The geochemical character of the segmented Peruvian Coastal Batholith and associated volcanics. *In*: M.P. Atherton & J. Tarney (eds.). Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence. Shiva. Kent. p.: 334.
- Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V. & Pereira R.M. 2010. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *J. S. American Earth Sciences*. 29(2): 464–482.
- Babinski M. 1993. Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco. Tese de Doutorado. Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, autarquia associada à Univ. de São Paulo, São Paulo, 133p.
- Babinski M., Chemale Jr F. & Schmus W.R.V. 1995. The Pb/Pb age of Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*. 72(3): 235-245.
- Babinski M. & Kaufmann A.J. 2003. First direct dating of a Neoproterozoic post-glacialcap carbonate. *In*: SBG, South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, 2003. Short Papers, 1: 321-323.
- Barbosa N.S., Teixeira W., Ávila C.A., Montecinos P. M. & Bongioiolo E. M. 2015. 2.17-2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Research*. 270: 204-225.
- 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. University of Granada. Spain. 37(3): 521-552.
- Beurlen H. 1973. Ocorrências de chumbo, zinco e fluorita nas rochas sedimentares do Precambriano Superior no Grupo Bambuí em Minas Gerais (Brasil Central). Tese de doutorado. (tradução do autor). Faculdade de Ciências Naturais, Universidade Karl Ruprecht, Heilderberg (Alemanha), 165 p.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry. P. Henderson (eds.), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. p.: 63-114.
- Brown G.C., Thorpe R.S. & Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of the Geological Society. London. 141: 413-426.
- Campos J.C.S. & Carneiro M.A. 2008. Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jeceaba-Bom Sucesso lineament (SE border of the southern São Francisco craton): genesis and tectonic evolution. Journal of South American Earth Sciences. 26(4): 463-484.
- Catlos E.J. 2005. Monazite ages and the evolution of the Mendere Massif, western Turkey. International Journal of Earth Sciences. 94: 204-217.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, 48: 489-499.
- Chaves, A.O. & Neves, J.M.C. 2005. Radiometric ages, aeromagnetic expression, and general geology of mafic dykes from southeastern Brazil and implications for African-South American correlations. J. South Amer. Earth Sci., 19:387-397. In: Chaves, A.O. Enxames de diques máficos de Minas Gerais – o estado da arte. Geonomos, 21(1): 29-33.
- Chaves A.O. 2013a. New geological model of the Lagoa Real uraniferous albitites from Bahia, Brazil. Central European Journal of Geosciences 5(3): 354-373.
- Chaves A.O. 2013b. Enxames de diques máficos de Minas Gerais – o estado da arte. Geonomos. Belo Horizonte. 21(1): 29-33.
- Chaves A.O., Oliveira E.K. & Garcia L.R.A. 2013. Desenvolvimento do método de datação química U-Th-Pb de monazita por microsonda eletrônica na UFMG. Geonomos, 21(2): 13-18.
- Chaves A.O., Scholz R.A., Lana C.C., Renger F.E., Coelho R. M., Dussin T.M., Azevedo M.R.M.A. & Ribeiro S.M. 2015. Datação da suíte alcalina e do magmatismo toleítico alto-K de Gouveia (MG): juntos no espaço, mas distantes no tempo. Geociências 34(3): 381-389.
- 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.
- CODEMIG, Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais. 2014. Mapa Geológico MG. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000. CD-ROM.
- Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G. & Basei M.A.S., 2000. Crustal Evolution of the South American Platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Fo., A.A., Campos, D.A., Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p.: 19-40.
- Costa M.T. & Branco J.J.R. 1961. Introdução. In: Branco, J.J.R. (ed.) Roteiro para a excursão Belo Horizonte – Brasília. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 14, Belo Horizonte, Anais, 15: 1-119.
- Costa, P.C.G. 1978. Geologia das Folhas de Januária, Mata do Jaíba, Japoré e Manga, Minas Gerais. Memória Técnica. CETEC. Belo Horizonte.
- Cruz S.C.P., Barbosa J.S.F., Pinto M.S., Peucat J.J., Paquette J.L., Souza J.S., Martins V. S., Chemale Jr F. & Carneiro M. A. 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Archean Gavião Paleoplate, Brazil. Journal of South American Earth Sciences. 69: 43-79.
- Dias-Brito D., Pessagno E.A.J., Castro J.C. 1999. Novas considerações cronoestratigráficas sobre o sillexito a radiolários da Bacia Sanfranciscana, Brasil, e a ocorrência de foraminíferos planctônicos nestes depósitos. In: 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil/1er Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, 1999, Serra Negra. Bol... Rio Claro: IGCE - UNESP, 1999. v. 1. p. 567-575.
- Eby G.N. 2011. A-Type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust. In: Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. 50-51.
- Fetter A.H., Van Schmus W.R., Santos T.J.S., Arthaud M.H. & Nogueira Neto J.A. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent 'Atlantica'. Revista Brasileira de Geociências. 30: 102-106.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42: 2033-2048.
- Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Botelho N.F., Armstrong R., Laux J.H., Junges S.L., Soares J.E. & Praxedes I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. Precambrian Research, 244: 53-74.
- Garcia L.R.A. 2001. Introdução à Microscopia Eletrônica de Varredura e à Microanálise (apostila do curso).
- Gasquet D., Barbey P., Adou M. & Paquette J.L. 2003. Structure, Sm-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa? Precambrian Research. 127: 329-354.
- Geobank. 2015a. Formação Lagoa do Jacaré: idades. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: [http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/litoestratigrafia.Litoestratigrafia\\_Datacoes.Cadastro?p\\_COD\\_UNIDADE ESTRAT=702&p\\_bb\\_idade\\_sigla=NP3&p\\_comando=cadastro&p\\_sigla=NP3lj&p\\_webmap=N](http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/litoestratigrafia.Litoestratigrafia_Datacoes.Cadastro?p_COD_UNIDADE ESTRAT=702&p_bb_idade_sigla=NP3&p_comando=cadastro&p_sigla=NP3lj&p_webmap=N). Acesso: 21:40 de 17/08/2015.
- Geobank. 2015b. Formação Serra de Santa Helena: idades. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: [http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/litoestratigrafia.Litoestratigrafia\\_Datacoes.Cadastro?p\\_COD\\_UNIDADE ESTRAT=2095&p\\_bb\\_idade\\_sigla=NP3&p\\_comando=cadastro&p\\_sigla=NP3sh&p\\_webmap=N](http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/litoestratigrafia.Litoestratigrafia_Datacoes.Cadastro?p_COD_UNIDADE ESTRAT=2095&p_bb_idade_sigla=NP3&p_comando=cadastro&p_sigla=NP3sh&p_webmap=N). Acesso: 21:40 de 17/08/2015.
- Geobank. 2015c. Grupo Urucuia: idades. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: [http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/litoestratigrafia.Litoestratigrafia\\_Datacoes.Cadastro?p\\_COD\\_UNIDADE ESTRAT=406&p\\_bb\\_idade\\_sigla=K2&p\\_comando=cadastro&p\\_sigla=K2u&p\\_webmap=N](http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/litoestratigrafia.Litoestratigrafia_Datacoes.Cadastro?p_COD_UNIDADE ESTRAT=406&p_bb_idade_sigla=K2&p_comando=cadastro&p_sigla=K2u&p_webmap=N). Acesso: 21:40 de 17/08/2015.
- Hartlaub R.P., Heaman L.M., Chako T. & Ashton K.E. 2007. Circa 2.3 Ga magmatism of Arrowsmith Orogeny, Uranium City Region, Western Churchill Craton, Canada. Journal of Geology. 115: 181-195.
- Iglesias M. 2007. Estratigrafia e tectônica do Grupo Bambuí no norte do Estado de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 121p.
- Jarosewich E. 2002. Smithsonian Microbeam Standards. Journal of Research of the National Institute of Standards and

- Technology, 107: 681-685. Disponível em <<http://mineralsciences.si.edu/facilities/standards.htm>>. Acesso: 08/05/2017
- Jerram D; Petford N. 2014. Descrição de Rochas Ígneas: Guia Geológico de Campo. 2. ed. Porto Alegre: Bookman, 280p.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F. & Doucelance, R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205: 208-235.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. & Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750
- Linhout K. 2007. Tripartite division of the system 2REEPO<sub>4</sub>-CaTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>-2ThSiO<sub>4</sub>, Discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by CaTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>. *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., Noce C.M., Oliveira O.A.B. & Ladeira E.A. 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozoico inferior, com base na geocronologia U-Pb. *In: V Simpósio de Geologia de Minas Gerais. SBG. Anais* 10: 1-4.
- Medeiros L.M., Cruz S.C.P., Barbosa J.S.F., Carneiro M.A., Jesus, S.S.G.P., Armstrong R., Brito R. & Delgado I. 2011. Ortognaisses migmatítico do Complexo Santa Isabel na região de Urandi-Guanambi, Bahia: análise estrutural, geocronológica e implicações tectônicas. *In: SBG, XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VII International Symposium on Tectonics*. Campinas. CD-ROM.
- Moyen J.-F. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*. 148: 312-336.
- Nobre-Lopes, J., 2002. Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambui Group at Januária Region-MG, PhD Thesis, University of Campinas, Campinas, São Paulo, Brazil, 183 p.
- Noce C.M., Teixeira W., Quéméneur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzachini, E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *J. S. Am. Earth Sci.*, 13: 225-239
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R. & Piuzana D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen based on U-Pb SHRIMP data: implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*. 159: 60-78.
- Paulsen S., Bosum W., Hagen D., Lacerda G.M., Lima J.E.S., Ribeiro C.I., Godoy A., Souza A.A., Bicalho F.D., Ferrari P.G., Heineck C., Steiner H.P., Paulino J., Ritscher P., Lanher L., Mollat H., Resch M., Oswald J. & Jochmann D. 1974. Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico Pratinha-Argenita-Tapira-Serra da Canastra, Minas Gerais. CPRM/DNPM/Serviço Geológico da República de Alemanha (Convênio Geofísica Brasil - Alemanha) p. 57.
- Pearce J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.) Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publ., Cheshire, UK. 230-256.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120-125.
- Peccherillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M. & Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*. 110: 307-323.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Alkmim F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-west Congo Orogen?. *Geonomos. Edição Especial - 30 Anos do CPMTc*. 19(2).
- Pflug, R. & Renger, F., 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Craton Sanfranciscano. *In: An. XXVII Congr. Bras. Geol., Aracaju*, 2:5-19.
- 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.
- RADAMBRASIL. 1982. DNPM. Folha SD.23, Brasília. Rio de Janeiro, 660 p.
- Santos T.J.S., Fetter A.H., Van Schmus W.R. & Hackspacher P.C. 2009. Evidence for 2.35-2.30 Ga juvenile crustal growth in the northwest Borborema Province, NE Brazil. *In: S.M. Reddy, R. Mazunder, D.A.D. Evans, A.S. Collins (eds.) Paleoproterozoic Supercontinents and Global Evolution*. Geological Society, London, Special Publications, v. 323. p.: 271-281.
- Sawyer, E. W. 2008. Atlas of migmatites. *The Canadian Mineralogist*, Special Publication 9, NRC Research Press.
- 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.
- Seixas L.A.R., David J. & Stevenson R. 2012. Geochemistry, Nd isotopes and U e Pb geochronology of a 2350 ma TTG suite, Minas Gerais Brazil: implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton. *Precambrian Research*. 196: 61-80.
- Silva L.C., Armstrong R.W., Noce C.M., Carneiro M.A., Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes 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 de Geociências*. 32: 101-137.
- Silva L. C., Pedrosa-Soares A.C., Dussin I. A., Armstrong R. & Noce C. M. 2012. O Complexo Belo Horizonte de Carlos Maurício Noce revisitado. *In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos*. (CD-ROM).
- Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Armstrong R., Pinto C.P., Magalhães J.T.R., Pinheiro M.A.P. & Santos G.G. 2016. Disclosing the Paleoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: The Porteira domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. 68: 50-67.
- Streckeisen, A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau* 63: 773-786.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M. & Carneiro M.A. 2000. Archean and tectonic evolution of the São Francisco Craton. *In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. 101-137.
- Teixeira W., Ávila C.A., Dussin I. A., Corrêa-Neto A., Bongioiolo E.M., Santos J.O. & Barbosa N.S. 2015. A juvenile accretion episode (2.35-2.32 Ga) in the mineiro belt and its role to the minas accretionary orogeny: zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*. 256: 148-169.

- Toya T., Kato A. & Jotaki R. 1984. Quantitative Analysis with Electron Probe Microanalyzer. Jeol Training Center. Japan. 113p.
- Uhlein G. J., Salgado S.S., Uhlein A., Caxito F.A. & Mendes T.A.A, 2015. Geologia e Recursos Minerais Folha Catolé (SE.23-Z-C-I) Escala: 1:100.000. Projeto Fronteiras de Minas/CODEMIG.
- Whalen J.B., Currie K.L. & Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407- 419.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- Winter J.D. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall. 697p.