



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EVIDÊNCIAS DE ARCO MAGMÁTICO PALEOPROTEROZOICO NA
REGIÃO DO ALTO DE JANUÁRIA – NORTE DE MINAS GERAIS**

AUTOR: Christopher Rocha de Rezende

ORIENTAÇÃO: Alexandre de Oliveira Chaves

Nº 176

BELO HORIZONTE
DATA (26/05/2017)

Christopher Rocha de Rezende

**EVIDÊNCIAS DE ARCO MAGMÁTICO PALEOPROTEROZOICO NA
REGIÃO DO ALTO DE JANUÁRIA – NORTE DE MINAS GERAIS**

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

Área de Concentração: Geologia Regional
Orientador: Prof. Dr. Alexandre de Oliveira Chaves

Belo Horizonte
Instituto de Geociências da UFMG
Maio de 2017

R467e
2017

Rezende, Christopher Rocha de.

Evidências de arco magmático paleoproterozoico na região do Alto de Januária – norte de Minas Gerais [manuscrito] / Christopher Rocha de Rezende – 2017.

77 f., enc. (principalmente color.)

Orientador: Alexandre de Oliveira Chaves.

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

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 65-77.

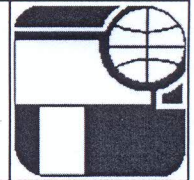
1. Petrologia – Minas Gerais – Teses. 2. Geoquímica - Minas Gerais – Teses. I. Chaves, Alexandre de Oliveira. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 552(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



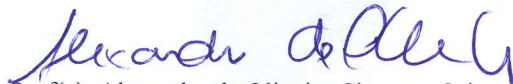
FOLHA DE APROVAÇÃO


EVIDÊNCIAS DE ARCO MAGMÁTICO PALEOPROTEROZOICO NA REGIÃO DE
JANUÁRIA – NORTE DE MINAS GERAIS

CHRISTOPHER ROCHA DE REZENDE

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 26 de maio de 2017, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Alexandre de Oliveira Chaves - Orientador
UFMG


Prof(a). Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves
IGC-UFMG


Prof(a). Edgar Batista de Medeiros Júnior
UFOP

Belo Horizonte, 26 de maio de 2017.

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, aos meus pais por me apoiarem e me incentivarem a seguir meu sonho, sem eles nada disso seria possível.

Agradeço ao Professor Alexandre de Oliveira Chaves, pela oportunidade de desenvolvermos um projeto, mesmo com todos os contratemplos, e a todo apoio, disponibilidade e trabalho em conjunto;

Ao povo da panelinha e da salinha... como foi sofrido e divertido ao mesmo tempo!

Ao Programa de pós-graduação em geologia e à direção do Instituto de Geociências da UFMG, pelo apoio técnico e financeiro para a realização dos trabalhos;

À Capes e o CNPq pelo fornecimento das bolsas e,
por fim, aos meus amigos e conhecidos pela força e compreensão nos momentos de ausência e para todos aqueles que nos ajudaram, de alguma forma, para a realização deste trabalho, nosso muito obrigado!

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. Este trabalho discute, baseando-se em dois artigos científicos, as características petrográficas, químicas e geocronológicas de gnaisses e granitoides que compõe este complexo. O primeiro artigo se apoia na petrografia e geoquímica para classificar e interpretar os ambientes geotectônicos onde se formaram estas rochas, e o segundo artigo oferece dados de química mineral e geocronológicos, idades U-Th-Pb (não isotópica), em monazita. Baseado nos dados deste trabalho e da literatura propõe-se que as rochas do CJ são as representantes de um ciclo orogênico provavelmente Paleoproterozoico. Durante o Sideriano, granitoides tipo – I de composição cálcica a cálcica-alcálica, peraluminosa, a maioria de alto potássio estariam se formando em ambiente de arco magmático continental, representado pelos grupos: biotita granodiorito e biotita granitos. Contemporaneamente a esta intrusão, ter-se-ia o início do 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. 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, no limite Orosiriano/Estateriano, o processo anorogênico, referente à instalação do Rife Espinhaço, é registrado pela intrusão de diques máficos relacionados ao enxame Januária. O referido ciclo orogênico encontra suporte nos dados geocronológicos discutidos no segundo artigo deste trabalho, onde cinco cristais (A, B, C, D e E) de monazita de um gnaiss migmatítico de composição granítica foram analisados em microsonda eletrônica. Estes cristais mostraram composição de monazita-Ce, baixas porcentagens de componentes cheralíticos e huttoníticos e baixos desvios da fórmula química geral. Com relação às idades obtidas pelo método químico U-Th-Pb_T: a monazita A apresenta idade média de 2329 ± 55 Ma, e seria correlato à formação de granitoides juvenis pré-colisionais, contemporâneos ao início do processo de metamorfismo e anatexia dos gnaisses TTG preexistentes do CJ. A monazita B apresenta idade média de 2120 ± 56 Ma, interpretada como sendo formada durante o pico metamórfico correlato à fase sin-colisional do final do período Riáciano. As monazitas C e D apresentaram idades médias de 1923 ± 28 e 1903 ± 29 , respectivamente, indicando o colapso do orógeno. Por fim, o cristal E apresenta idade média de 1817 ± 37 , que possivelmente registra a fase anorogênica relativa à formação do rift Espinhaço. Desta maneira, como os dados

sugerem, o CJ representaria uma porção do orógeno Riacciano-Orosiriano na porção central do CSF em Minas Gerais.

PALAVRAS-CHAVE: Complexo Januária; Petrografia; Geoquímica; Arco Magmático.

ABSTRACT

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. This work discusses, based on two papers, the petrographic, chemical and geochronological data of gneisses and granitoids of the Januária complex. The first paper classifies and identifies the geotectonic environments where these rocks were formed, based on petrography and geochemistry of these rocks. The second one outlines monazite chemistry and geochronological data, U-Th-Pb (non-isotopic), ages. The interpretation of the Paleoproterozoic tectonic cycle that affected the Januária Complex is based on the data of these two papers and the literature. During the Siderian, type – I granitoids, calcic to calcic-alkaline, most of the high potassium, were formed in a continental magmatic arc environment (biotite granodiorite and biotite granites groups). At the same time, the process of metamorphism and anatexis of the pre-existing TTG crust would have begun. This process would reach its apex during the Rhyacian period in a collisional phase recorded in the gneisses of the region. During the Orosirian, with the orogen collapses, it would have been occurred the biotite pink-granite intrusion. This biotite pink-granite, despite the similarities with type-A granitoids, was interpreted as post-collisional granite, formed in a high oxygen fugacity environment. Finally, in the Orosirian/Statherian limit, the anorogenic process related to the installation of the Espinhaço Rift is recorded by mafic dykes intrusions, related to the Januária swarm. The second paper reports the composition of five monazite crystals (A, B, C, D and E) from a migmatitic gneiss of granitic composition. These crystals were analyzed by electron microprobe and showed Ce-monazite composition, low percentages of cheralite and huttonite components and low deviations from the general chemical formula. According to the ages obtained by chemical method U-Th-Pb: monazite A presents average age of 2329 ± 55 Ma. This age data could be correlated to formation and intrusion of pre-collisional juvenile granitoids, contemporaneous to the beginning of the metamorphism and anatexis process of the pre-existing TTG rocks of Januária high. Monazite B has an average age of 2120 ± 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 ± 28 and 1903 ± 29 , respectively, indicating an orogen collapse.

At last, the monazite crystal E outlines an average age of 1817 ± 37 . Possibly, this age reports the anorogenic phase related to the formation of the Espinhaço rift. According to these results, it is suggested that the Januária Complex would be a portion of the Rhyacian - Orosirian orogen in the central portion of the São Francisco Craton at Minas Gerais State.

KEYWORDS: Januária complex; Petrography; Geochemistry; Magmatic arc.

SUMÁRIO

1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS	1
1.1. Objetivos.....	3
1.2. Localização, vias de acesso e feições estruturais	3
1.3. Roteiro metodológico.....	8
1.3.1. Etapa preliminar:.....	8
1.3.2. Etapa de coleta de dados.....	8
1.3.3. Etapa de tratamento e sistematização dos dados obtidos	9
1.3.4. Etapa de conclusão e divulgação dos resultados	9
2. ARTIGO 1 – PETROGRAFIA E LITOQUÍMICA DOS GNAISSES E GRANITOIDES DO COMPLEXO JANUÁRIA NO CRÁTON SÃO FRANCISCO, NORTE DE MINAS GERAIS: EVIDÊNCIAS DE UM ARCO MAGMÁTICO	10
Introdução.....	10
Geofísica da região de Bonito de Minas.....	14
Complexo Januária	16
Gnaisses.....	16
Granitoides	17
Metodologia	20
Petrografia	20
Gnaisses	21
Granitoides.....	24
Biotita granodiorito.....	24
Biotita granito.....	25
Biotita granito rosa.....	27
Geoquímica	30
Discussões e conclusões.....	34
3. ARTIGO 2 – IDADES U-Th-Pb_T E PROCESSOS GEOLÓGICOS REVELADOS NAS MONAZITAS DO GNAISSE MIGMATÍTICO DO COMPLEXO JANUÁRIA (MG)	40

Introdução.....	40
Contexto geológico regional	41
Contexto geológico local.....	43
Metodologia	49
Resultados.....	51
Discussão e Conclusão	56
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS	60
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65

1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

O entendimento da evolução do Planeta Terra envolve compreender processos climáticos, termiais, tectônicos e a evolução da própria vida. Dentre os processos tectônicos, o crescimento de crosta continental ao longo da história da Terra sempre foi motivo de discussão e tem sido sempre associado a sucessivos eventos de formação de crosta juvenil, seguidos por períodos de estabilização de massa crustal e cratonização, levando a formação dos supercontinentes. O entendimento dos ciclos, principalmente para os supercontinentes Pré-cambrianos, se desenvolve, em parte, dos picos de idades isotópicas no mundo associados à formação de rochas relacionadas a sistemas de arco. Diversos modelos de crescimento crustal durante o Paleoproterozoico já foram propostos e diferentes nomes já foram relacionados (eg. Columbia, Atlântica, Nuna – Unrug, 1996; Rogers & Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2006; Evans & Mitchell, 2011). Entretanto, todos os supercontinentes mais antigos que o Gondwana são conjecturais tanto em sua existência quanto em sua paleogeografia por serem baseados em justaposição cratônica utilizando dados geológicos integrados aos de paleomagnetismo e geocronologia (Reddy & Evans, 2009). Porém, a identificação de amplos seguimentos de crosta continental Paleoproterozoica contribui significativamente para a discussão dos diferentes modelos de supercontinentes. Esta identificação ocorre apoiada na descrição de processos de acreção e retrabalhamento crustal das rochas que compõe o embasamento dos crátons.

A busca pela compreensão da evolução Pré-cambriana do Cráton do São Francisco (CSF) foi um dos fatores que motivaram esta dissertação. No CSF as maiores exposições do embasamento ocorrem dentro da porção cratônica delimitada por Alkmim *et al.* (1993), principalmente na porção Sul (Bloco Belo Horizonte) e Nordeste (Blocos Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá, Serrinha e Esplanada). Dentro das faixas marginais, o embasamento Arqueano-Paleoproterozoico e as unidades Paleoproterozoica-Mesoproterozoica encontram-se retrabalhadas pela Orogênese Brasileira durante o Neoproterozoico e a principal exposição nesta área ocorre dentro do limite delimitado por Heilbron *et al.* (2010). Na porção central do CSF o embasamento encontra-se, majoritariamente, sobreposto pelas coberturas pré-cambrianas (Grupo Bambuí) e fanerozoicas (Grupos Santa Fé, Areado e Urucuia) que constituem a Bacia do São Francisco. Nesta porção, uma das poucas regiões onde o embasamento aflora é no norte de Minas Gerais, nas proximidades de Januária e recebe o nome de Complexo Januária, foco deste trabalho.

Desde a década de sessenta a área de estudo foi alvo de várias pesquisas dirigidas ao conhecimento da distribuição, origem e exploração das mineralizações metálicas (Pb-Zn) contidas nas rochas carbonáticas da região de Januária-Itacarambi-Montalvânia. Entre os trabalhos realizados, cabe salientar os de Costa (1962), Robertson (1963), Cassedanne (1968, 1973) e Beurlen (1973). Vários projetos de mapeamento e pesquisa geológica foram executados nas últimas décadas por instituições governamentais (METAMIG/COMIG, CPRM, DNPM, CETEC) atuantes, principalmente na Bacia do São Francisco e Alto Paranaíba, dentre os quais se destacam os projetos LETOS (Baptista & Meneguesso, 1976), Três Marias (Menezes Filho *et al.*, 1978), Bambuí Norte (METAMIG, 1978), Sondagens do Bambuí em Minas Gerais (Brandalise *et al.*, 1980), Planoroeste (1981) e RadamBrasil (1982). Da mesma forma os relatórios de pesquisa de Costa (1978) foram de enorme contribuição ao conhecimento geológico do norte do Estado de Minas Gerais. Já no campo da geofísica, merece destaque o Convênio Geofísica Brasil-Alemanha (Luz, 1975), e o levantamento aerogeofísico da região de Januária (DNPM, 1958).

Dentre os estudos mais recentes destacam-se os relacionados, ainda, à distribuição e origem dos depósitos Pb-Zn e, com maior ênfase, à evolução da bacia São Franciscana. Ressaltando, para a bacia São Franciscana, os trabalhos de Pinto & Martins-Neto (2001), Nobre-Lopes (2002), Uhlein *et al.* (2004), Iglesias (2007) e Warren *et al.* (2014). Nos projetos de mapeamento pode-se citar o trabalho Almeida & Uchigasaki (2003) e o Projeto Fronteiras de Minas da CODEMIG, Folha Catolé (Uhlein *et al.*, 2015), em escala 1:100.000. Este último oferece informações de grande importância sobre as relações estratigráficas e estruturais da região com uma melhor delimitação dos contatos e maior detalhe para área. Por fim, no campo da Geofísica, o levantamento aerogeofísico da Área 18 (Porto Cajueiro - São Francisco - São João Da Ponte) em escala 1:250.00 disponibilizado pela CODEMIG (Borges, 2011).

Devido à exposição limitada das rochas que compõe o Complexo Januária, não existem estudos sobre posicionamento geodinâmico, evolução e relação entre os diferentes litotipos que o compõe. Estes estudos são fundamentais para compreender a evolução da porção central do embasamento do CSF e relacionar com os dados regionais. Desta forma, o presente trabalho focou em produzir dados sobre os processos de formação, acreção e retrabalhamento do embasamento na porção central do cráton e relacioná-los com os processos descritos para as outras exposições do embasamento em escala regional. Com esta finalidade, este trabalho encontra-se dividido em dois artigos que foram articulados nas considerações finais através de uma proposta de evolução

geotectônica pro Complexo Januária. Cada artigo conta com sua própria numeração de figuras e as referências encontram-se incorporadas a da presente dissertação. O primeiro artigo, Capítulo 2, **Petrografia e litoquímica dos gnaisses e granitoides do Complexo Januária no Cráton São Francisco, Norte de Minas Gerais: evidências de um arco magmático**, versa sobre a composição, fonte, ambiente geotectônico e evolução das rochas estudadas. O segundo artigo, Capítulo 3, **Idades U-Th-Pb_T e processos geológicos revelados nas monazitas do gnaiss migmatítico do Complexo Januária (MG)**, busca relacionar as idades e características obtidas em cinco cristais de monazita com a evolução do embasamento do CSF descrito na bibliografia. A articulação final, Capítulo 4, relaciona os dados dos dois artigos e os correlaciona no contexto do embasamento do CSF.

1.1. Objetivos

Caracterizar as rochas pertencentes ao Complexo Januária, a partir de informações de campo, petrografia, litoquímica e idades U-Th-Pb das mesmas. Relacionar os dados obtidos com as propostas regionais e sugerir a possível evolução paleoproterozoica do embasamento do CSF na região de Januária.

1.2. Localização, vias de acesso e feições estruturais

A área de estudo localiza-se na região norte do Estado de Minas Gerais dentro do Cráton São Francisco, abrangendo parte dos municípios de Bonito de Minas, Januária e Cônego Marinho. Corresponde a uma porção da Folha Catolé e ocupa uma área total 1553km². É delimitada pelas coordenadas 511.585E, 550.026E; 8.328.434N, 8.288.012N, sistema geodésico datum horizontal WGS-84 e projeção cilíndrica UTM (Universal Transverso de Mercator) 23L. Apresenta o município de Bonito de Minas como principal referência, localizado no centro da área (Figura 1).

O município de Bonito de Minas localiza-se a 643 km de Belo Horizonte e seu acesso dá-se inicialmente, pela rodovia BR-040, em seguida pela rodovia BR-135, passando pelas cidades de Sete Lagoas, Curvelo, Buenópolis, Bocaiúva e Montes Claros. A partir de Montes Claros, toma-se novamente a BR-135 em direção a Januária, sentido noroeste e, então, segue-se por mais 45 km até Bonito de Minas (Figura 1). Todo o acesso de Belo Horizonte à área é realizado por estradas asfaltadas e o acesso local, dentro da área de estudo, dá-se por estradas de terra, cascalho e areia.

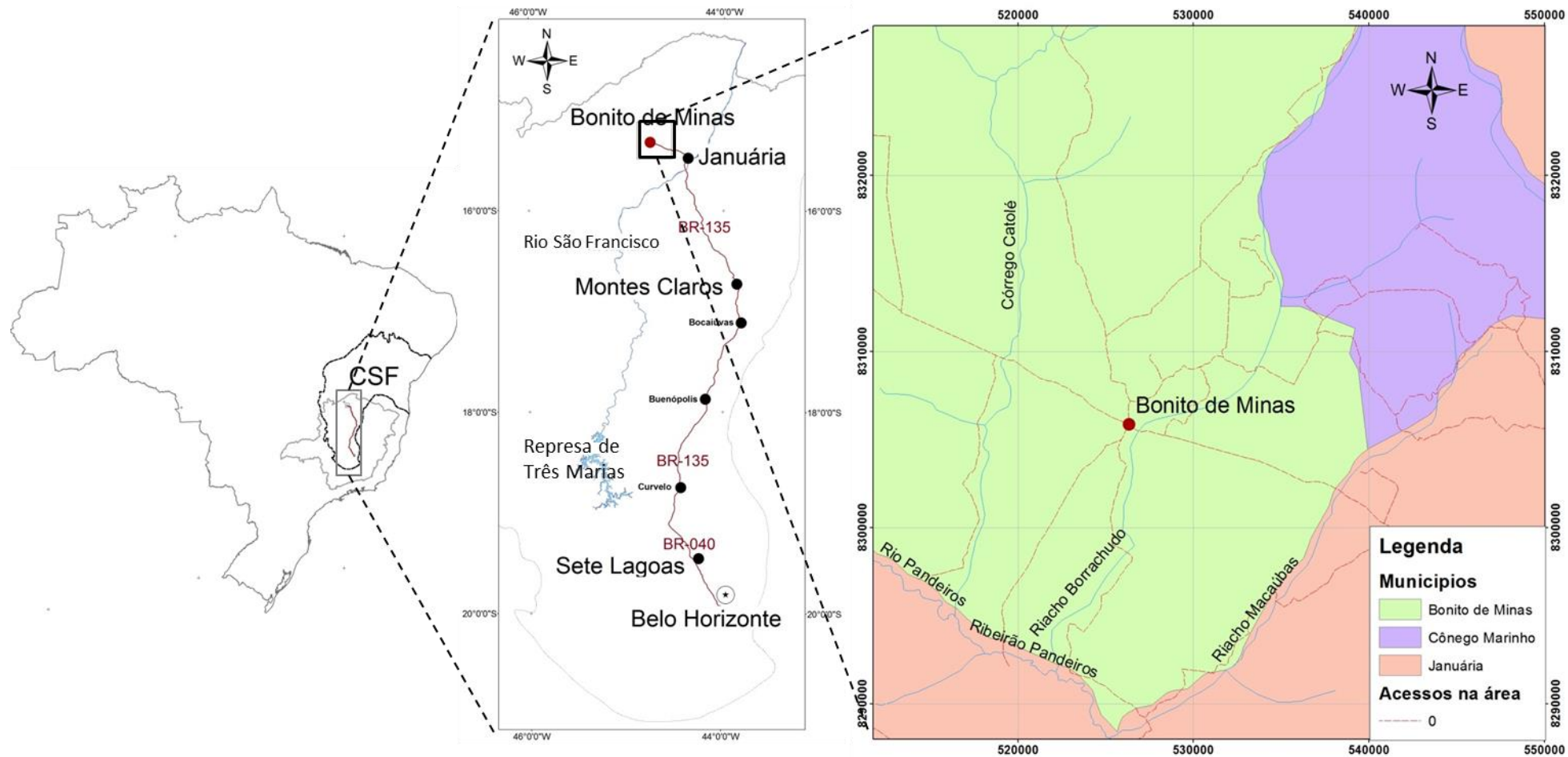


Figura 1: Localização regional com destaque para o Cráton São Francisco (CSF), acesso Belo Horizonte – Bonito de Minas, principais acessos e relação entre os limites dos municípios na área.

Como os diferentes litotipos que compõe o Complexo Januária afloram na forma de campo de blocos e o grupo de rochas mais abundante corresponde a granitoides indeformados não foram produzidos dados significativos sobre estruturas presentes. Desta forma o presente tópico representa uma compilação de dados já existentes para a área juntamente com a interpretação dos lineamentos magnéticos.

No compartimento central do CSF as rochas do Supergrupo São Francisco e as unidades fanerozoicas, coberturas da bacia Sanfranciscana, encontram-se indeformadas, uma vez que a deformação gerada pela Orogênese Brasileira foi gradualmente absorvida pelas porções mais externas do cráton, resultando, assim, na preservação das estruturas primárias das rochas que compõe aquele compartimento. Desta forma as estruturas regionais destas unidades são regidas fundamentalmente pela disposição das estruturas do complexo cristalino basal (Iglesias, 2007).

Na região, o Complexo Januária funciona como um alto estrutural. Formado por estruturas do tipo *horst* e *graben* determinadas por falhas normais de direção EW e N40-50W (Costa, 1978; Beurlen 1973) com diques de rochas básicas e ultrabásicas encaixados (Paulsen *et al.*, 1974), este alto controlou toda sedimentação do Grupo Bambuí na região (Iglesias, 2007).

As isoanomalias magnéticas, produzidas pelos diques, apresentam-se truncadas à altura do curso do rio São Francisco (Luz, 1975). A partir deste truncamento, as estruturas do embasamento delineadas na carta de isoanomalias, mostram direção NS. O truncamento e variação nas direções poderiam ser explicados por uma possível falha de direção NNE (paralela ao atual curso do rio São Francisco) conforme Robertson (1963), Cassedane (1972) e Lopes (1979) tinham sugerido, e que a direção geral NE-SW do Rio São Francisco, entre as localidades de São Francisco e Januária, é controlada por um plano de falha com deslocamento vertical naquela mesma direção.

Iglesias (2007) descreve o aumento da espessura dos sedimentos do Grupo Bambuí, em especial da Formação Sete Lagoas à medida que se afasta do Alto de Januária (Figura 2). O afundamento do embasamento estaria relacionado com uma subsidência notável e concomitante à sedimentação da Formação Sete Lagoas. Esta hipótese difere do que propõe a Metamig (1978), onde o embasamento seria um paleo-alto que condicionou, de forma marcante, os ambientes deposicionais, de maneira que as rochas do Grupo Bambuí afloram de forma elipsoidal em torno deste complexo. Segundo Iglesias (2007) a marcante horizontalidade do Grupo Bambuí na região, a não observação de geometrias tipo *onlap*, a variação na espessura da Formação Sete Lagoas

e os dados geofísicos, magnetométricos e fotointerpretativos consultados não parecem concordar com esta hipótese proposta pela Metamig (*op cit.*).

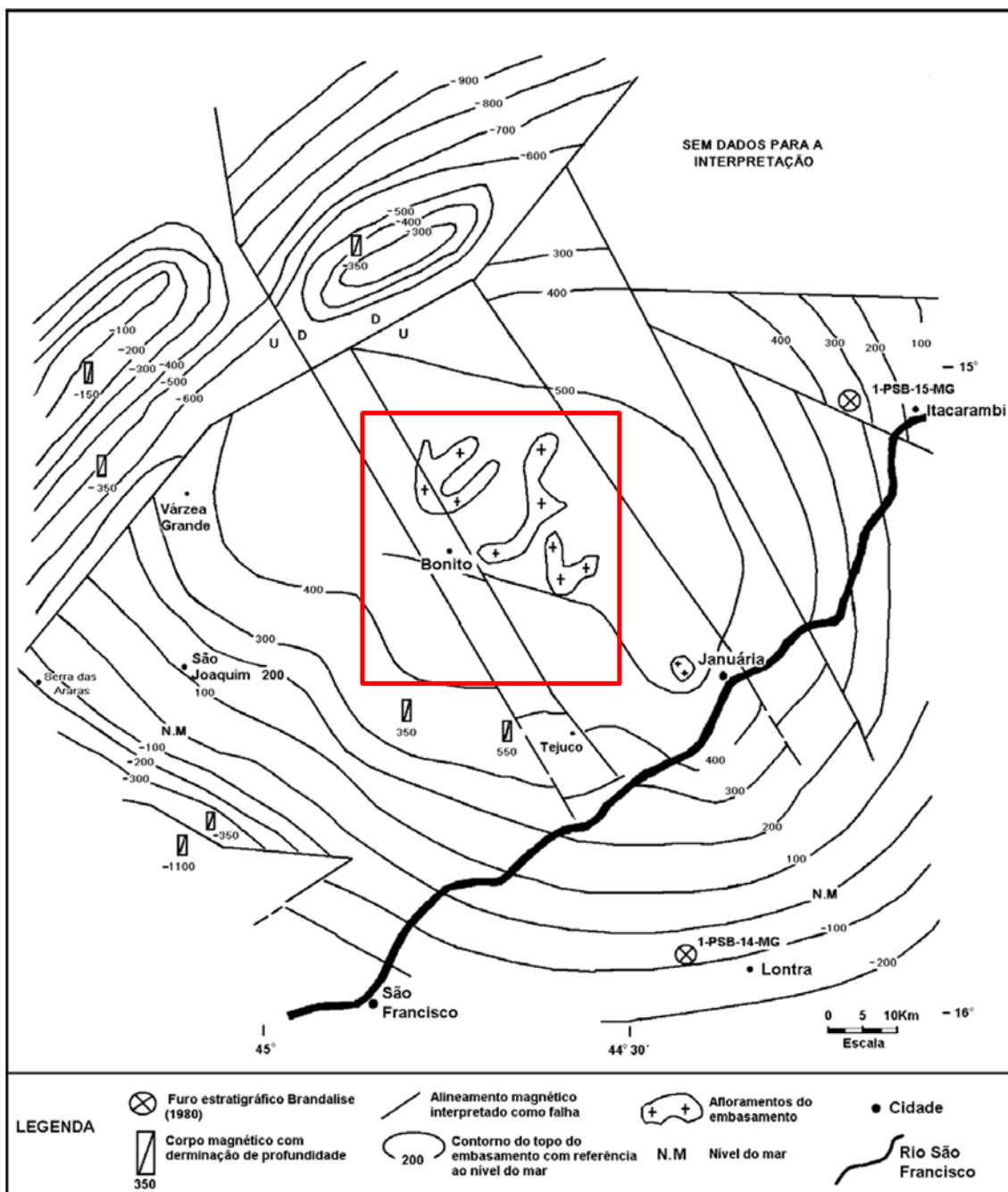


Figura 2: Esboço estrutural com contorno hipotético do topo do embasamento na região de Januária com alinhamentos magnéticos interpretados como falhas, profundidade de corpos magnéticos e localização dos furos realizados pela CPRM (Projeto Januária-Itacarambi, 1976). Em vermelho a área de estudo. (Modificado de Rabelo & Santos, 1979).

Para os lineamentos magnéticos, Carvalho (1999) afirma que as derivadas verticais do campo magnético anômalo correspondem à medida da variação do campo magnético ao longo do eixo Z. A aplicação do filtro de primeira derivada vertical é apropriada para realçar os componentes de fontes mais rasas, eliminando as feições de componentes de

fontes intermediárias (Vasconcellos *et al.*, 1994). Desta forma o mapa de primeira derivada (Figura 3C) é o mais indicado para delinear importantes feições: contato de corpos geológicos, falhas e zonas mineralizadas.

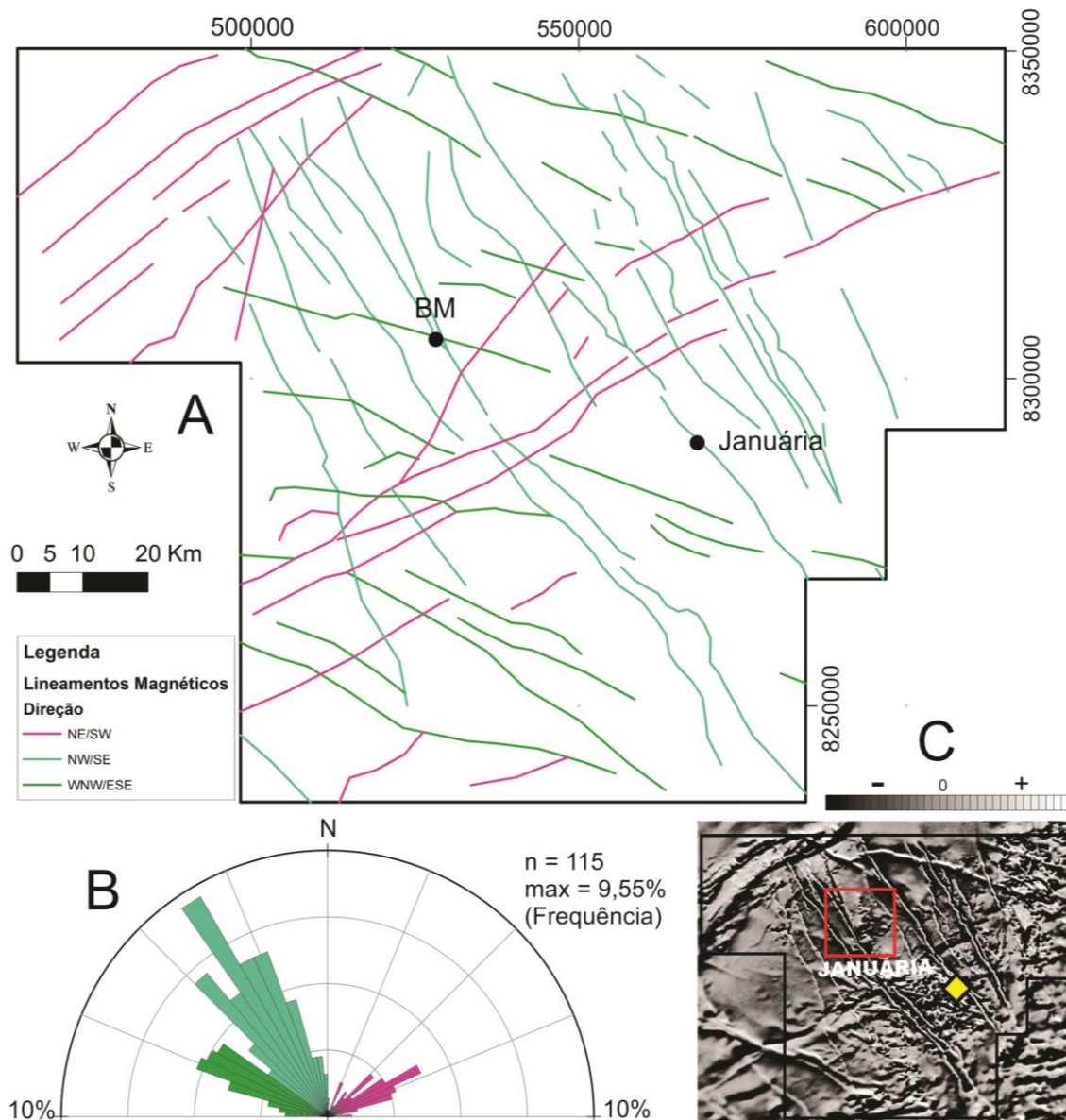


Figura 3: Magnetometria - primeira derivada vertical. (A) Principais lineamentos magnéticos interpretados e suas direções. (B) diagrama de roseta 180° das direções e frequência dos lineamentos. (C) Mapa regional da primeira derivada vertical para a área de estudo – em vermelho (modificado de CODEMIG, 2014).

Os lineamentos interpretados na Figura 3 podem ser relacionados a três tipos de variações nos valores da primeira derivada:

- Direção NW: aspecto de crista (negativo-positivo-negativo) com contraste mais elevado.
- Direção WNW: aspecto de crista (negativo-positivo-negativo) com contraste mais suave.

- Direção NE: aspecto de vale (positivo-negativo-positivo) com maior frequência e crista (negativo-positivo-negativo) mais rara, ambos apresentando contrastes elevados.

O padrão retilíneo dos lineamentos e as observações de campo permitem relacionar estas feições principalmente à presença de falhas extensionais, como a descrita por Uhlein *et al.* (2015) e à presença de diques máficos referentes, principalmente, ao enxame Januária de direção NW (Chaves & Neves, 2005). As leves variações na direção dos lineamentos são interpretadas como resultado da interferência entre o topo do embasamento e a atitude das estruturas.

A Figura 3 revela dois aspectos principais sobre os lineamentos: frequência e continuidade. Destacam-se três orientações principais em ordem decrescente de frequência: NW, WNW e NE. Os limites entre cada grupo foram determinados pela menor frequência (vale) entre dois máximos (picos). Desta forma, a direção WNW apresenta uma distribuição das direções dos lineamentos mais homogênea que as demais, em torno de 28°. Já as direções NW e NE apresentam uma variação muito maior, aproximadamente 53°. Levando-se em conta a continuidade, observa-se que as direções NE e NW são mais ininterruptas que a direção WNW.

1.3. Roteiro metodológico

As etapas do trabalho podem ser sistematizadas seguindo as seguintes ações:

1.3.1. Etapa preliminar:

- Levantamento e estudo do acervo bibliográfico;
- Confecção de um banco de dados preliminar;
- Interpretação de dados geofísicos, geológicos e de sensores remotos da área.

1.3.2. Etapa de coleta de dados

1.3.2.1. Trabalhos de campo

Mapeamento geológico sistemático dos litotipos:

- Descrição macroscópica das rochas;
- Coleta de amostras de rocha para a confecção de seções delgadas utilizadas nas análises petrográficas, e seleção de amostras para investigações litogeoquímicas e estudos geocronológicos U-Th-Pb;

1.3.2.2. Trabalhos laboratoriais

a) Análises petrográficas

- Estudo qualitativo envolvendo a descrição macroscópica detalhada das amostras, visando à caracterização da sua assembleia mineral, feições texturais e estrutural;
- Confecção de lâminas delgadas no CPMTC-UFMG;
- Análise microscópica da composição mineralógico/textural das amostras representativas das unidades litológicas mapeadas e análises modais;

b) Preparação de amostras

- Preparação de amostras (pulverização no CPMTC-UFMG) para análises químicas de rocha total (elementos maiores, traços e terras-raras).
- Polimento das lâminas para análise em microsonda.

c) Análises laboratoriais (litogeoquímicas e geocronológicas)

- A composição química (elementos maiores, traços e terras-raras) em rocha total (RT) foi realizada no laboratório SGS Geosol, utilizando o método ICP (OES e MS). Os resultados foram empregados na interpretação da filiação geoquímica dos litotipos pertencentes ao Embasamento Cristalino;
- Datações químicas U-Th-Pb (não isotópica) de monazita por microsonda eletrônica no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais (CM-UFMG).

1.3.3. Etapa de tratamento e sistematização dos dados obtidos

- Elaboração de ilustrações e gráficos utilizando-se dos *softwares* CorelDraw e Excel;
- Tratamento dos dados de química de rocha com o uso do *software* GCDKit 4.0 e dos dados geocronológicos usando os *softwares* IsoPlot e EPMA *Dating*;
- Elaboração de um banco de dados relacionado empregando-se o *software* ArcMap 10.2;
- Elaboração de cartas temáticas utilizando-se do *software* ArcMap 10.2.

1.3.4. Etapa de conclusão e divulgação dos resultados

- Elaboração da dissertação de mestrado;
- Participação em Eventos de Divulgação Científica (Simpósios e Congressos).

2. ARTIGO 1 – PETROGRAFIA E LITOQUÍMICA DOS GNAISSES E GRANITOIDES DO COMPLEXO JANUÁRIA NO CRÁTON SÃO FRANCISCO, NORTE DE MINAS GERAIS: EVIDÊNCIAS DE UM ARCO MAGMÁTICO.

Introdução

A área do presente trabalho localiza-se nas proximidades do município Bonito de Minas (BM). Em termos geológicos, encontra-se no compartimento central do Cráton do São Francisco (CSF). O CSF é delimitado e bordejado por faixas móveis neoproterozoicas; a norte pelas faixas Riacho do Pontal, Rio Preto e Sergipana, a sul pela faixa Ribeira, a leste pela faixa Araçuaí e a oeste pela faixa Brasília (Figura 1A).

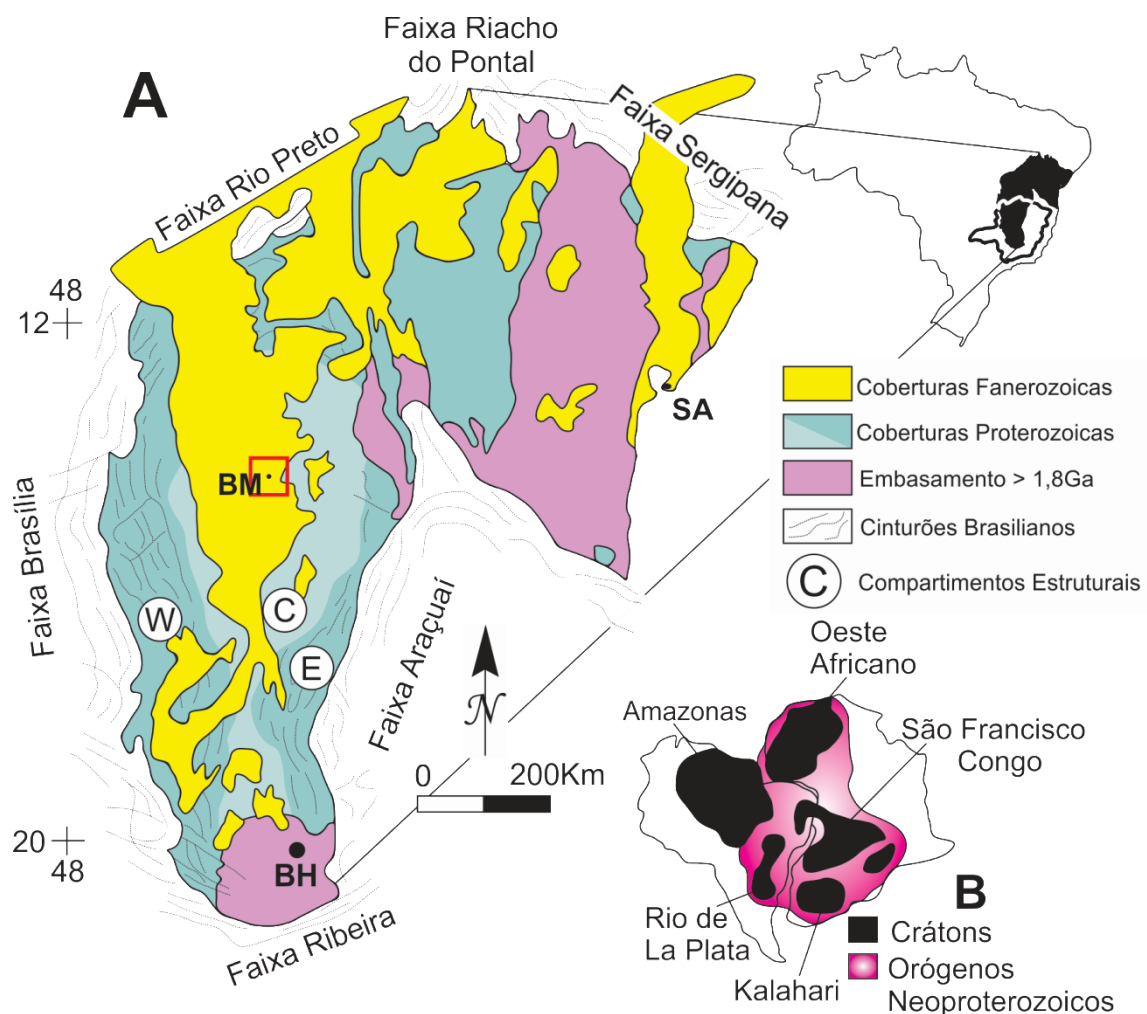


Figura 1: (A) Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco enfatizando a distribuição das grandes unidades de preenchimento e principais feições estruturais. Quadrado vermelho = localização aproximada da área de estudo, BH = Belo Horizonte, SA = Salvador, BM = Bonito de Minas. (B) Crátons maiores 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 e Alkmim & Martins-Neto, 2001).

De acordo com Cordani *et al.* (2000), o CSF corresponde a um fragmento do supercontinente Gondwana (Figura 1B). Este fragmento foi gerado pela amalgamação de blocos continentais em múltiplas e sucessivas colisões, que tiveram início no Arqueano e terminaram no final da Orogenia Riacciana-Orosiriana.

Na região, 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 fanerozoicas (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 Araçuai (Figura 1A). Desta forma a estruturação do compartimento central é regida fundamentalmente pelo complexo cristalino basal isento de deformação brasileira (Iglesias, 2007).

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 1 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).

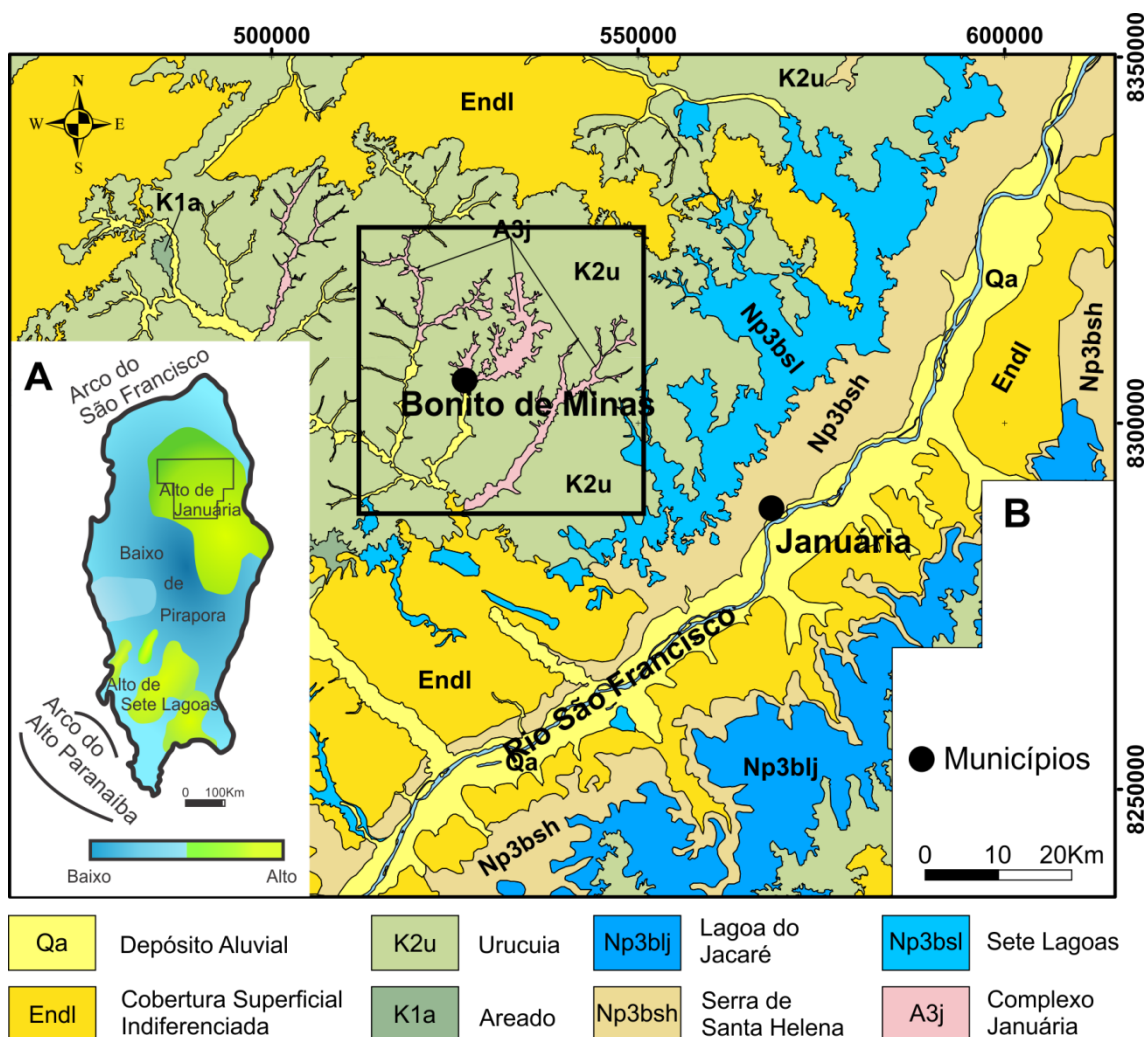


Figura 2: (A) Feições gravimétricas do embasamento do CSF com destaque para o Alto de Januária. (B) Mapa Geológico da região do Alto Januária com a delimitação da área de estudo (Modificado de Alkmim & Martins-Neto, 2001; CODEMIG, 2014).

Devido à exposição limitada destas rochas, não existem estudos conclusivos sobre posicionamento geodinâmico, evolução e relação entre os diferentes litotipos que compõe o Complexo Januária. Desta forma, produziu-se e interpretaram-se dados petrográficos e litoquímicos para a melhor compreensão de tais aspectos geológicos.

Tabela 1: Coluna estratigráfica com as principais unidades, idades e litologias da região do Alto de Januária na área de estudo.

Código	Supergrupo	Grupo	Formação	Litologia	Idade
Qa	Depósito Aluvial			Sedimentos clásticos inconsolidados.	Quartenário ¹
Endl	Cobertura Superficial indiferenciada			Sedimentos clásticos e lateríticos ferruginosos.	Neógeno ¹
K2u		Urucuia		Arenitos, quartzosos, avermelhados e brancos, de granulometria areia fina à média, com grãos arredondados, bem selecionados e matriz argilosa escassa ⁸ . Arenito conglomerático, arenito, folhelho ou argilito, conglomerado ¹ .	Cretáceo Superior ^{2c} (99,6 Ma - 65,6 Ma)
K1a		Areado		Folhelho, arenito feldspático, arenito lítico, arenito conglomerático, conglomerado polimítico, siltito ¹ .	Barremiano – Eoaptiano ³
NP3bj	São Francisco ⁹	Bambuí	Lagoa do Jacaré	Calcários oolíticos e psolíticos, cinza escuros, fétidos, cristalinos com siltitos e margas intercalados ¹⁰ .	Ediacarano ^{2a} (542,1 Ma - 630 Ma)
NP3bsh			Serra de Santa Helena	Siltitos, argilitos, ardósias e folhelhos esverdeados lentes de calcário ⁸ .	Ediacarano ^{2b} (542,1 Ma - 630 Ma)
NP3bsl			Sete Lagoas	Calcário e dolomitos ocasionalmente com lentes de margas e pelitos ⁸ .	740 ± 22 Ma (Pb/Pb) ⁴ 600 Ma (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ⁵ 686 ± 69 Ma (Pb/Pb) ⁶
A3j	Complexo Januária			Gnaisses bandados tipo TTG e granitoides associados ¹ .	1.970 Ma (Rb/Sr) ⁷

Fontes: ¹ CODEMIG (2014); ^{2a} Geobank (2015a); ^{2b} Geobank (2015b); ^{2c} Geobank (2015c); ³ Dias-Brito et al. (1999); ⁴ Babinski e Kaufman (2003); ⁵ Nobre-Lopes (2002); ⁶ Babinski (1993); ⁷ Radambrasil (1982); ⁸ Costa & Branco (1961); ⁹ Pflug & Renger (1973).

Geofísica da região de Bonito de Minas

As rochas que compõem o Complexo Januária afloram principalmente sob a forma de campos de blocos ou lajedos com maior concentração em drenagens (Figura 3A).

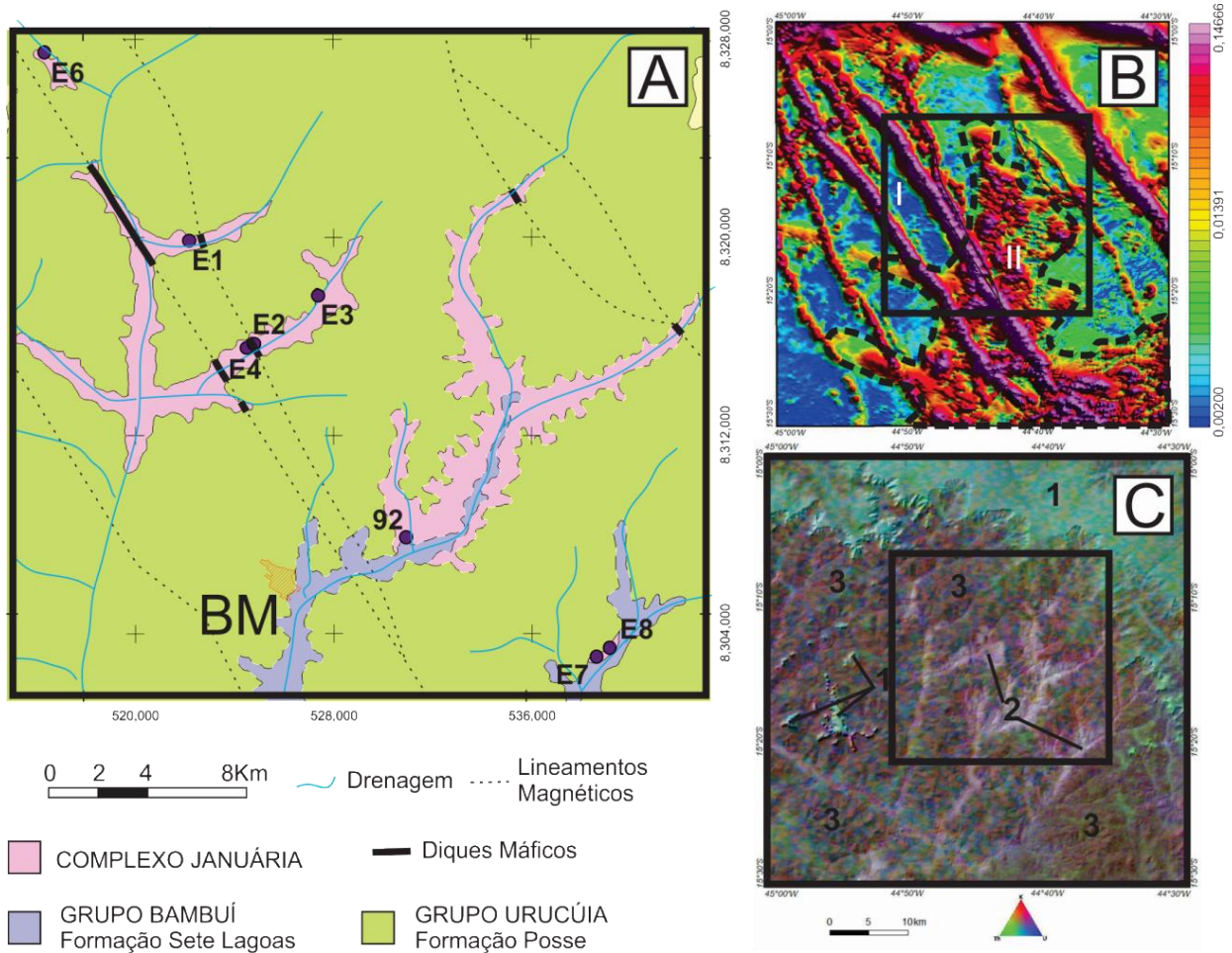


Figura 3: (A) Mapa de localização das rochas graníticas e gnáissicas amostradas em janelas que expõem o embasamento do CSF ao longo das drenagens locais. BM = Bonito de Minas (Modificado de Uhlein et al., 2015). (B) Mapa magnetométrico (sinal analítico) da folha Catolé dividido em domínios de anomalia: 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 gamaespectométricos indicados na figura e explicados no texto (Modificado de CODEMIG, 2014).

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.

A imagem das amplitudes do sinal analítico determina parâmetros geométricos, como a localização de limites (geológicos e estruturais) e profundidade dos corpos (Nabighian, 1972). Na área estudada, dois padrões magnéticos predominam. Um com *background* com menor intensidade magnética, principalmente a SW, W e NE, e outro de

mais alta intensidade magnética, localizados majoritariamente na parte central e SE da área (Figura 3B).

O posicionamento das amplitudes resultantes do sinal analítico ocorre imediatamente acima dos limites ou estruturas relacionadas. Assim as maiores amplitudes podem estar relacionadas às áreas de ocorrência de rochas do embasamento ou ao posicionamento mais raso destas, enquanto as menores intensidades estariam relacionadas a uma maior profundidade das rochas cristalinas. Lineamentos de alta intensidade magnética são relacionados a diques máficos de direção NW-SE referentes ao enxame Januária (Chaves & Neves, 2005) (Figura 4).

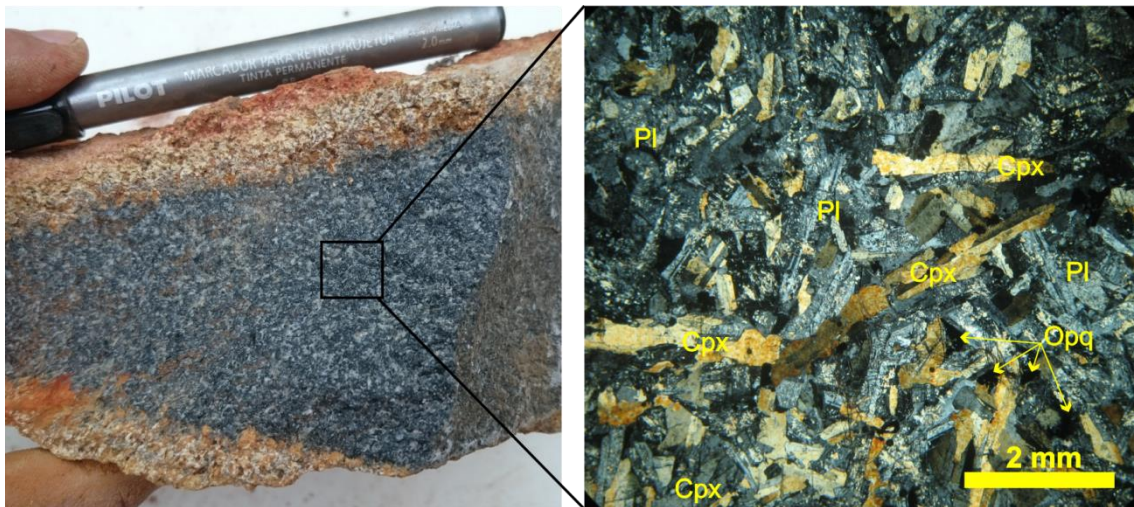


Figura 4: Amostra de dique máfico e fotomicrografia sob luz polarizada cruzada (LPC) referente ao enxame Januária descrito por Chaves & Neves (2005), coletada no ponto E4. Abreviações de minerais segundo Whitney & Evans (2010), onde Cpx = clinopiroxênio, Opq = opacos e PI = plagioclásio.

As imagens ternárias são largamente utilizadas, pois a combinação do potássio, urânio e tório em um único mapa permite a discriminação de variações na composição interna de unidades geológicas. O padrão RGB é o mais utilizado e como nesse modelo as cores são aditivas as máximas concentrações dos três elementos resultam na cor branca e as mínimas em preto (Carvalho, 1999).

A associação do mapa ternário com o relevo sombreado (Figura 3C) permite definir três diferentes domínios relacionados à mobilidade secundária dos elementos em questão:

1. Alto tório: localizado principalmente na região norte da área e em porções isoladas a oeste é notável a associação deste padrão a morros e chapadas. Esta associação pode ser justificada pela baixa mobilidade do tório em ambientes intempéricos. Desta forma, o tório acumulado nos sedimentos pertencentes ao Grupo Urucua, se enriquece, enquanto o urânio e o potássio são lixiviados.

2. Alto potássio: localizado na porção central do mapa este padrão associa-se principalmente a drenagens. O padrão de alto K é provavelmente devido à presença de granitos aflorantes especialmente na área central. Outro fator que pode estar associado a este padrão é o caráter móvel do K e sua concentração em drenagens e áreas rebaixadas nos sedimentos argilosos acumulados. Percebe-se também que quanto mais próximo da região central das drenagens mais claro fica o padrão revelando a acumulação detrítica de todos os elementos.
3. Baixo tório-urânio-potássio: representa grande parte da área e corresponde a, principalmente, extensas coberturas arenosas elúvio-coluvionares. É provável que este padrão de baixo K, U e Th seja devido ao processo intempérico nos arenitos. Sendo assim, o Th se acumula na região 1 e o urânio e o potássio são lixiviados para as drenagens.

Complexo Januária

As rochas que compõe o embasamento do CSF na região de Bonito de Minas são descritas como pertencentes ao grupo dos gnaisses (rochas deformadas) e granitóides (rochas indeformadas).

Gnaisses

Dentre as rochas deformadas que compõe o Complexo Januária tem-se a presença de gnaisses ortoderivados e migmatitos.

Os gnaisses apresentam-se com bandamento fino, granolepidoblástico de granulação predominantemente fina à média (Figura 5A e 5B). O bandamento é marcado pela alternância de bandas félsicas, centimétricas (aproximadamente 3 cm) ricas em feldspato e quartzo de granulação grossa, intercalados por bandas finas ricas em biotita e anfibólio.

O migmatito apresenta granulação grossa, foliação marcada pela orientação de biotita e textura flebítica e estictolítica (figura 5C e 5D), representando um migmatito metatexítico de textura de manchas segundo a classificação de Sawyer (2008). Nesta rocha o neossoma ocorre como porções disformes de granulação levemente mais grossa que o paleossoma. No interior destas porções félsicas observa-se, também, manchas escuras que, representam a concentração de minerais máficos peritéticos de granulação fina que indicando fusão parcial *in situ* em estágios iniciais.

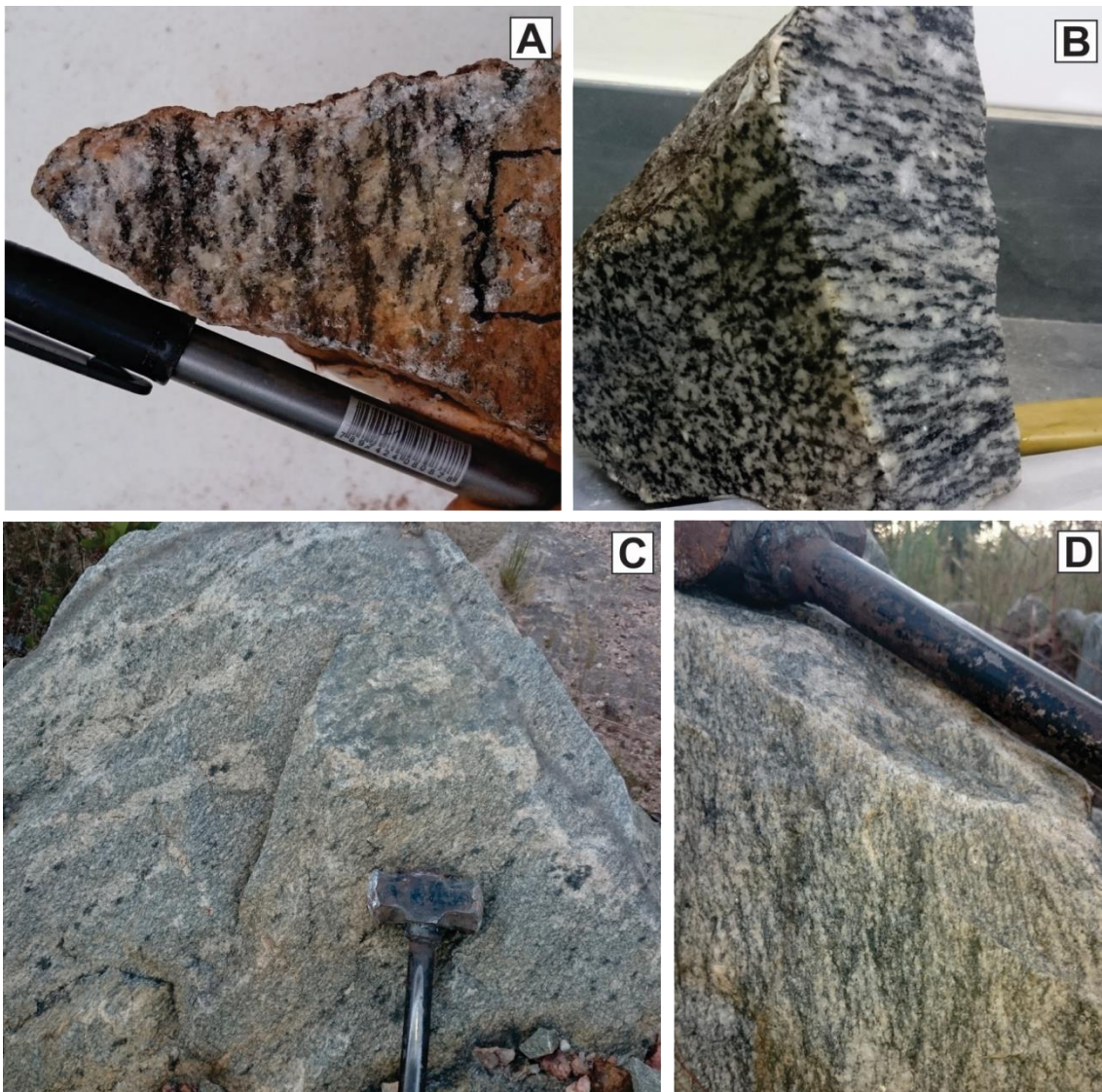


Figura 5: Diferentes feições dos gnaisses que compõe o Complexo Januária. (A) Gnaisse de granulação grossa com bandamento fino marcado pelas finas camadas de biotita (Amostra E3). (B) Detalhe do bandamento no gnaisse (Amostra E3). (C) Migmatito com textura flebítica e estictolítica (Amostra E8). (D) Detalhe da foliação no migmatito (Amostra E8).

Granitoides

Os granitoides que compõe o embasamento cristalino da região correspondem a granitos e granodioritos de diferentes texturas (Figura 6). Os granitos de granulação fina a média, coloração cinza escuro à bege representam a maior exposição destas rochas (Figura 6A, 6B, 6C e 6D). Associados a esses corpos encontram-se, localmente, granitos porfiríticos (Figura 6F e 6G) e poucas porções de granito de granulação grossa. O granito porfirítico apresenta-se maciço, de coloração cinza claro e bege com fenocristais de K-feldspato euédrico de coloração bege de até 3 cm (Figura 6G). Compondo a matriz têm-se cristais de feldspato subédrico de granulação média a grossa e quartzo anédrico de granulação média e coloração cinza e leitosa.

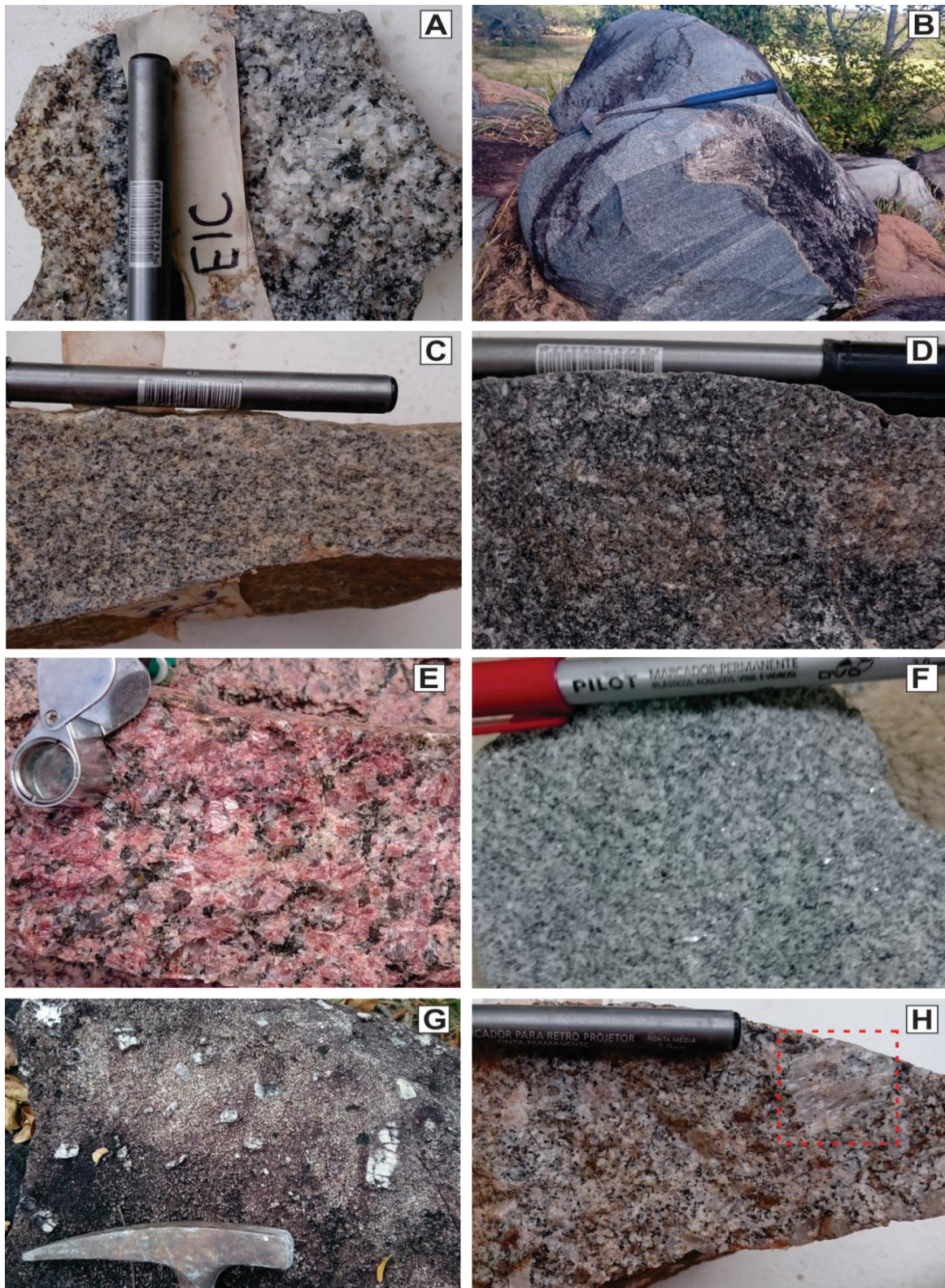


Figura 6: Diferentes feições dos granitoides que compõe o Complexo Januária. (A) Granodiorito de granulação grossa. (Amostra E1C). (B) Afloramento típico de campo de blocos mostrando duas porções de granulação diferente do granito equigranular cinza (Ponto E6). (C) Granitoide de coloração cinza claro e bege, fanerítico médio e equigranular (Amostra E2A). (D) Granitoide de coloração cinza escuro, equigranular, fanerítico de granulação média (Amostra E1B). (E) Granitoide de coloração rósea, fanerítico muito grossa e inequigranular (Amostra 92A). (F) Granitoide de coloração cinza claro, média, inequigranular (Amostra E7). (G) Fenocristais de K-feldspato realçados pelo intemperismo. (H) Detalhe do granito porfirítico. Quadrado vermelho mostrando um fenocristal (Amostra E2B).

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

O granito rosa (Figura 6E) apresenta-se inequigranular, fanerítico com granulação muito grossa, por vezes, pegmatítico (Figura 7). Na mineralogia destacam-se: cristais de K-feldspato rosados subédricos muito grossos; quartzo anédrico de granulação média e coloração cinza translúcida; anfibólio e biotita ocorrendo como massas escuras de granulação fina e plagioclásio amarelado (Figura 7B). Localmente, diques de rocha máfica, fanerítica fina cortam o granito róseo em diferentes direções (Figura 7C).

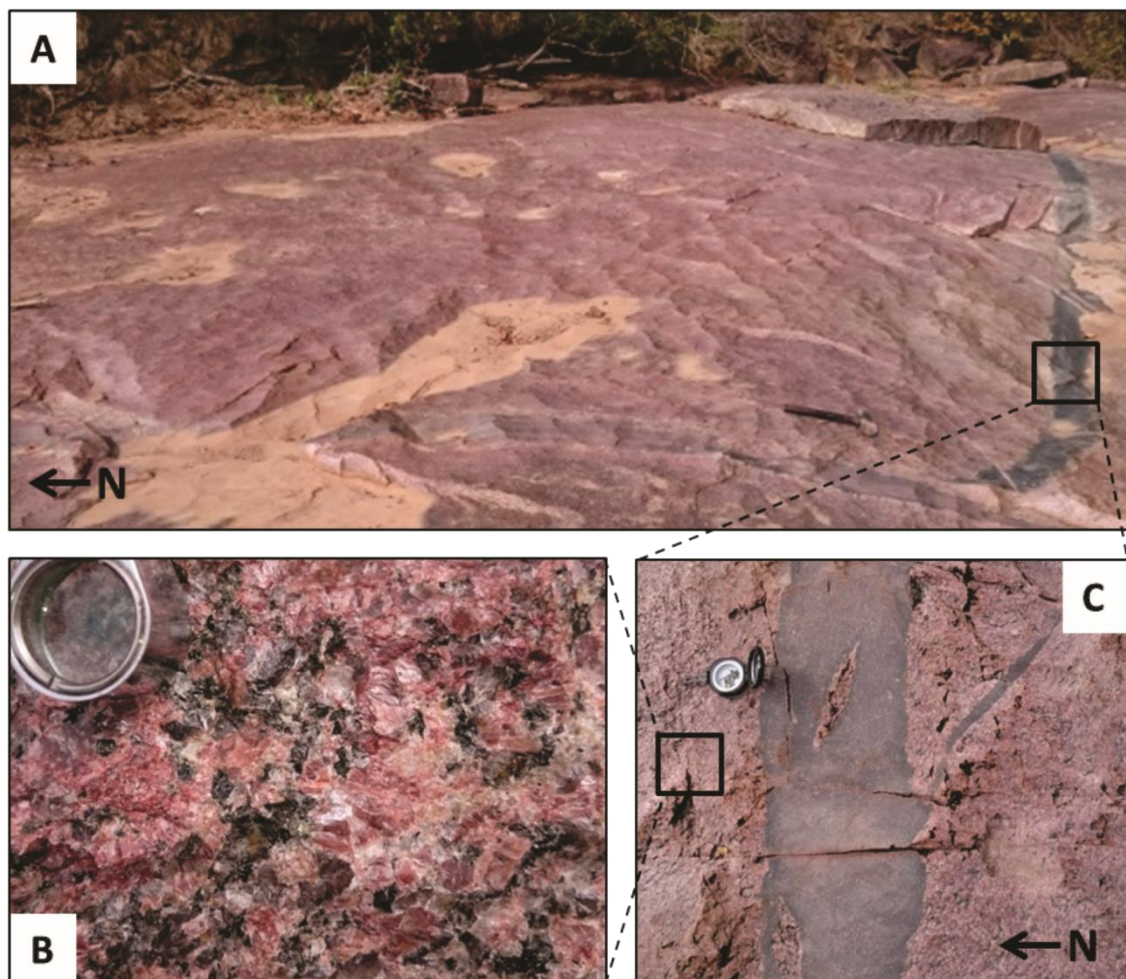


Figura 7: (A) Afloramento em drenagem seca do granito róseo. Quadrado destacando o dique máfico de dimensões centimétricas cortando o corpo. (B) Detalhe do granito róseo (Amostra 92A). (C) Detalhe do dique indicando feição tardia de corte, estrutura de chifre e xenólito do granito.

Metodologia

Durante os trabalhos de campo foram coletadas 14 amostras das rochas que compõem 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. Para o 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.

Petrografia

Os valores de porcentagem modal, para as diferentes lâminas descritas, encontram-se relacionados na Tabela 2 e a classificação das amostras segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1974) na Figura 13A.

Tabela 2: Resumo da porcentagem modal dos minerais máficos e félsicos presentes nas amostras e ocorrência de minerais acessórios.

% 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									

Gnaisses

Duas amostras deste grupo de rochas foram analisadas em microscópio petrográfico. A amostra E3 corresponde a um gnaiss foliado, de composição modal granodiorítica (Figura 13A), textura granolepidoblástica, inequigranular de granulação fina a média (Figura 8). Na mineralogia principal tem-se 15% de minerais máficos, aproximadamente 10% de biotita e 5% de anfibólio. O anfibólio presente é a hornblenda caracterizado pelo ângulo de extinção de aproximadamente 20°, pleocroísmo forte de verde a castanho, granulação fina, contato interlobado e com inclusões de apatita (Figura 8C e D). A biotita na amostra estudada apresenta-se em dois padrões distintos. O primeiro padrão (bt1) encontra-se associado a anfibólio e epidoto (Figura 8D), 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 (Figura 8A). 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 (Figura 8A). O feldspato potássico presente é a microclina com geminação do tipo *tartan*, contatos interlobados e com crescimento de mimerquita no contato com o quartzo (Figura 8B). 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.

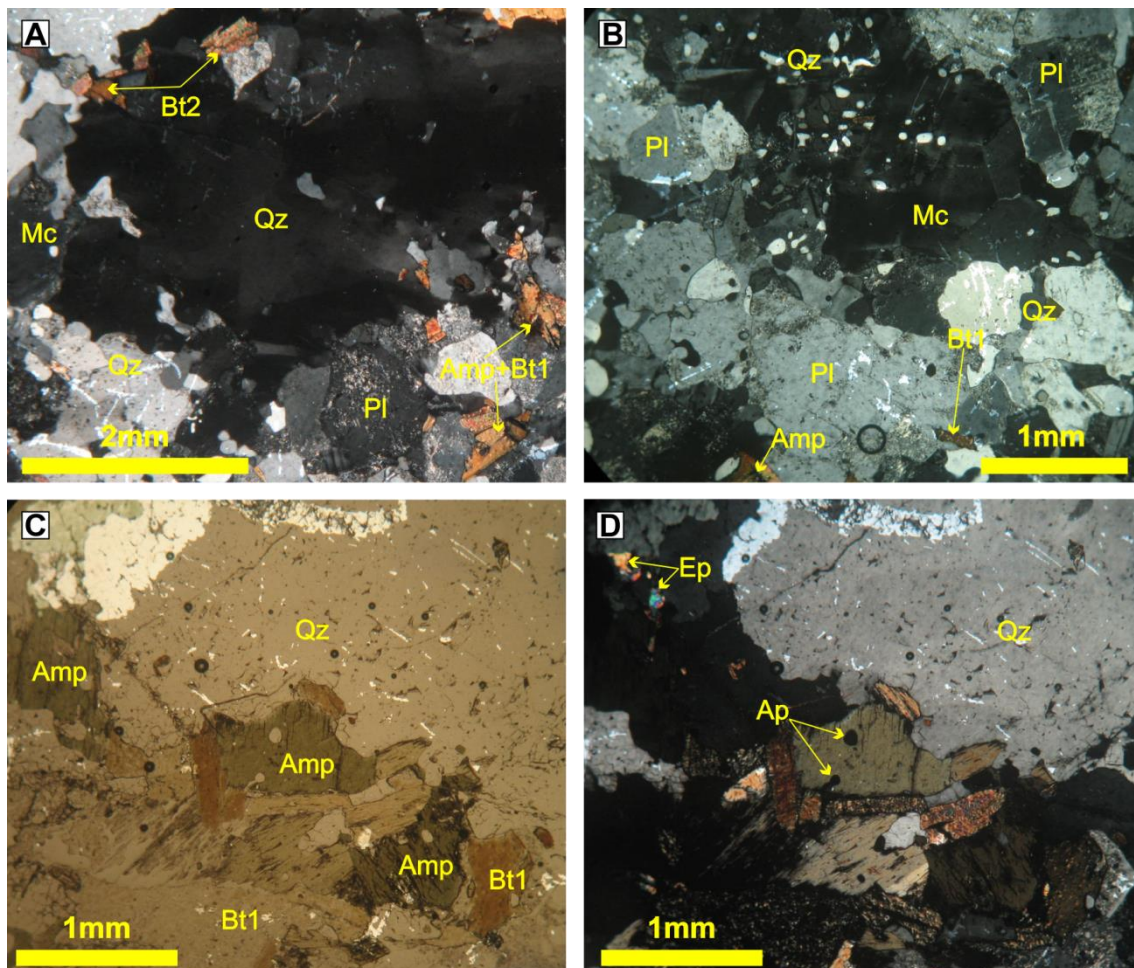


Figura 8: Fotomicrografia da amostra E3. (A) Mineralogia principal e cristais de quartzo recrystalizados sob LPC. (B) Formação de mimerquita no contato de cristal de quartzo e microclina sob LPC. (C) Processo de alteração de anfibólio em biotita do primeiro padrão sob luz plano-polarizada (LPP). (D) Processo de alteração de anfibólio em biotita do primeiro padrão ressaltando as inclusões de apatita no anfibólio e a associação de epidoto no processo de alteração sob LPC. Abreviações de minerais segundo Whitney & Evans (2010), onde Ap = apatita, Amp = anfibólio, Bt = biotita, Ép = epidoto, Mc = microclina, Pl = plagioclásio e Qz = quartzo.

A amostra E8, por sua vez, representa um migmatito de composição modal granítica (Figura 13A), textura granolepidoblástica, inequigranular de granulação fina a média, tendo a biotita levemente orientada como máfico mais abundante e composito, aproximadamente, 5% da rocha (Figura 9A). 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 – Figura 9A, 9C e 9D); ou como palhetas deformadas ou não de granulação média a fina (Bt2 – Figura 9B). Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante com padrão de subgrãos alongados, contatos irregulares suturados (Figura 9B) ou ameboides (Figura 9C) e formação de núcleos cristalinos que provavelmente cresceram por recrystalização dinâmica. O plagioclásio apresenta geminação polissintética segundo a lei da albíta, 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 (Figura 9C). 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 (Figura 9B). 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 (Figura 9D). 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.

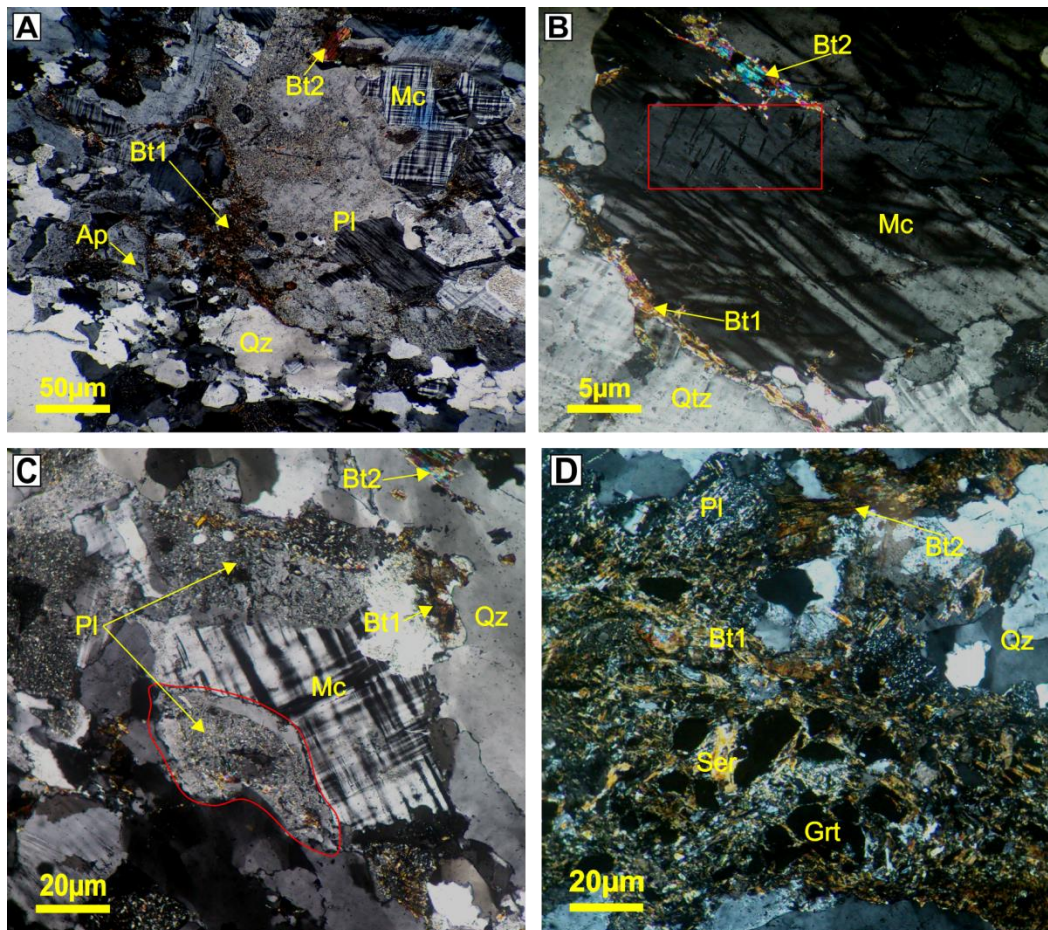


Figura 9: Fotomicrografia da amostra E8. (A) Mineralogia principal sob LPC. (B) Cristal de microclina com extinção ondulante. Quadro vermelho ressaltando a presença de pertitas. LPC (C) Diferentes alterações do plagioclásio: saussuritização intensa no núcleo e borda com ausência (cristal ressaltado em vermelho) sob LPC (D) Dissolução de granada e associação da biotita do primeiro padrão sob LPC. Abreviações segundo Whitney & Evans (2010), onde Ap = apatita, Bt = biotita, Grt = granada, Mc = microclina, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo e Ser = sericita.

Granitoides

Os granitoides estudados foram divididos em três grupos baseados na composição modal (Tabela 2 e Figura 13A) e características texturais.

Biotita granodiorito

Este grupo de rochas é representado pela amostra E1C (Figura 10). 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 (Figura 10D). 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 (Figura 10c e 10D). Em ambos os casos a biotita apresenta-se cloritizada nas bordas e ao longo da clivagem (Figura 10C). O anfibólio presente é a hornblenda caracterizado pelo ângulo de extinção entre 17 e 23°, pleocroísmo forte de verde a marrom, contato interlobado e com inclusões de apatita, epidoto, zircão e opacos (Figura 10C). Dentre os minerais félsicos, o quartzo apresenta extinção ondulante, contato interlobado e claramente preenchendo espaços intergranulares (Figura 10B). 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 mimerquita. Na mineralogia acessória, pode-se destacar a presença de titanita, opacos, apatita e allanita.

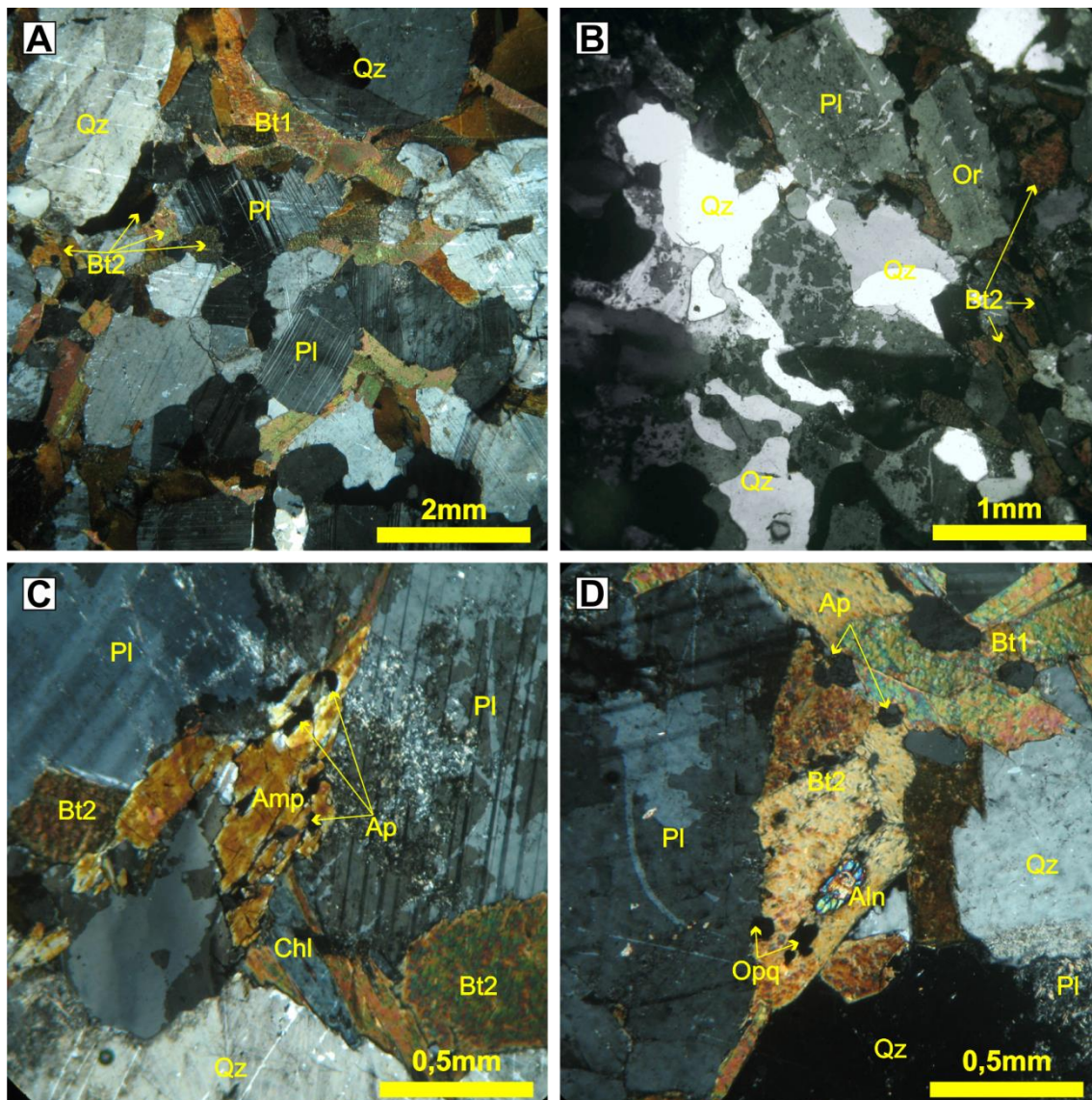


Figura 10: Fotomicrografia do granodiorito (amostra E1C) do Complexo Januária. (A) Mineralogia principal sob LPC. (B) Quartzo disforme, plagioclásio e ortoclásio subédrico sob LPC. (C) Processo de alteração de anfibólio em biotita do segundo padrão e cloritização sob LPC. (D) Inclusões de apatita, opacos e allanita em biotitas do segundo padrão em contraste com as biotitas do primeiro padrão. A allanita também encontra-se com bordas alteradas para epidoto. LPC. Abreviações de minerais segundo Whitney & Evans (2010), onde Aln = allanita, Ap = apatita, Amp = anfibólio, Bt = biotita, Opq = opacos, Or = ortoclásio, Pl = plagioclásio e Qz = quartzo.

Biotita granito

Este grupo de rochas engloba as amostras E1B, E2A, E2B, E6A, E6B e E7 (Figura 11). 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 porfirítica 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 nas clivagens da biotita, ângulo de extinção entre 15° e 20° e 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 (Figura 11E). 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 observa a presença de mimerquita. Na amostra E2B a microclina, além como descrito compondo 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 que pode apresentar-se alterando para epidoto.

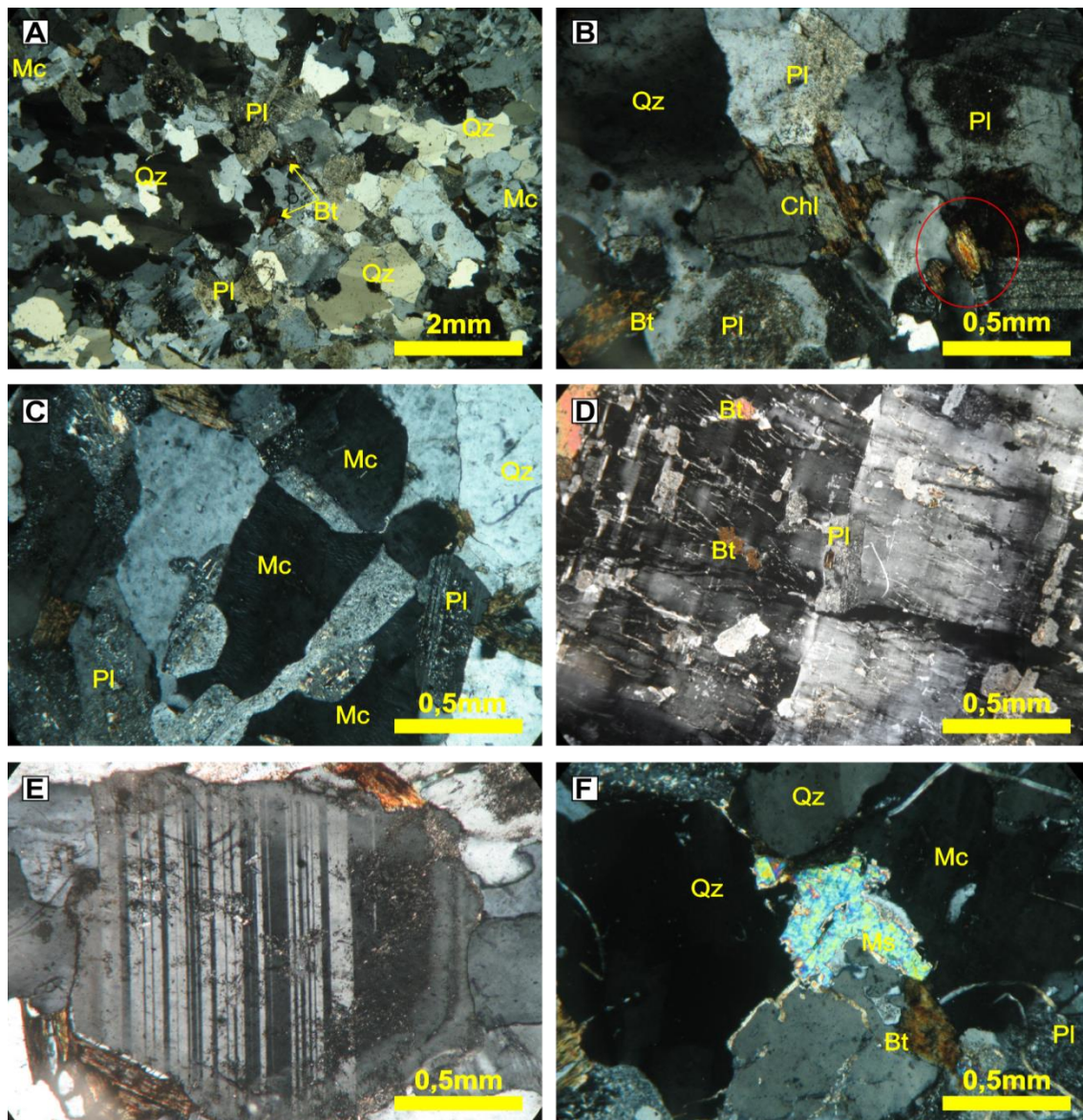


Figura 11: Fotomicrografia das amostras do biotita granito. (A) Visão geral da mineralogia dos granitos. Amostra E2A sob LPC. (B) Processo de cloritização da biotita, saussuritização dos plagioclásios, quartzo com extinção ondulante e detalhe para a inclusão de epidoto em biotita, círculo vermelho. Amostra E7 sob LPC. (C) Cristais de microclina pertítica e plagioclásios saussuritizados. Amostra E2A. (D) Fenocristal poiquilítico de microclina com inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo sob LPC. Amostra E2B (E) Zonamento composicional em cristal subédrico de plagioclásio sob LPC. Amostra E7. (F) Muscovita entre grãos de quartzo, microclina e biotita sob LPC. Amostra E7. Abreviações de minerais segundo Whitney & Evans (2010), onde Bt = biotita, Chl = clorita, Mc = microclina, Ms = muscovita, Pl = plagioclásio e Qz = quartzo.

Biotita granito rosa

Esta rocha é representada pela amostra 92A e representa um granito de granulação grossa, inequigranular com aproximadamente 5% de minerais máficos (Figura 12). A biotita, máfico mais abundante, encontra-se associada a anfibólio, provavelmente hornblenda (Figura 12A). Este anfibólio encontra-se nas clivagens da biotita ou como grãos em uma massa de biotita e epidoto, apresenta pleocroísmo de verde para castanho

e ângulo de extinção entre 20° e 25° (Figura 12B). 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 (Figura 12C). 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 (Figura 12D). 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 (Figura 12E e 12F). 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 e ângulo de extinção entre 15° a 20°. 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 ameboide 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 (Figura 4), tendo em vista que este último apresenta basicamente piroxênio e plagioclásio, sem K-feldspato.

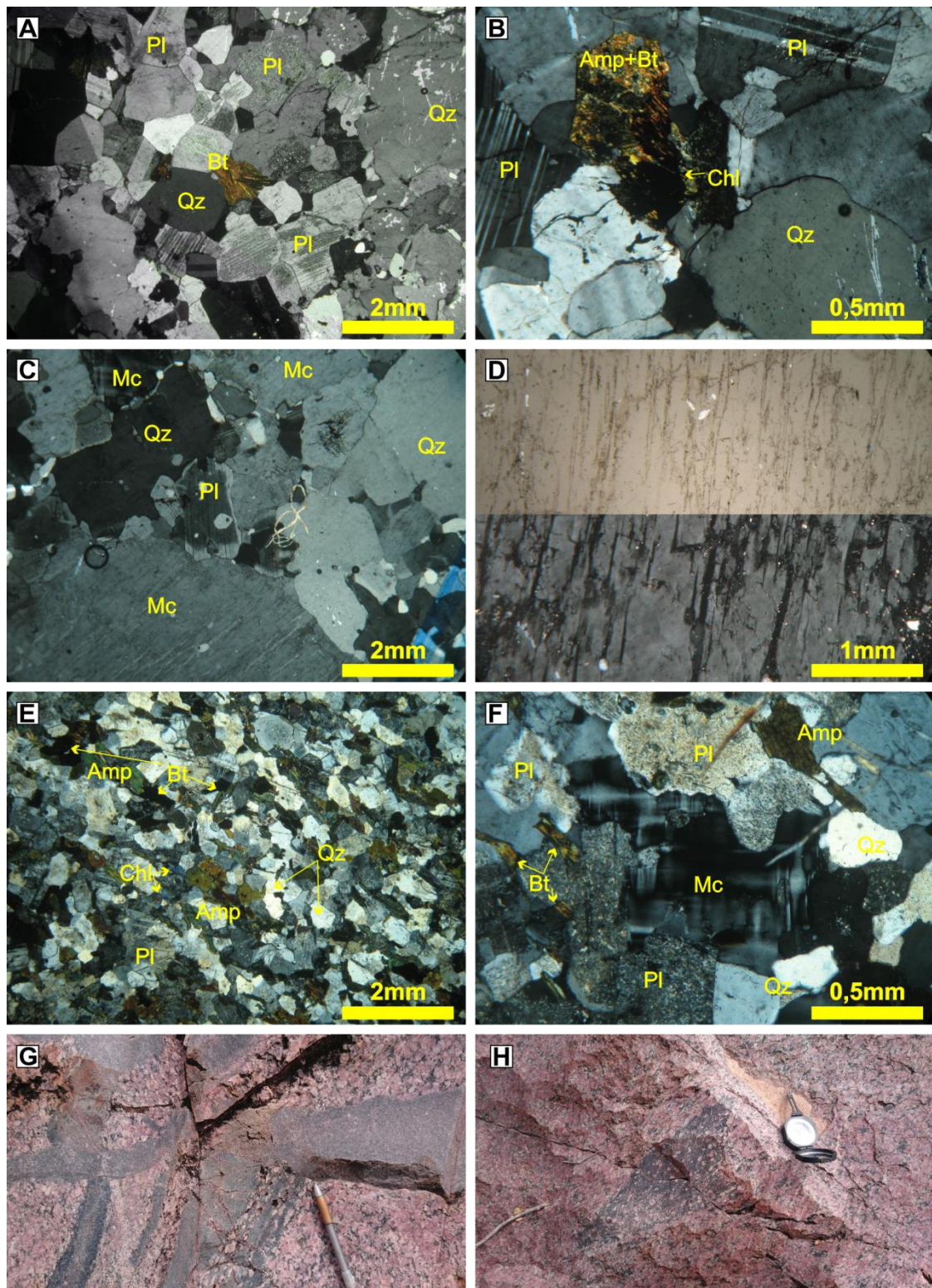


Figura 12:. (A) Mineralogia principal da matriz amostra 92A sob LPC. (B) Processo de alteração de anfibólio em biotita e epidoto amostra 92A sob LPC. (C) Zonamento composicional de plagioclásio amostra 92A sob LPC. (D) Detalhe de cristal poiquilítico de microclina com óxidos e pertitas seguindo a clivagem do cristal. Porção superior LPP e porção inferior LPC. Amostra 92A. (E) Feição geral do dique máfico menos contaminado pelo granito rosa LPC. (F) Plagioclásio intensamente saussuritizados e detalhe para os contatos ameboides entre os cristais. Dique mais contaminado pelo granito rosa sob LPC. (G) Diferentes intensidades de contaminação dos diques máficos. (H) Enclave máfico. Abreviações de minerais segundo Whitney & Evans (2010), onde Amp = anfibólio, Bt = biotita, Chl = clorita, Mc = microclina, Pl = plagioclásio e Qz = quartzo.

Geoquímica

A tabela 3 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.

Tabela 3: Composição química e normativa das amostras do Complexo Januária (PF = perda ao fogo, ferro expresso como Fe₂O₃t).

Gnaisses			Granitoides							
			Biotita Granodiorito		Biotita Granito					Biotita Granito rosa
E3	E8	E1C	E1B	E2A	E2B	E6A	E6B	E7	92A	
Elementos Maiores (%)										
SiO ₂	68,58	74,23	70,89	67,96	72,01	68,24	71,83	73,8	73,91	74,43
TiO ₂	0,44	0,18	0,3	0,54	0,22	0,41	0,37	0,17	0,21	0,18
Al ₂ O ₃	15,2	13,29	15,44	15,57	14,04	15,81	15,37	15,22	14,18	12,76
Fe ₂ O ₃ t	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 ₂ O	3,47	4,45	1,24	3,43	3,78	3,37	3,09	4,02	4,58	4,64
Na ₂ O	3,69	3,31	4,26	3,83	4,05	4,35	4,25	4,08	3,46	3,17
P ₂ O ₅	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
Total	100,93	98,74	100,73	99,02	98,38	99,03	100,92	101,42	100,57	99,21
Minerais Normativos CIPW (%)										
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
Total	100,3	98,19	99,99	98,24	97,61	98,16	100,03	100,75	99,76	98,91
Elementos Traços (ppm)										
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
Elementos Terras raras (ppm)										
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

Os dados (% em peso) de elementos maiores mostram que as rochas possuem acima de 67% de SiO₂, valores de Al₂O₃ entre 12 e 16%, ferro total menor que 4,5% e MgO abaixo de 0,8% cada. Apresentam valores de K₂O e Na₂O 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).

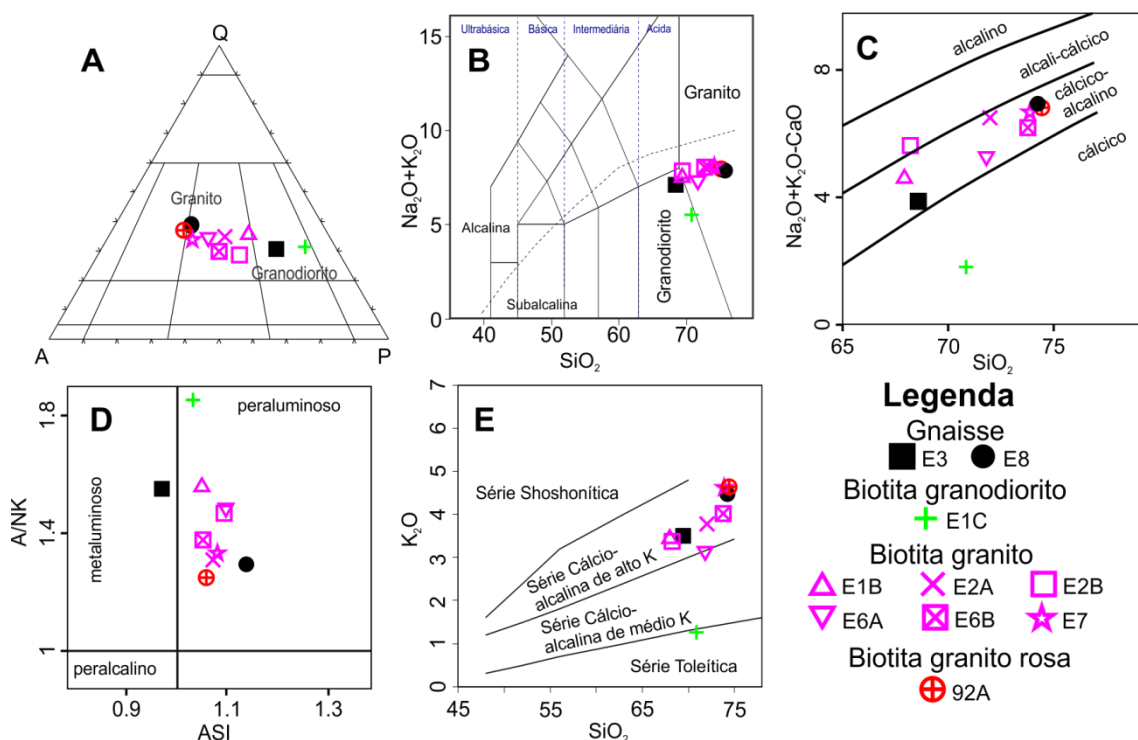


Figura 13: Classificação das rochas do Complexo Januária. (A) Diagrama de composição modal QAP (Streckeisen, 1974). (B) Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986). (C e D) Diagramas MALI e ASI, respectivamente, para classificação geoquímica de granitos segundo Frost *et al.* (2001). (E) K₂O versus SiO₂ segundo Peccerillo e Taylor (1976).

No diagrama TAS (Figura 13B) as composições graníticas e granodiorítica, descritas em valores modais (Figura 13A), 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, cálcico-alcálicas, peraluminosa de alto potássio (Figura 13C, 13D e 13E). Com exceção da amostra E1C (biotita granodiorito) que é cálcica, peraluminosa e toleítica e a amostra E3 (gnaisse) que é cálcico-alcálica, peraluminosa de alto potássio. Segundo os diagramas de Whalen *et al.* (1987) (Figura 14A e 14B), observa-se uma tendência do biotita granito rosa 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.

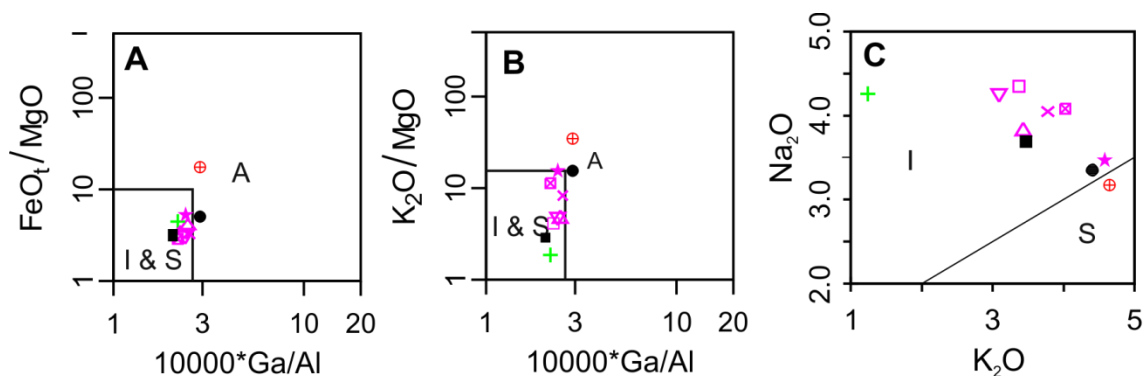


Figura 14: (A e B) Diagramas de classificação de granitos anorogênico segundo Whalen *et al.* (1987). (C) Diagrama de divisão entre granitos tipo – I e S segundo Chappell & White (2001). Legenda das amostras segundo Figura 13.

O diagrama de elementos terras-raras – ETR – (Figura 15A), 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.

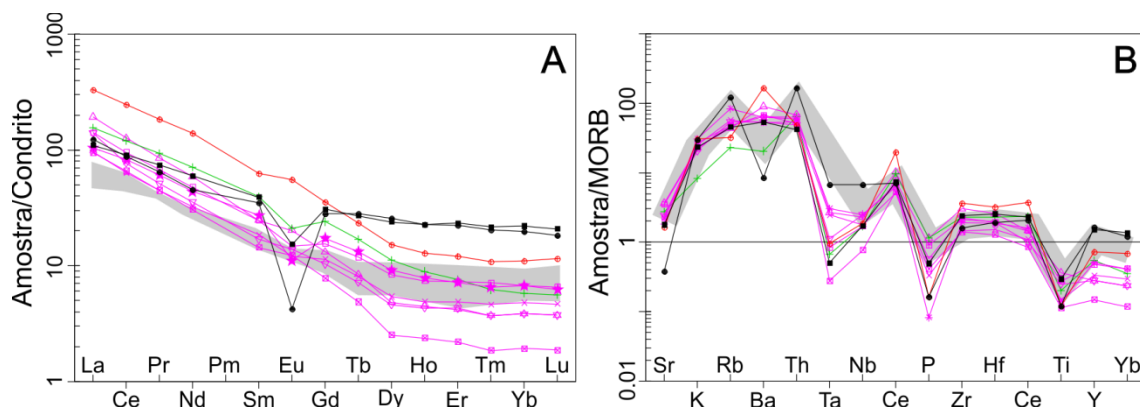


Figura 15: (A) Aracnograma de elementos terras-raras normalizados segundo o condrito de Boynton (1984). Padrão de referência, em cinza, para o batólito costeiro peruano de Atherton *et al.* (1979) (B) Diagrama de elementos incompatíveis normalizados segundo MORB de Pearce (1983). Em cinza, padrão de referência para granitos tipo – I de Winter (2001). Legenda das amostras segundo Figura 13.

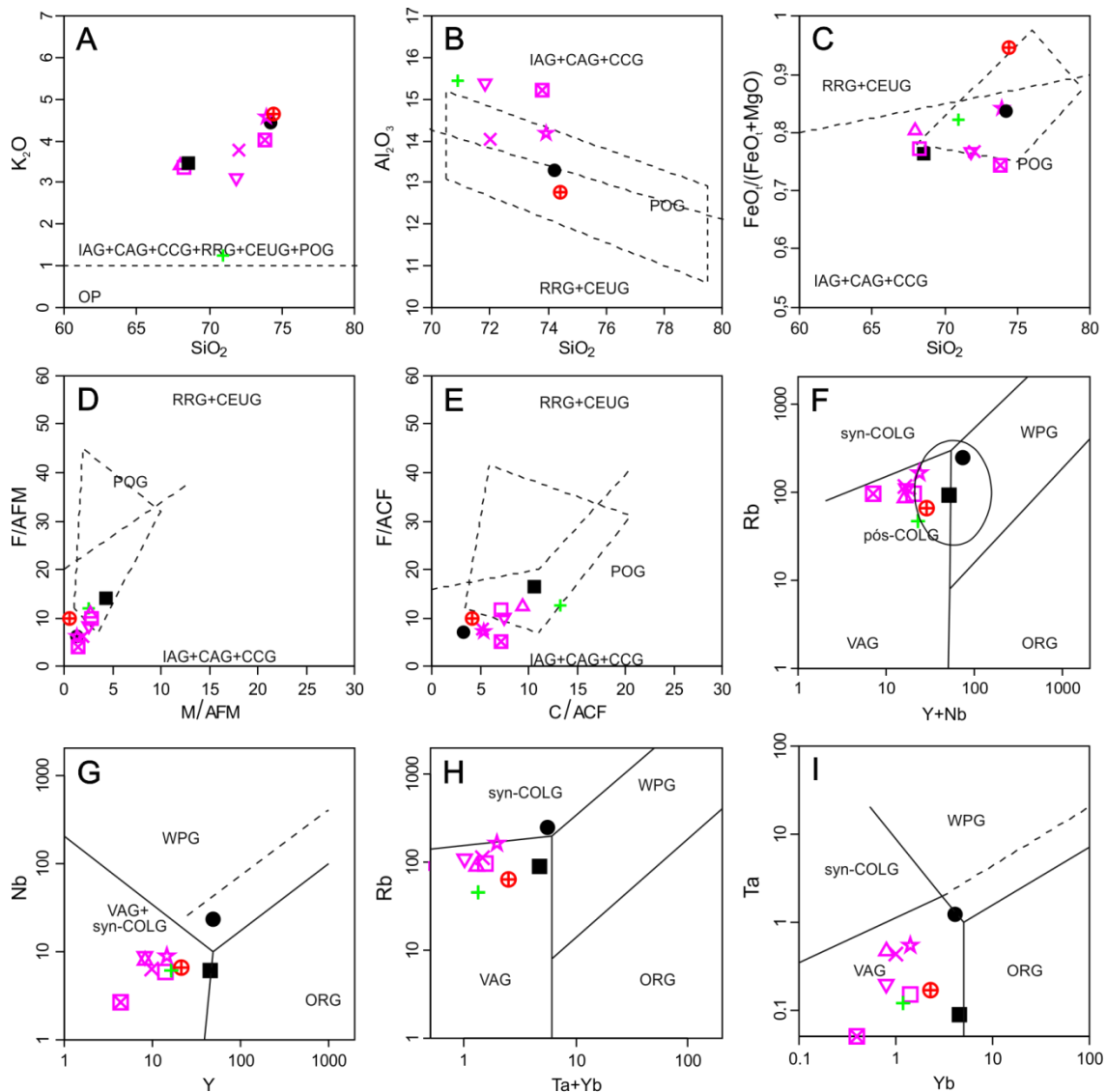


Figura 16: Diagramas de classificação geotectônica. (A – E) Diagramas de discriminação tectônica de granitoides segundo Maniar & Piccoli (1989). IAG = granitoides de arcos de ilha, CAG = granitoides de arco continental, CCG = granitoides de colisão continental, POG = granitoides pós-orogênicos, RRG = granitoides relacionados à rifte, CEUG = granitoides de ascensão epirogenética continental e OP = plagiogranitos oceânicos. (F – I) 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. Legenda das amostras conforme Figura 13.

Segundo os diagramas de classificação geotectônica de Maniar & Piccoli (1989) o biotita granodiorito e os biotita granitos são classificados sempre como granitoides relacionados a ambiente convergente (arcos de ilha, arcos continentais ou colisão continental – IAG, CAG e CCG respectivamente) enquanto o biotita granito rosa apresenta características, tanto de granitoides relacionados a ambiente convergente, quanto de granitoides de rifte ou intra-continentais (RRG e CEUG) (Figuras 16A – 16E). Estas características, associadas ao fato do biotita granito rosa pertencer ao campo de granitos pós-orogênicos (Figura 16B) permitem afirmar que a amostra 92A corresponde a

um granito pós-orogênico segundo a classificação de Maniar & Piccoli (*op cit*). Esta classificação pode ser confirmada pelos diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Figuras 16F – 16I), onde os granitoides são classificados como de ambiente de arco magmático e o biotita granito rosa como pós-colisional. 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 17).

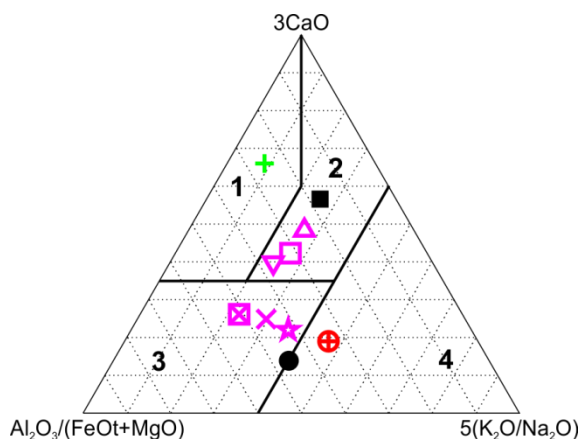


Figura 17: Diagrama ternário $Al_2O_3/(FeOt+MgO)$; $3*CaO$; $5*(K_2O/Na_2O)$ representando a possível fonte das rochas do Complexo Januária (Laurent *et al.* 2014). 1 = Rochas máficas de baixo potássio, 2 = Rochas máficas de alto potássio, 3 = Tonalitos e 4 = Metassedimentos. Legenda das amostras conforme Figuras 13.

Discussões e conclusões

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 15) 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 siálicas pré-existentes no CSF, conforme feições observadas em campo. Desta forma, estas duas amostras corresponderiam ao paleossoma (amostra E3) e ao paleossoma+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 15) 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 17) a amostra E8 se posiciona próxima do campo dos tonalitos.

O biotita granodiorito apresenta características de granitoides do tipo – I segundo o diagrama de Chappell & White (2001- Figura 14), com Na₂O maior que 3,2% em peso, índice de saturação de alumínio (Al₂O₃/Na₂O+K₂O+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 (Figura 16) e a anomalia negativa de Nb e Ta (Figura 15), 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 da figura 13C e 13E.

O grupo dos biotita granitos, assim como o biotita granodiorito, apresentam características de granitoides do tipo – I segundo o diagrama de Chappell & White (2001). 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 e a presença de allanita e titanita como minerais acessórios reforçam a ideia de serem granitoides tipo - I.

As diferentes porções observadas na figura 6B 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 metamorfozada, ou seja, um granada anfibólito então criado pelo aumento de pressão e temperatura durante a subducção da crosta oceânica basáltica conforme Moyen & Martin (2012) reconhecem ao descrever os quatro processos possíveis de formação de granitos. Este fato também se apoia na classificação destes biotita granitos como rochas cálcico-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 15A), 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, enquanto o padrão de elementos incompatíveis é condizente com o de granitoides tipo – I de Winter (2001) (Figura 15B).

As anomalias negativas de Sr e Eu, P e Ti (Figura 15B) juntamente com os diagramas tipo Harker (Figura 18) revelam um padrão de diferenciação magmática entre as amostras analisadas. Nestes diagramas o padrão de distribuição negativo de CaO e Sr com relação a SiO₂ podem indicar fracionamento de plagioclásio, MgO, FeO e TiO₂ de biotita, anfibólito e titanomagnetita e/ou ilmenita e P₂O₅ de apatita. Estas proposições também se apoiam em dados petrográficos, onde a amostra E1B, provavelmente menos fracionada, apresenta relictos de anfibólito e opacos, enquanto a E7, provavelmente mais diferenciada, não apresenta anfibólito, apenas biotita, e nem opacos, além do plagioclásio presente encontrar-se com bordas menos saussuritizadas. Estas bordas foram interpretadas como zoneamento composicional de núcleo mais cálcico e borda mais sódica. Este zoneamento composicional indica uma mudança na composição do *melt* durante o processo de *emplacement* do corpo granítico associado a um processo de

rebaixamento de temperatura. Desta forma a baixa disponibilidade de cálcio resultaria no processo de biotitização dos anfibólios, bem como a substituição normal de cálcio por sódio durante a evolução magmática. O padrão de distribuição positivo de K_2O pode estar relacionado à microclina e/ou muscovita. Petrograficamente este fato pode ser observado na amostra E7 que apresenta, em valores modais, mais muscovita que as demais amostras, e na amostra E1B a muscovita é ausente. Por fim o padrão ligeiramente horizontalizado de Y pode indicar uma fonte única para os magmas como proposto acima.

Os diagramas tipo Harker, ainda, possibilitam 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_2O versus SiO_2 mostra que o biotita granodiorito apresenta um padrão diferente dos biotita granitos, assim como o diagrama FeOt, Zr, Ce e La versus SiO_2 separa o biotita granito rosa e os diagramas de Sr e Y versus SiO_2 , os gnaisses.

O biotita granito rosa, representado pela amostra 92A, apresenta composição cálcico-alcálica de alto potássio peraluminosa. Esta composição, juntamente com os altos valores de SiO_2 , e Na_2O , baixos valores de CaO e anomalia negativa de Sr possibilita interpretar este grupo como granito tipo – A, assim como a tendência observada nos gráficos de Whalen *et al.* (1984) (Figura 14). 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 16F). A anomalia positiva de Eu seria explicada pela alta fugacidade de oxigênio no magma. O Eu passa 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, que justificaria a presença dos diques máficos e enclaves.

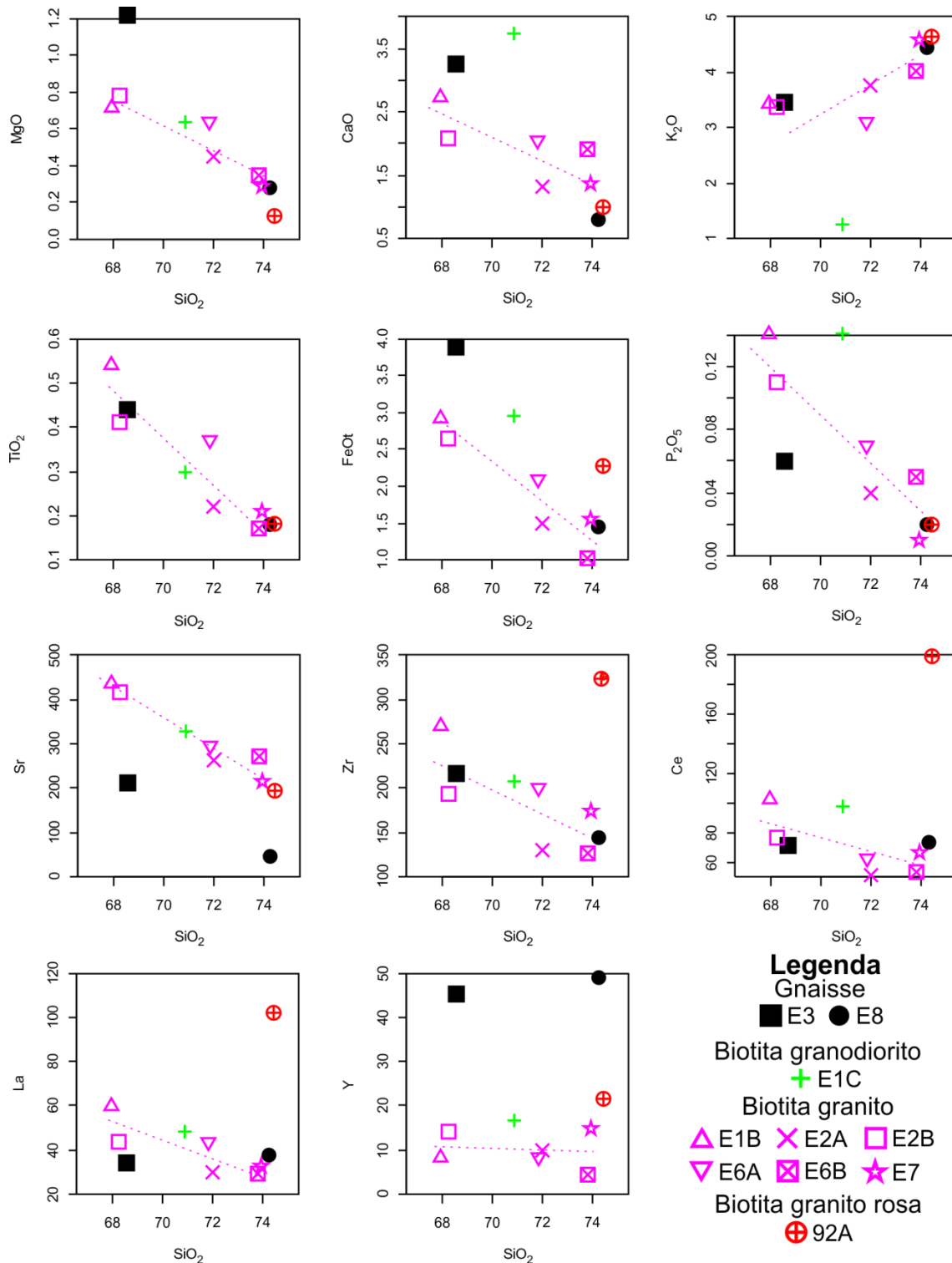


Figura 18: Diagramas tipo Harker para elementos maiores e traços versus SiO₂ para as amostras do Complexo Januária.

Baseado nos dados 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, apesar de não ter sido localizado, amostrado e analisado granitóides gerados por este evento anatético. 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.

3. ARTIGO 2 – IDADES U-Th-Pb_T E PROCESSOS GEOLÓGICOS REVELADOS NAS MONAZITAS DO GNAISSE MIGMATÍTICO DO COMPLEXO JANUÁRIA (MG)

Introdução

O grupo estrutural da monazita, segundo Fleischer *et al.* (1991), é constituído por arsenatos, fosfatos e silicatos monoclinicos com fórmula geral XTO_4 , [X = elementos terras-raras (ETR), Th, U, Pb, Bi, Ca e T = As, P, Si]. Segundo Linthout (2007), os processos de substituição iônica dentro deste grupo estão relacionados à solução sólida existente entre a monazita [(ETR, Th)PO₄], a cheralita [CaTh(PO₄)₂] e a huttonita [ThSiO₄] e são entendidas como: substituições acopladas para equilíbrio de carga ($Ca^{2+} + Th^{4+} \rightleftharpoons 2REE^{3+}$, $Th^{4+} + Si^{4+} \rightleftharpoons REE^{3+} + P^{5+}$, $U^{4+} + Si^{4+} \rightleftharpoons REE^{3+} + P^{5+}$) ou de substituições acompanhando vacâncias como ($3 Ca^{2+} \rightleftharpoons 2ETR^{3+} + Vac$) (Miyawaki & Nakai, 1996; Förster, 1998; Förster & Harlov, 1999), podendo estas substituições ocorrer simultaneamente. Dentro desse grupo, a monazita é o mineral mais comum de ETR, ocorrendo como mineral acessório difundido em diversos litotipos de composição meta a peraluminosa, incluindo granitoides e pegmatitos graníticos, além de rochas metamórficas que variam desde a fácies xisto-verde a granulito. Concentra-se em depósitos sedimentares do tipo placer em associação a outros minerais pesados, sendo também encontrada em carbonatitos (Overstreet, 1967).

Na estrutura da monazita, os cátions trivalentes de ETR estão coordenados por nove átomos de oxigênio. Os poliedros assim delimitados compartilham vértices, formando cadeias ao longo da direção b; essas cadeias estão ligadas na direção c por tetraedros (PO₄³⁻) que compartilham vértices com os poliedros das cadeias adjacentes, formando uma camada paralela ao plano (100). Essas camadas estão empilhadas na direção a, compartilhando os vértices entre os poliedros ETRO₉ para formar cadeias em ziguezague na direção [101] (Huminicki & Hawthorne, 2002). A estrutura da monazita incorpora preferencialmente os ETR leves, mas, normalmente, apresenta concentrações de U, Th e Pb consideráveis. O Pb presente é essencialmente radiogênico, derivado do decaimento radioativo do Th e U, uma vez que a incorporação de chumbo comum no crescimento natural de seus cristais é negligenciável (Parrish, 1990). Desta forma elimina-se a necessidade de correção de Pb comum para o mesmo em estudos geocronológicos.

Desde a década de 1990, a monazita tem se tornado reconhecidamente importante na definição não só da idade de cristalização magmática, como também de eventos de metamorfismo e deformação. Estas idades são obtidas através de análises

não destrutivas, precisas e de alta resolução espacial de U, Th e Pb por microsonda eletrônica (Suzuki & Adachi, 1991; Montel *et al.*, 1996; Williams *et al.*, 1999; Foster *et al.*, 2004; Pyle *et al.*, 2005; Vlach, 2010), que se equivalem às idades isotópicas obtidas pelo método U-Pb. Esta equivalência é confirmada por vários trabalhos na literatura. Como exemplo, em seu artigo, Dahl *et al.* (2005) validam a acurácia e a precisão das idades U-Th-Pb obtidas por microsonda eletrônica em monazitas de rochas granito-gnáissicas e metapelíticas de terrenos polimetamórficos pré-cambrianos, ao compará-las com idades isotópicas U-Pb obtidas por SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*) nas porções de borda e núcleo dos cristais. Chaves *et al.* (2013) também demonstram que as idades U-Th-Pb entre 505-580 Ma obtidas por microsonda eletrônica em monazitas detríticas de *placers* marinhos (úteis para se definir a idade das áreas-fonte que fornecem material para alimentar bacias sedimentares) são perfeitamente comparáveis às idades isotópicas U-Pb entre 530-580 Ma obtidas por LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

Williams *et al.* (2007) afirmam que as idades U-Th-Pb de monazitas por microsonda eletrônica podem ajudar a marcar a atuação de processos metamórficos de graus variados, sendo a aplicação da geocronologia em monazitas ideal no entendimento da história de orógenos compressivos. A robustez da monazita em estudos geocronológicos se apoia no fato de que, do mesmo modo que acontece com o zircão, sua temperatura de fechamento do sistema U-Th-Pb é superior a 900°C (Cherniak *et al.*, 2004). Adicionalmente, Catlos (2005) propõe um mecanismo onde a estabilidade da monazita pode ser alterada durante a descompressão em processos tectônicos extensionais.

O objetivo do presente trabalho é apresentar, e buscar relacionar com eventos geológicos regionais, as idades químicas U-Th-Pb_T (não isotópicas) de monazitas presentes em um gnaiss migmatítico do embasamento cristalino no compartimento central do Cráton São Francisco, aflorante na região de Bonito de Minas (MG).

Contexto geológico regional

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). 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 Riacciano-Orosiriana (ca. 2360-2040 Ma) (Silva *et al.*, 2015).

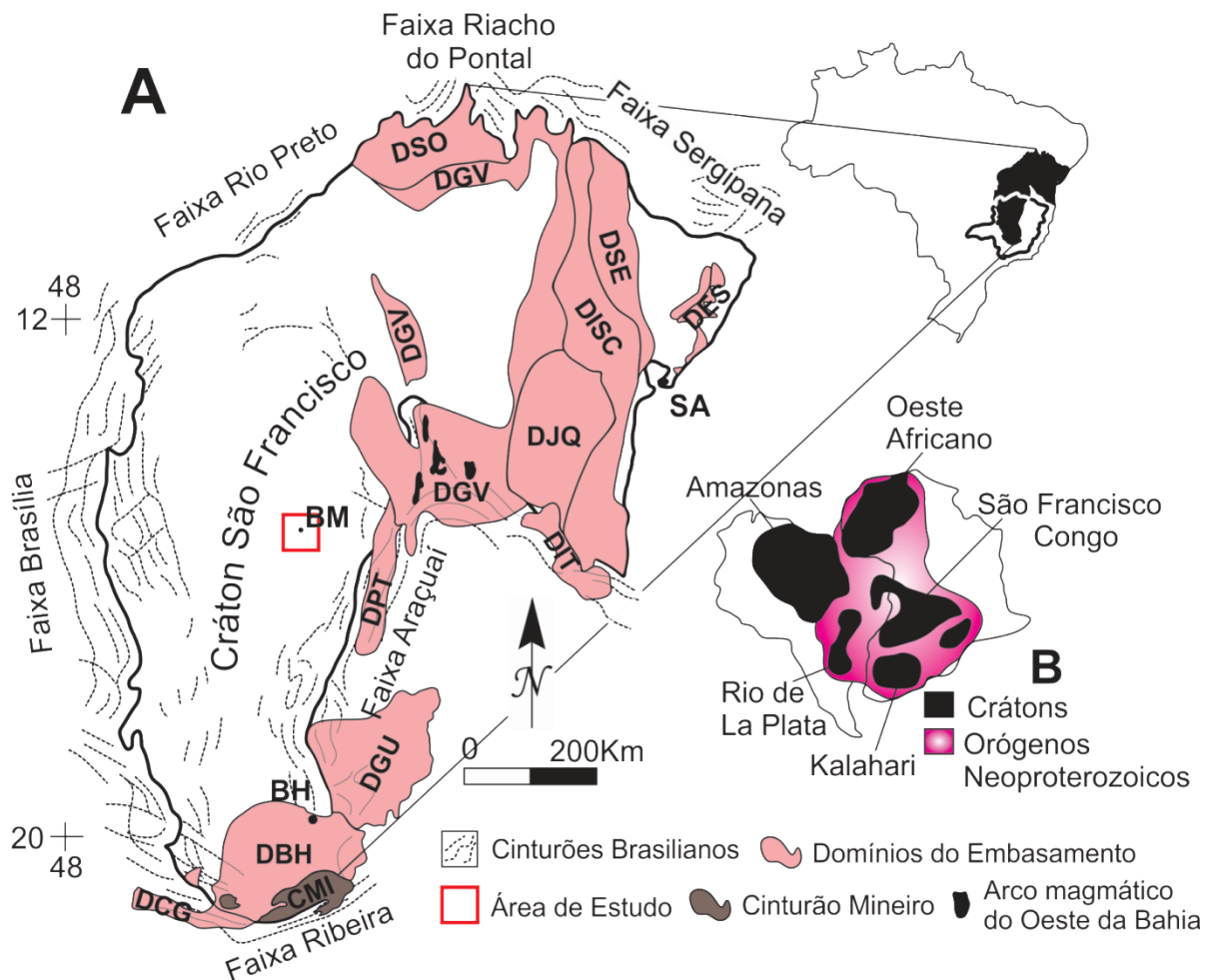


Figura 1: (A) O Cráton São Francisco, suas faixas marginais Brasileiras e a localização da área de estudo. Domínios do Arqueano ao Orosiriano: DBH – Domínio Belo Horizonte; DCG - Domínio Campos Gerais; DES - Domínio Esplanada; DGU - Domínio Guanhanês; DGV - Domínio Gavião; DISC - Domínio Itabuna-Salvador-Curaçá; DIT - Domínio Itapetinga; DJQ - Domínio Jequié; DPT - Domínio Porteirinha; DSE - Domínio Serrinha; DSO – Domínio Sobradinho; CMI – Cinturão Mineiro. Cidades: BH = Belo Horizonte; BM = Bonito de Minas; SA = Salvador. (B) Cratons 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.*, 2015).

O CSF atuou como uma área relativamente estável durante o ciclo orogênico Brasileiro ocorrido entre 650-490 Ma. Sendo assim, encontra-se delimitado e bordejado por faixas móveis de idade neoproterozoicas: a norte pelas faixas 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).

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-trondhjemitó-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 Riáciano-Orosiriano desenvolvido contemporaneamente ao CMI.

No Domínio Porteirinha (DPT), Silva *et al.* (2015) caracterizam um seguimento do cinturão Riáciano-Orosiriano datado em 2150 Ma, que representa uma fase sin-colisional correlacionada ao estágio de colisão tardi-Riáciana 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 Araçuaí-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 Brasiliano (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 Guanhões (DGU) e Porteirinha (DPT) dentro da faixa Araçuaí e que não afetaram a área de estudo.

Contexto geológico local

O Alto de Januária (Figura 2A) corresponde a uma elevação do embasamento cristalino, que atinge altitudes próximas a 600 metros nos arredores do município de Bonito de Minas (MG). Dentro deste contexto, a presença de falhas de direções EW e

N40°-50°W preenchidas por diques máficos funcionaram como um sistema do tipo "horst" e "graben" que provavelmente geraram tal elevação (Beurlen, 1973; Costa, 1978) e proporcionou a exposição das rochas que compõe o embasamento na região ao longo das drenagens dos principais rios e córregos dos municípios da região.

Estas rochas, descritas pelos projetos de mapeamento da CODEMIG como integrantes do Complexo Januária, compõem um grupo de gnaisses e granitoides e estão sobrepostas por coberturas pré-cambrianas (Grupo Bambuí) e fanerozoicas (Grupos Santa Fé, Areado e Urucuia) que constituem a Bacia do São Francisco (Figura 2B). Estas unidades são descritas brevemente na Tabela 1.

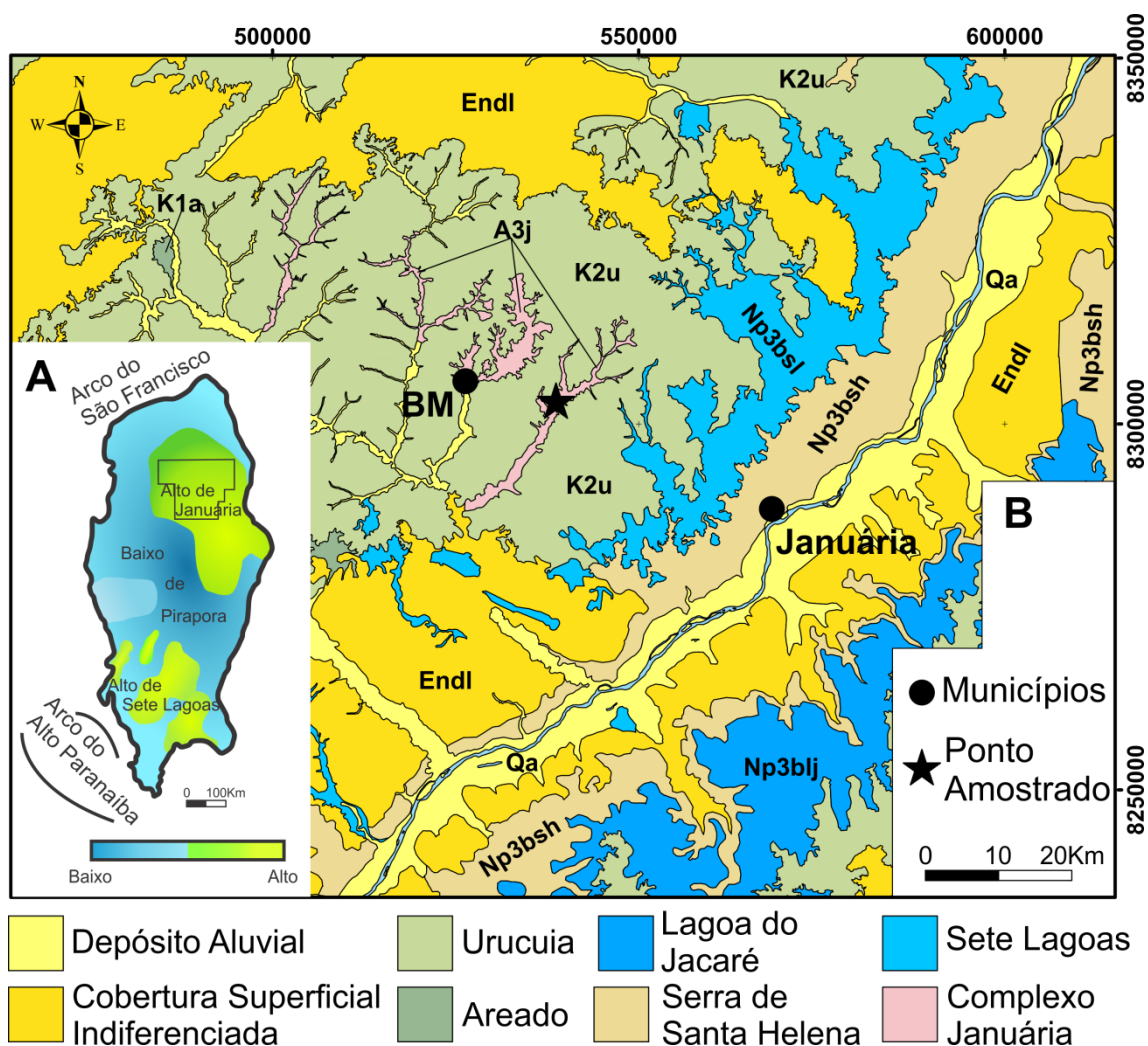


Figura 2: (A) Feições gravimétricas do embasamento do setor centro-sul do CSF com destaque para o Alto de Januária. (B) Mapa Geológico da região do Alto Januária (Modificado de Alkmim & Martins-Neto, 2001; CODEMIG, 2014). BM = Bonito de Minas.

Tabela 1: Coluna estratigráfica com as principais unidades, idades e litologias da região do Alto de Januária na área de estudo.

Código	Supergrupo	Grupo	Formação	Litologia	Idade
Qa	Depósito Aluvial			Sedimentos clásticos inconsolidados.	Quartenário ¹
Endl	Cobertura Superficial indiferenciada			Sedimentos clásticos e lateríticos ferruginosos.	Neógeno ¹
K2u		Urucuia		Arenitos, quartzosos, avermelhados e brancos, de granulometria areia fina à média, com grãos arredondados, bem selecionados e matriz argilosa escassa ⁸ . Arenito conglomerático, arenito, folhelho ou argilito, conglomerado ¹ .	Cretáceo Superior ^{2c} (99,6 Ma - 65,6 Ma)
K1a		Areado		Folhelho, arenito feldspático, arenito lítico, arenito conglomerático, conglomerado polimítico, siltito ¹ .	Barremiano – Eoaptiano ³
NP3bj	São Francisco ⁹	Bambuí	Lagoa do Jacaré	Calcários oolíticos e psolíticos, cinza escuros, fétidos, cristalinos com siltitos e margas intercalados ¹⁰ .	Ediacarano ^{2a} (542,1 Ma - 630 Ma)
NP3bsh			Serra de Santa Helena	Siltitos, argilitos, ardósias e folhelhos esverdeados lentes de calcário ⁸ .	Ediacarano ^{2b} (542,1 Ma - 630 Ma)
NP3bsl			Sete Lagoas	Calcário e dolomitos ocasionalmente com lentes de margas e pelitos ⁸ .	740 ± 22 Ma (Pb/Pb) ⁴ 600 Ma (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ⁵ 686 ± 69 Ma (Pb/Pb) ⁶
A3j	Complexo Januária			Gnaisses bandados tipo TTG e granitoides associados ¹ .	1.970 Ma (Rb/Sr) ⁷

Fontes: ¹ CODEMIG (2014); ^{2a} Geobank (2015a); ^{2b} Geobank (2015b); ^{2c} Geobank (2015c); ³ Dias-Brito et al. (1999); ⁴ Babinski e Kaufman (2003); ⁵ Nobre-Lopes (2002); ⁶ Babinski (1993); ⁷ Radambrasil (1982); ⁸ Costa & Branco (1961); ⁹ Pflug & Renger (1973).

O Complexo Januária é composto, predominantemente, por granitoides de coloração cinza, granulação fina a média e composição granítica a granodiorítica. Localmente, a textura destas rochas podem apresentar variações, principalmente quanto à coloração e ao tamanho dos grãos. De forma geral, estes granitoides apresentam valores modais de máficos, principalmente biotita, baixos (entre 5 e 20%). A biotita nas diferentes rochas encontra-se mais ou menos cloritizada. O anfibólio, quando ocorre, encontra-se alterado para biotita e é menos abundante que esta. Quanto aos félsicos, os granitoides apresentam alta porcentagem modal de quartzo com extinção ondulante (entre 20 e 35%) e variável de feldspato alcalino e plagioclásio. O feldspato potássico presente é a microclina e se caracteriza pela geminação *tartan* típica. Os plagioclásios encontram-se altamente saussuritizados. Como acessórios, destacam-se muscovita, titanita, zircão, apatita e allanita.



Figura 3: (A) Gnaisse migmatítico com textura flebítica e estictolítica. (B) Detalhe da foliação no gnaisse.

Associado a estes granitoides, localmente ocorrem gnaisses de coloração acinzentada, granulação média a fina, foliados e de composição granodiorítica a granítica. A rocha investigada pertence a este último grupo de rochas deformadas de composição granítica. Trata-se de um gnaisse migmatítico metatexítico de coloração cinza-claro, granulação média, textura flebítica a estictolítica, com agregados máficos envolvidos por venulações félsicas (Figura 3). Esta rocha foi coletada em um afloramento de blocos na beira da estrada que liga os municípios de Bonito de Minas à Januária (Figura 2B). Microscopicamente, apresenta textura granolepidoblástica, inequigranular de granulação fina a média, tendo a biotita levemente orientada como máfico mais abundante e composito, aproximadamente, 5% da rocha (Figura 4A). A biotita ocorre de duas formas

principais: formando agregados de grãos finos 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) (Figuras 4A, B, C e D). Os minerais félsicos apresentam porcentagens modais semelhantes (quartzo = 35%, plagioclásio = 30% e feldspato potássico = 30%) indicando uma composição granítica para a amostra. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante com padrão de subgrãos alongados, contatos irregulares ameboides e formação de núcleos cristalinos que provavelmente cresceram por recristalização dinâmica (Figuras 4A, 4B, 4C). 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 calcita) e bordas de reação mais evidentes nos contatos com os feldspatos potássicos (Figura 4C). Completando a mineralogia principal, o feldspato potássico presente é a microclina caracterizada pela geminação do tipo *tartan* que em alguns cristais é sobreposta pela geminação *carlsbad*. Apresenta contatos irregulares interlobados e alguns cristais apresentam sericitização, formação de pertita e extinção ondulante (Figura 4B). Dentre os minerais acessórios, destacam-se granada, apatita, zircão, monazita e minerais do grupo do epidoto como a allanita. A granada presente tem feições de dissolução ressaltadas por contatos irregulares e associação com biotita (Bt1), sericita e quartzo muito fino envolvendo os seus cristais (Figura 4D). 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, frequentemente alterada para allanita e, por vezes, com indícios de dissolução e alteração para allanita e apatita (Figuras 4E, F e G).

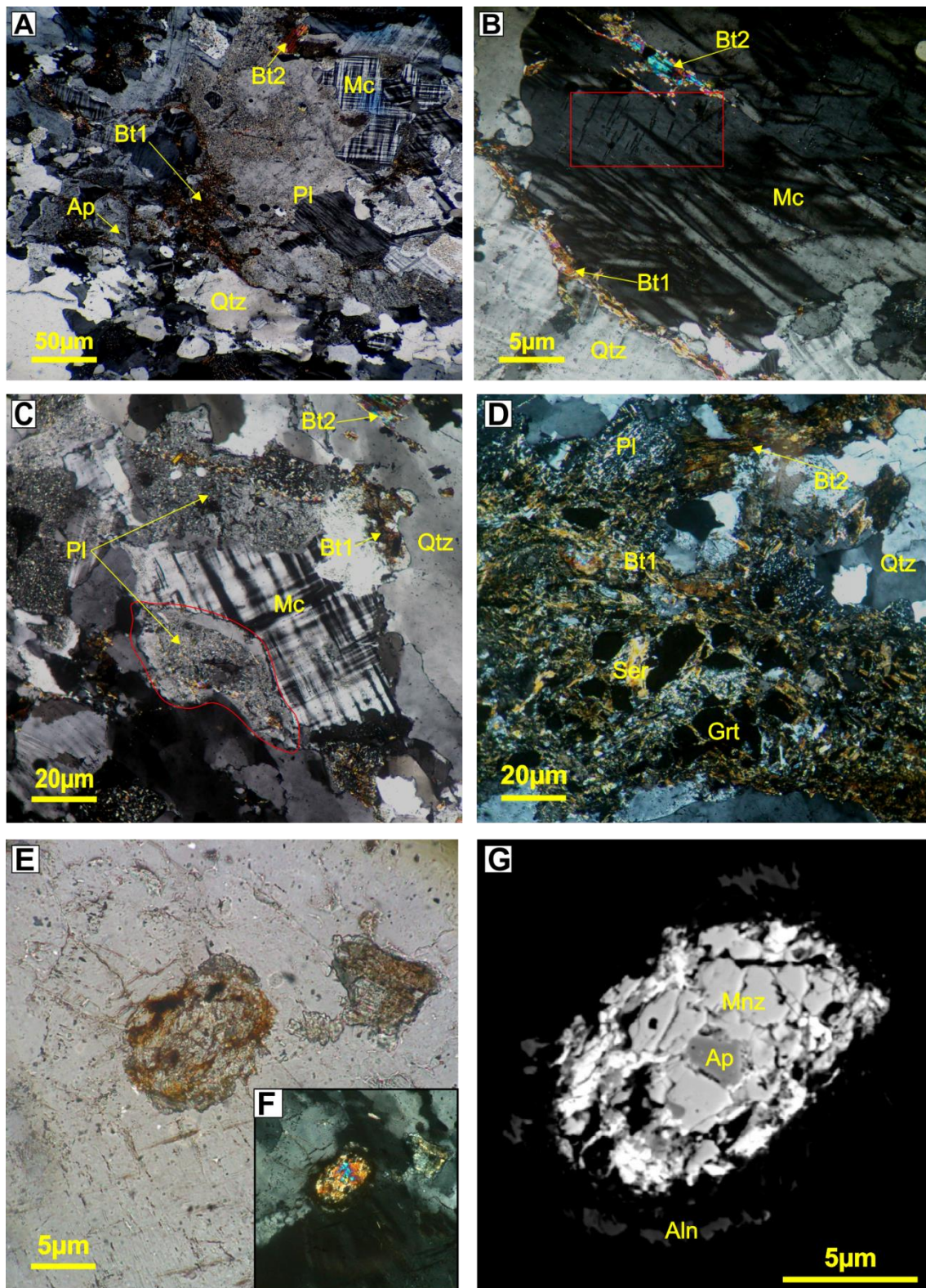


Figura 4: Fotomicrografia dos aspectos da rocha analisada. (A) Mineralogia principal apresentando os dois tipos de biotita e relação de contato dos minerais félsicos sob luz polarizada cruzada (LPC). (B) Cristal de microclina com extinção ondulante. Quadro vermelho ressaltando a presença de pertitas sob LPC. (C) Diferentes alterações do plagioclásio: saussuritização intensa e bordas de reação (cristal ressaltado em vermelho) sob LPC. (D) Dissolução de granada associada a biotita do primeiro padrão sob LPC. (E) Processo de alteração da monazita para allanita sob luz plano-polarizada (LPP). (F) Imagem E sob LPC e redução de 45%. (G) Imagem de elétrons retroespalhados da monazita E/F indicando alteração para allanita e apatita. Minerais: Aln = Allanita; Ap = Apatita; Bt = Biotita; Grt = Granada; Mc= Microclina; Mnz = Monazita; Pl = Plagioclásio; Qtz = Quartzo; Ser = Sericita.

Metodologia

A composição química de 5 cristais de monazita de 20 a 35 μm (total de 25 análises) 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 2 e correspondem à coleção Ian Steele (YAG, apatita e thorita), à coleção Astimex (monazita e crocoita) e padrões ortofosfatos de terras-raras foram doados pelo Smithsonian Institution (Garcia, 2001, Jarosewich, 2002). O modelo utilizado para corrigir os efeitos de matriz em função das diferenças nas composições das amostras e do padrão, descrito em Toya *et al.* (1984), leva em conta os fatores ZAF.

Tabela 2: 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 ₄
3 P	Ka	PETJ	10.0	5.0 (seg.)	Monazita
4 Si	Ka	TAP	20.0	10.0 (seg.)	ThSiO ₄ (sintético)
5 Gd	Lb	LiF	20.0	10.0 (seg.)	GdPO ₄
6 Pb	Mb	PETJ	200.0	100.0 (seg.)	Crocoita
7 Th	Ma	PETJ	20.0	10.0 (seg.)	ThSiO ₄ (sintético)
8 Sm	Lb	LiF	20.0	10.0 (seg.)	REE2
9 U	Mb	PETJ	150.0	75.0 (seg.)	UO ₂ (sintético)
10 Ca	Ka	PETJ	20.0	10.0 (seg.)	Ca ₂ P ₂ O ₇ (sintético)
11 Nd	Lb	LiF	20.0	10.0 (seg.)	NdPO ₄
12 La	La	PETJ	10.0	5.0 (seg.)	Monazita
13 Pr	Lb	LiF	20.0	10.0 (seg.)	PrPO ₄
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.

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

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

Onde:

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

Para a determinação da idade utilizou-se o método de datação química U-Th-Pb_T 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_T 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).

Resultados

A Tabela 3 mostra a composição química dos 5 cristais de monazita analisados.

Tabela 3: Composições químicas dos cristais de monazita investigados (óxidos apresentados em % peso).

Cristal e Ponto	P ₂ O ₅	SiO ₂	ThO ₂	UO ₂	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	PbO	CaO	Total
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

Todos os pontos analisados, como observado na Tabela 3, 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 $\pm 2\%$. As concentrações de UO_2 (0,29% - 1,06%), ThO_4 (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 5) mostram que os cristais de monazita investigados são subédricos a anédricos, alguns deles com padrões de dissolução/alteração de borda (Figuras 5A, 5B, 5E) e padrões de zoneamento associados às variações do teor de Th no seu interior (Figuras 5C e 5D).

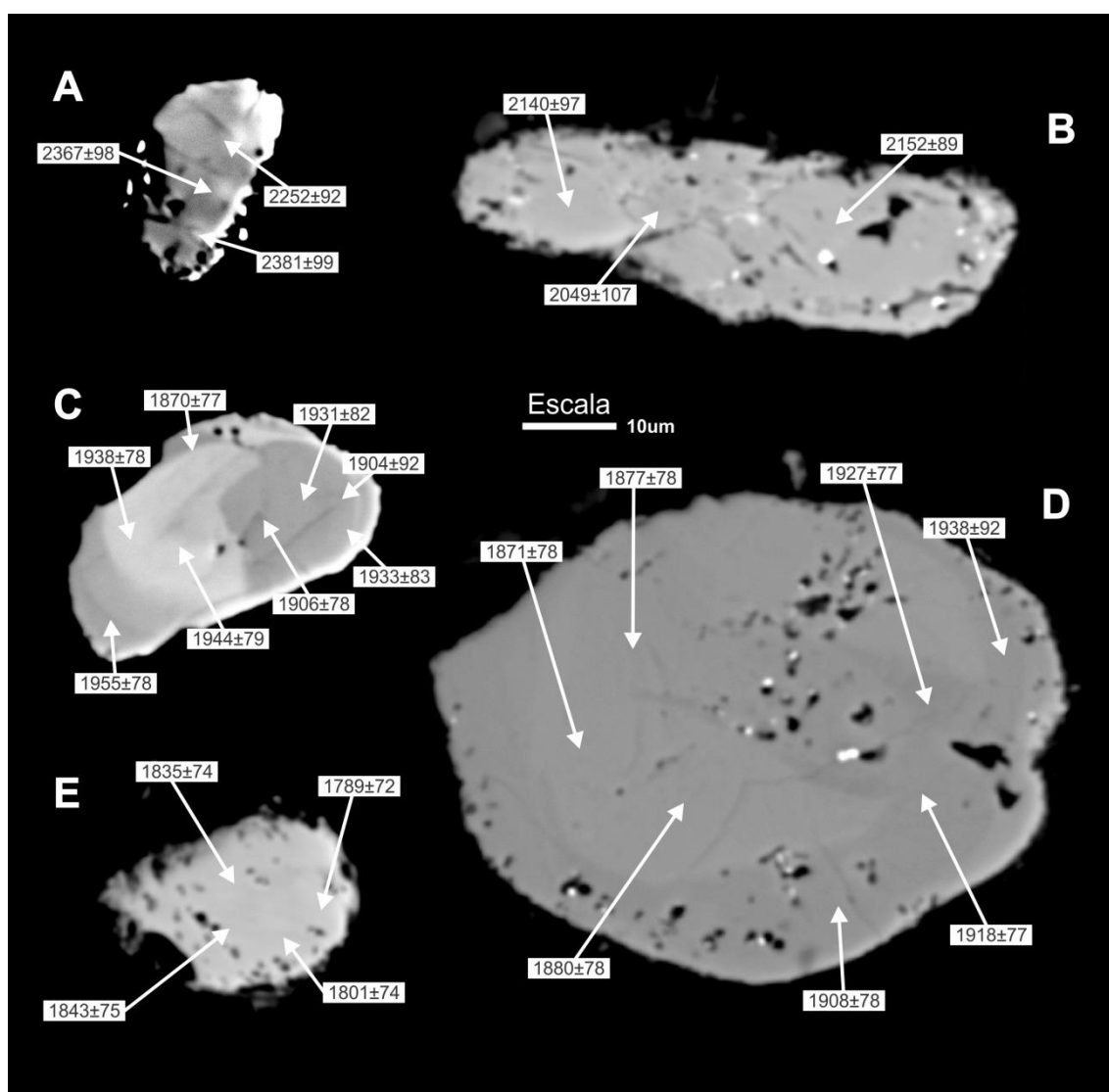


Figura 5: Imagens de elétrons retroespalhados dos cinco cristais de monazita analisados com suas idades pontuais (em milhões de anos) e respectivos erros.

O cálculo da fórmula estrutural dos cristais foi feita segundo Pyle *et al.* (2001) com base de 4 átomos de oxigênio para as médias composicionais de cada grão (Tabela 4). A fração molar dos membros finais pertencentes ao sistema monazita-cheralita-huttonita foi calculada e lançada no diagrama ternário da Figura 6A (Linthout, 2007). Os cristais

estudados podem ser classificados como monazita-Ce, apresentando baixa quantidade de Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) em comparação com Elementos Terras Raras Leves (ETRL), com uma leve anomalia positiva de Ce (Figura 6C). Os cristais possuem, em média, quantidades de La e Nd duas vezes inferior à quantidade de Ce e demais ETR e Y subordinadas. A fórmula geral $[(X^{3+}, X^{4+}, X^{2+})(TO_4)]$, onde X = cátions e T = Si e P] não apresenta desvios estequiométricos conforme os parâmetros utilizados por Linthout (*op. cit.*). Os resultados, tomando como base O = 4, apresentam um fechamento total de elementos *a.p.f.u.* entre 2,022 e 2,012, um baixo excesso de cátions (inferior a 0,04) e balanceamento de carga bem satisfatório, com valores próximos a zero.

Tabela 4: Fórmula estrutural média para os diferentes cristais analisados, em número de átomos *a.p.f.u.*, calculados a partir das médias dos dados das análises por microsonda eletrônica utilizando os parâmetros de Pyle *et al.* (2001) na base de quatro oxigênios. $Mnz_{(YPO_4)}$, $Mnz_{(ETRL)}$ e $Mnz_{(ETRP)}$ = frações molares de Y, ETRL e ETRP do componente monazítico; Che = componente cheralítico; Hut = componente huttonítico.

<i>a.p.f.u.</i>		Valores médios por cristal				
		Média (A)	Média (B)	Média (C)	Média (D)	Média (E)
T	P	0.937874	0.957345	0.961775	0.939987	0.913303
	Si	0.066415	0.037479	0.04437	0.051884	0.088125
X^{4+}	Th	0.103577	0.068939	0.084795	0.106738	0.116275
	U	0.006011	0.004192	0.006542	0.007007	0.007466
X^{3+}	La	0.142575	0.165984	0.150824	0.150874	0.138017
	Ce	0.366477	0.419016	0.385773	0.378807	0.369061
	Pr	0.036889	0.039668	0.036643	0.036337	0.035691
	Nd	0.132471	0.142846	0.134159	0.132753	0.13515
	Sm	0.035414	0.033129	0.034096	0.034813	0.034137
	Gd	0.022591	0.020593	0.02168	0.02185	0.023593
	Dy	0.011577	0.008977	0.011137	0.010626	0.011698
	Y	0.049705	0.041327	0.04442	0.039298	0.053182
X^{2+}	Ca	0.091406	0.068795	0.085248	0.097755	0.078833
	Pb	0.015354	0.009312	0.010802	0.012979	0.013385
P+Si		1.004289	0.994823	1.006145	0.991872	1.001427
Cátions		1.014047	1.022779	1.00612	1.029838	1.016489
Total		2.018336	2.017603	2.012264	2.02171	2.017916
Carga		-0.03432	0.041412	-0.04916	0.065027	-0.01142
$Mnz_{(YPO_4)}$		0.049016	0.040407	0.04415	0.03816	0.052319
$Mnz_{(ETRL)}$		0.703937	0.782811	0.736985	0.71233	0.700506
$Mnz_{(ETRP)}$		0.033696	0.028912	0.032618	0.031535	0.034719
Che		0.18028	0.134526	0.169458	0.189845	0.155109
Hut		0.033071	0.013343	0.016788	0.02813	0.057347

A composição huttonítica dos cristais estudados encontra-se entre 1,33% - 5,74%. Já a composição cheralítica apresenta valores mais elevados, variando entre 13,45% - 18,99% que, juntamente com a Figura 6B, revelam uma maior intensidade do processo de troca na direção do vetor da cheralita para os cristais de um modo geral.

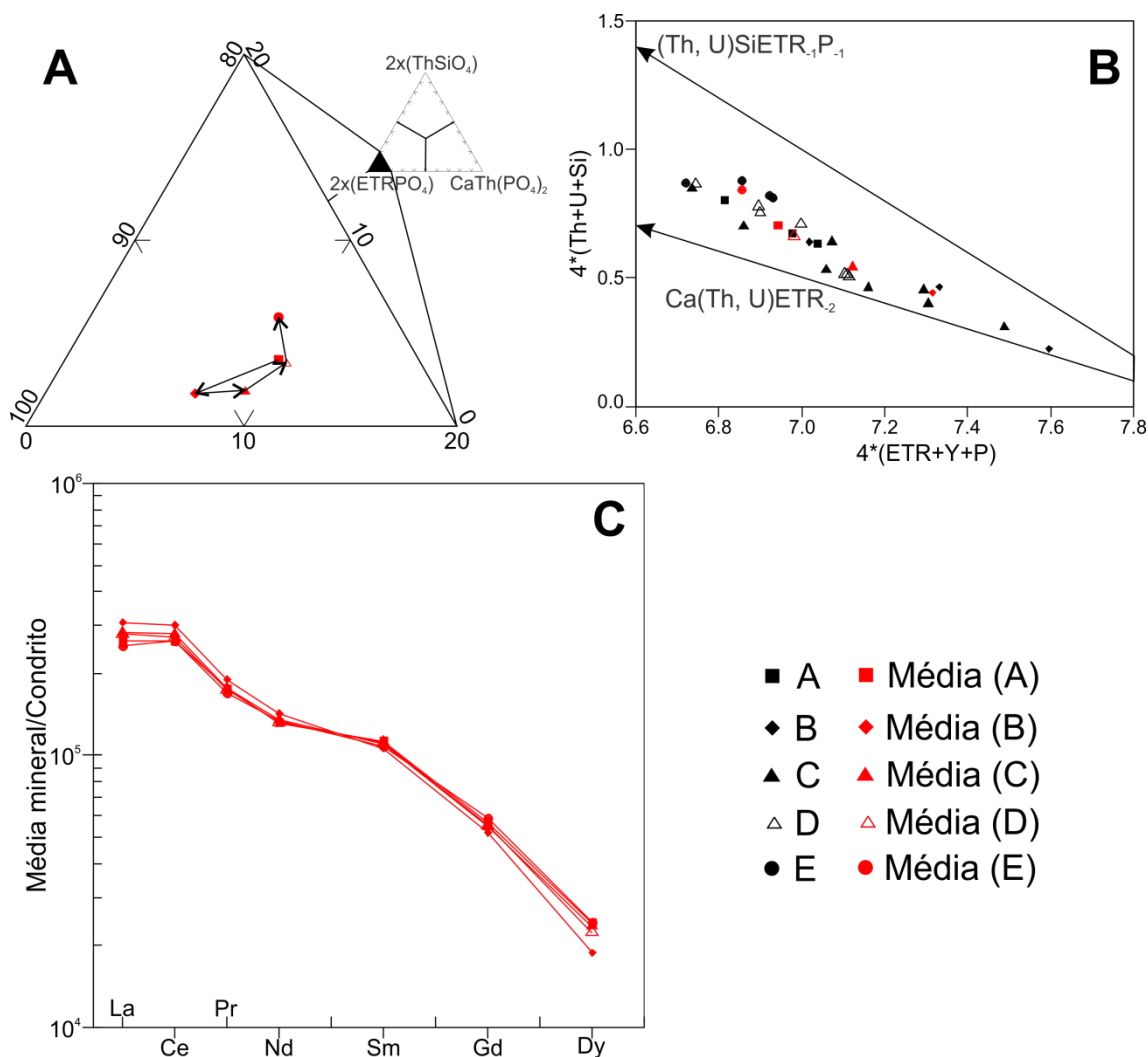


Figura 6: (A) Diagrama para o sistema monazita $[ETRPO_4]$ – cheralita $[CaTh(PO_4)_2]$ – huttonita $[ThSiO_4]$ (Linthout, 2007) (B) Diagrama U+Th+Si versus ETR+Y+P baseado na fórmula *a.p.f.u.* na base de 16 oxigênios indicando os vetores de substituição cheralítico $[CaTh(U)ETR_{-2}]$ e huttonítico $[Th(U)SiETR_{-1}P_{-1}]$ (Franz *et al.*, 1996). (C) Aracnograma dos valores médios de ETR das monazitas analisadas normalizados segundo o condrito de Boynton (1984).

Na tabela 5 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 ± 55 Ma (Figura 7A);
- O cristal B apresenta idade média de 2120 ± 56 Ma (Figura 7B);
- Os cristais C e D apresentaram idades médias de 1923 ± 28 Ma e 1903 ± 29 Ma, respectivamente (Figura 7C e 7D);
- E, por fim, o cristal E apresenta idade média de 1817 ± 37 Ma (Figura 7E).

Tabela 5: 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

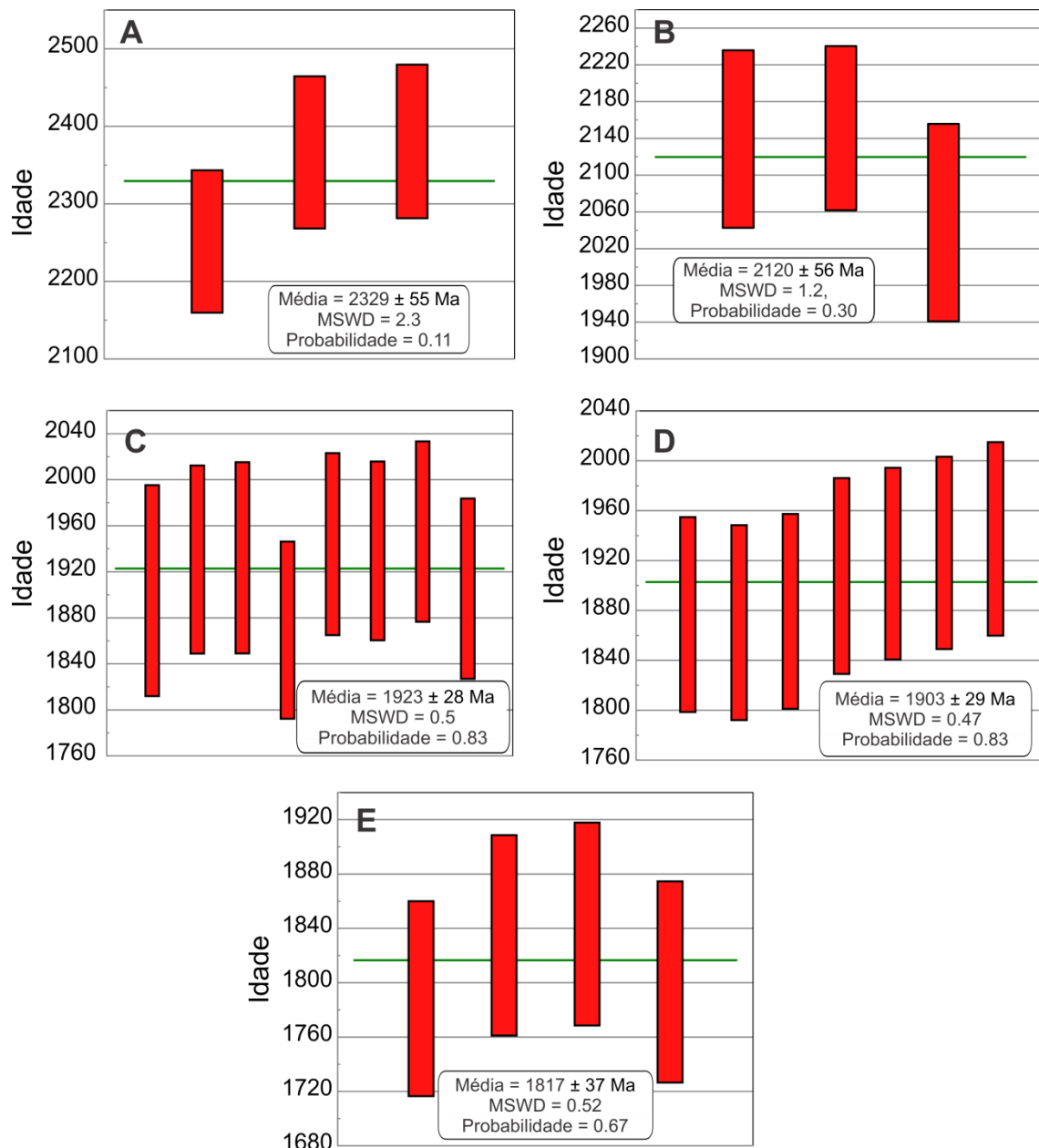


Figura 7: Média das idades dos cristais de monazita A, B, C, D e E com erro 2σ .

Discussão e Conclusão

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 2σ médio menor que ± 56 Ma, possibilitando a determinação dos quatro grupos de idades distintos.

Quando se associa as características químicas dos cristais analisados às idades obtidas pode-se 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). As feições texturais que a monazita A apresenta indica que este cristal passou por processos de dissolução, o que pode confirmar esta proposição de cristalização inicial da monazita em ambiente de arco similar ao ocorrido no Cinturão Mineiro.

Ao se comparar a monazita A com a monazita B, percebe-se um processo de substituição inverso à direção do vetor cheralítico geral (figura 6A), resultando em um aumento na quantidade de ETRL e redução nos demais cátions. Conforme Bea (1996), granadas de fácies anfibolito 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-Riaciana do sistema orogênico Mantiqueira, à colagem do arco magmático do Oeste da Bahia e o segmento sin-colisional do cinturão Riaciano-Orosiriano no domínio Porteirinha (Silva *et al.*, 2015). 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, 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, forneceriam 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. Os padrões de zoneamento observado foram interpretados como alteração da quantidade dos elementos durante o processo de formação do cristal, variação esta controlada pela quebra de diferentes cristais de allanita durante o colapso. 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. Ao se comparar a quantidade de ETRP e Y do cristal B com os cristais C e D percebe-se um aumento destes elementos nos últimos minerais. Sugere-se, então, que o controle da liberação de ETRL pela quebra de allanita para a formação destes cristais de 1,91 Ga também favoreceu a incorporação de ETRP e Y, liberados pela dissolução das granadas. 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 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.

A idade de 1970 Ma (Rb/Sr) de granitos e dioritos locais datados (Radambrasil, 1982) pode ser entendida como o momento em que estas rochas atingiram temperaturas

inferiores ao intervalo 400-300°C pela última vez, ou seja, posterior ao último grande evento tectônico que atingira as rochas na região. Esta idade corroboraria com a interpretação proposta, pois representaria o processo de resfriamento do orógeno formado a 2,12 Ga que viria a colapsar em 1,91 Ga. Sugere-se, também, que falhas normais que controlam o Alto de Januária se formaram durante o colapso orogênico (ca. 1,91 Ga). Estas falhas devem ter sido reativadas durante o limite Orosiriano-Estateriano e no Neoproterozoico funcionando, também, como conduto dos diques que cortam o embasamento para o primeiro caso, e provocando uma subsidência diferencial durante a deposição do Grupo Bambuí no segundo caso (Iglesias, 2007).

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.

Como os dados sugerem, o Complexo Januária não seria unicamente arqueano e representaria, junto com os domínios regionais descritos por Silva *et al.* (2015), o processo de amalgamação e a petrogênese associada à orogenia Riaciano-Orosiriana. Assim sendo, a denominação adotada nos mapas (A3j) que aparece na figura 2 e na tabela 1 para o Complexo Januária (CODEMIG, 2014) deveria ser alterada para Ppj ou algo relacionado.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos dados de campo e bibliográficos, da interpretação dos mapas aerogeofísicos, da petrografia e geoquímica (Artigo 1) e da química mineral e idades U-Th-Pb nos cristais de monazita da amostra E8 (Artigo 2) pode-se fazer algumas sugestões e constatações sobre o Complexo Januária e sua evolução.

A pouca exposição das rochas pertencentes ao Complexo Januária é, provavelmente, um dos maiores problemas para seu estudo. O embasamento do CSF na região central do cráton, dentro do estado de Minas Gerais, carece de mais dados e estudos que possam ajudar no entendimento da evolução do paleocontinente São Francisco durante o Pré-cambriano, mais especificamente durante o Paleoproterozoico. Desta forma, o presente trabalho representa a produção preliminar de dados com este foco. A área estudada é a representante de importante porção do embasamento do CSF, porção central encoberta pela bacia São Franciscana, e pode ser a chave para o entendimento da evolução paleocontinente São Francisco, uma vez que a região encontra-se estabilizada desde o Estateriano.

A presença de diques de rocha máfica encaixados nas falhas que controlam o Alto de Januária (Paulsen *et al.*, 1974), que representa o Enxame de diques Januária (Chaves & Neves, 2005), foi confirmada e amostrada durante a etapa de campo deste trabalho.

Na Figura 4 apresenta-se um esboço da possível evolução geotectônica do Complexo Januária baseado nos dados gerados nos dois artigos.

Inicialmente, durante a fase acrescionária, provavelmente durante o Sideriano – 2329 ± 55 Ma (Figura 7A – Artigo 2), ter-se-ia instalado o arco magmático de Januária. Este arco magmático seria representado pelo grupo do biotita granodiorito e do biotita granito (Artigo 1). O primeiro grupo 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 do grupo dos biotita granitos. Este grupo seria gerado pela fusão parcial da crosta oceânica subductada. Através do processo de diferenciação magmática, observado nos diagramas tipo Harker (Figura 18 – Artigo 1), viria a gerar o espectro de granitos descritos. Ainda durante a fase acrescionária as rochas preexistentes do CSF iniciariam um processo de metamorfismo e anatexia. Este processo culminaria durante a fase colisional, provavelmente durante o Riáciano, que a amostra E8 registra química e petrograficamente.

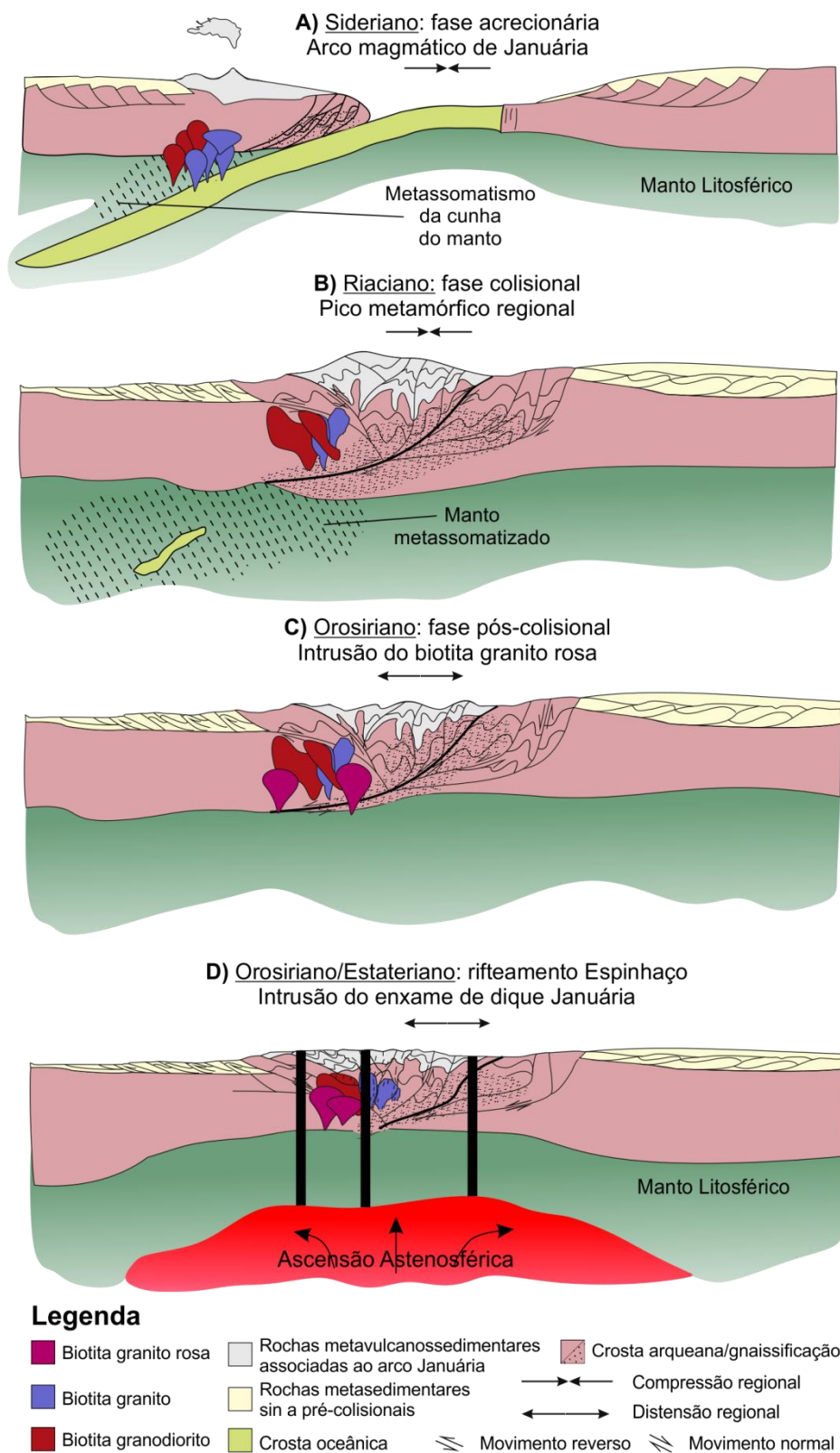


Figura 4: Modelo esquemático de evolução tectônica para as rochas do Complexo Januária. A) Início da deformação e migmatização da crosta TTG arqueana e instalação do arco magmático em zona de convergência continente-oceano durante o Sideriano. B) Pico metamórfico e migmatização sin-colisional durante o Riacciano. 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).

Esta etapa acrecionária 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 cálcica-alcálicas em um evento pré-colisional a aproximadamente 2,38 Ga. Além das idades e composições semelhantes, a intensa contaminação crustal observada por Cruz *et al.* (*op cit*) também foi observado nos dados gerados (Artigo 1 e 2). Idades siderianas (2,4 Ga – 2,3 Ga) para formação de rochas são relativamente raras, uma vez que este período tem sido relacionado a um período de estabilização e cratonização global (Condie, 1994). Entretanto, tanto no Brasil (eg. Bloco Conceição de Tocantins-Natividade na Faixa Brasília – Fuck *et al.*, 2014, suíte Lagoa Dourada e o granito Resende Costa 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), estas idades vem sendo descritas e conforme Fuck *et al.* (2014) sugere poderia haver algum tipo de conexão entre as rochas de idade sideriana.

A ausência de deformação nos granitoides pré-colisionais (biotita granodiorito e biotita granito) pode ser justificado pelo fato da deformação ser heterogênea e as amostras analisadas representarem, provavelmente, o núcleo de batólitos. Outro fator que pode ter colaborado com a ausência de deformação nos granitoides é a possibilidade de uma maior obducção da placa onde estes corpos teriam intrudido. Esta obducção seria responsável pela colocação destes corpos em níveis crustais mais rasos sem deformação dúctil em estado sólido expressiva.

Com a evolução da fase acrescionária para a fase colisional, o embasamento preexistente atingiria o ápice metamórfico. Esta etapa colisional estaria registrada pela presença de granadas da amostra E8, e o ápice metamórfico pelo processo de reabsorção de granada pelo *melt* gerado, conforme descrito nos Artigos 1 e 2. A idade deste evento seria balizada pela monazita B (Artigo 2) e ocorreria durante o Riaciano, 2120 ± 56 Ma (Figura 7B – Artigo 2). No contexto do CSF a Orogenia Riaciano-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) (eg. sistema orogênico Mantiqueira e o segmento sin-colisional do cinturão Riaciano-Orosiriano no domínio Porteirinha – Silva *et al.*, 2015; 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 e o interpreta como sendo resultado de retrabalhamento crustal através dos isótopos de Nd. Entretanto, para a área,

não foram observados granitóides anatóxicos gerados durante o período colisional. Desta forma, infere-se que, na região estudada, o grau de anatexia tenha sido baixo, gerando assim um baixo volume destes granitóides crustais. Os baixos volumes de magmas crustais gerados, associado à baixa exposição e continuidade dos corpos rochosos do Complexo Januária poderiam justificar a ausência de granitóides colisionais.

Um dos principais problemas ao propor uma etapa colisional para a área estudada é a ausência de dados estruturais. Desta forma definiu-se a direção de subducção para Oeste conforme propõe Cruz *et al.* (2016) de forma conjectural. Outra problemática resultante desta reconstrução (Figura 4) é onde se encontraria a zona de sutura. Sobre este fato ressalta-se que o aumento da profundidade do embasamento à medida que se afasta do Alto de Januária impedem que feições geofísicas, como a possível zona de sutura, sejam observadas. Outra proposta seria a possibilidade da falha de direção geral NE-SW sugerida por Robertson (1963), Cassedane (1972) e Lopes (1979) que controla a direção do Rio São Francisco, entre as localidades de São Francisco e Januária, representar esta zona de sutura.

Com o fim do estágio compressional o orógeno iniciaria o processo de colapso gravitacional. Esta etapa ocorreria associada à intrusão do biotita granito rosa, provavelmente durante o Orosiriano, 1923 ± 28 Ma e 1903 ± 29 Ma (Figura 7C e 7D – Artigo 2). 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. É importante ressaltar, ainda, que estes diques associados ao ponto 92, 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 tardi a 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 – Artigo 2, a ascensão da pluma astenosférica responsável pela instalação do rifte Espinhaço viria a formar os diques máficos representados pela amostra E4 (Figura 4 – Artigo 1) 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).

Conforme discutido no Artigo 2, a idade de 1970 Ma (Rb/Sr) de granitos e dioritos locais datados (Radambasil, 1982) pode ser entendida como o momento em que estas rochas tiveram o sistema Rb-Sr fechado pela última vez. Sabendo-se que a região encontra-se estabilizada desde o Estateriano, presume-se que esta idade registrada reflete o último grande evento tectônico que atingira as rochas na região. Sendo assim esta idade corroboraria com a interpretação proposta, pois representaria o processo de resfriamento do orógeno formado a 2,12 Ga que viria a colapsar em 1,91 Ga.

É importante ressaltar que os dados produzidos nesta dissertação são preliminares e não representam um apanhado estatístico conclusivo. Desta forma sugere-se uma coleta sistemática e possível mapeamento de detalhe das rochas pertencentes ao Complexo Januária para produção de dados estatisticamente aceitáveis. Durante a etapa de mapeamento de detalhe sugere-se, se possível, a definição de contatos, estruturas de corte e idades relativas dos litotipos presentes. A utilização de técnicas isotópicas de datação, U-Pb em monazita e zircão, e a análise de isotópica, eg. Sm-Nd, podem ajudar a entender a evolução destas rochas e possivelmente fortalecer os dados levantados neste trabalho. Por fim, a técnica de traço de fissão de apatita pode ser utilizada para entender sobre o processo de exumação do Complexo Januária e esclarecer, por fim, se o Alto de Januária já representaria um alto estrutural durante a formação da bacia São Franciscana.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimita-lo. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & B.B. Brito Neves (eds.). Geologia do Continente Sul Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Becca, p.: 17-35.*
- 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 (etds.) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais, Belo Horizonte, SBG/MG, Belo Horizonte, p.: 9-30.*
- 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.*
- 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. & 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.*
- 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.*

- Baptista M.B. & Menegusso G. 1976. Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco (LETOS), Folha Januária. Convênio DNPM/CPRM. Rio de Janeiro, 10 v.
- 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.
- Barbosa O. 1965. Série Bambuí. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 19, Rio de Janeiro, Anais, 15 p.
- 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.
- Borges A.J. 2011. Magnetometria – derivada vertical – Minas Gerais. Disponível em <http://lagf.org/2012/proceeding/Andr%C3%A9%20Vaz%20de%20Melo%20Fran%C3%A7a.pdf>. Acessado em 7 fev. 2015.
- 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.
- Brandalise L.A., Pimentel G.B., Steiner H.P., Soares J., Mendes J.R., Queiroz N.F., Lima O.M., Pádua W. de. 1980. Projeto sondagens Bambuí em Minas Gerais: relatório final. Belo horizonte, DNPM/CPRM, v.5
- Braun O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Bambuí. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 22, Anais., Belo Horizonte, SBG., p 154-166. *In*: 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.
- 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.

- Carneiro M.A. & Oliveira A.H. 2005. Tectonic evolution of southern São Francisco Craton: three tectonothermal events based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic data. III Simpósio sobre o Craton São Francisco. Salvador-BA. St5-05 *In*: Chaves, A.O. Enxames de diques máficos de Minas Gerais – o estado da arte. 2013. Belo Horizonte. Geonomos, 21(1), 29-33.
- Carvalho M.T.N. 1999. Integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos aplicada à prospecção de ouro nos Greenstones Belts de Pilar de Goiás e Guarinos, GO. Brasília. Tese de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 190p.
- Cassedanne J. 1973. Paléogeographie et minéralizations de la zone Itacarambi-Vazante dans le Nord-Ouest de l'état de Minas Gerais, Brésil. *Bre Min Dep.* 8 N° 2, p. 101-114. Berlin. *In*: 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.
- Cassedanne, J. 1968. Contribution à l'étude des calcaires de Bambuí; microfaciés et analyses des formations carbonatées encaissant les gîtes de plomb et de zinc brésiliens. Rio de Janeiro. *Bol. N° 2 Inst. Geoc.* 35-61 p. *In*: 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.
- Cassedanne, J. 1972. Catalogue descriptif des gîtes de Plomb e du Zinc du Brésil. Clermond- Ferrand. Thèse de Doctorat es Sciences Naturelles. Department de geologie et Mineralogie, Université de Clermond-Ferrand, France.
- Catlos E.J. 2005. Monazite ages and the evolution of the Menderes 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. 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.
- 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.
- 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.
- Condie K.C. (ed.). 1994. *Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam. 528p.
- 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 M.T. da. 1962. Relatório sobre a geologia da região de Januária, MG, indicando os dados que devem ser obtidos para a orientação da pesquisa de suas jazidas minerais. DNPM. p.11.
- 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.
- Dahl P.S., Hamilton M.A., Jercinovic M.J., Terry M.P., Williams M.L. & Frei R. 2005. Comparative isotopic and chemical geochronometry of monazite, with implications for U–Th–Pb dating by electron microprobe: An example from metamorphic rocks of the eastern Wyoming Craton (U.S.A.). *American Mineralogist*. 90: 619–638.

- Dias-Brito D., Pessagno E.A.J., Castro J.C. 1999. Novas considerações cronoestratigráficas sobre o silexito a radiolários da Bacia Sanfranciscana, Brasil, e a ocorrência de foraminíferos planctônicos nestes depósitos. *In: 5° 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.*
- DNPM. 1958. Levantamento aerogeológico da região de Januária.
- 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.*
- Evans D.A.D. & Mitchell R.N. 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology. 39: 443-446.*
- 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.*
- Fleischer M., Rosenblum S. & Woodruff M. 1991. The distribution of lanthanides and yttrium in the minerals of the monazite family. U.S. Geological Survey. Open-File Report (91-580). 1-125
- Förster H.-J. & Harlov D.E. 1999. Monazite-(Ce)-huttonite solid solutions in granulite-facies metabasites from the Ivrea-Verbano Zone, Italy. *Mineralogical Magazine. 64(4): 587-594.*
- Förster H.-J. 1998. The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany. Part I: The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. *American Mineralogy, 83: 259-72.*
- Foster G., Parrish R.R., Horstwood M.S., Chenery S., Pyle J. & Gibson H.D. 2004. The generation of prograde P-T-t points and paths; a textural, compositional, and chronological study of metamorphic monazite. *Earth Planetary Science Letters. 228: 125-142.*
- Franz G., Andresh D. & Rhede G. 1996. Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. *European Journal of Mineralogy. 8: 1097-1118.*
- 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. 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. 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. 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.
- Heilbron M., Duarte B.P., Valeriano C.M., Simonetti A., Machado N. & Nogueira J.R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Res.* 178: 136-148.
- Huminicki D.M.C. & Hawthorne F.C. 2002. The crystal chemistry of the phosphate minerals. *In*: M. J. KOHN, J. RAKOVAN & J. M. HUGHES (eds.). *Phosphates:*

- Geochemical, Geobiological, and materials importance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48: 123-253.
- 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
- Linthout K. 2007. Tripartite division of the system $2\text{REEPO}_4\text{--CaTh(PO}_4)_2\text{--}2\text{ThSiO}_4$, Discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by $\text{CaTh(PO}_4)_2$. *The Canadian Mineralogist*. 45: 503–508.
- Lopes O.F. 1979. Minéralization em plomb, zinc et fluorine encasées dans le Group Bambuí, du Proterozóique Supérieur de la region d`Itacarambi (Minas Gerais, Brésil). Tese de doutorado. Université Pierre et Marie Curie. Paris IV, Paris, p. 190.
- Ludwig K.R. 2003. Isoplot/Ex 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication. 4:1-70.
- Luz A.A. da. 1975. Mapa de isoanomalias aeromagnéticas de Minas Gerais –Convênio Geofísica Brasil – Alemanha. DNPM. Belo Horizonte.
- Machado N., Noce C.M., Oliveira O.A.B. & Ladeira E.A. 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozoico inferioro, com base na geocronologia U-Pb. *In: V Simpósio de Geologia de Minas Gerais. SBG. Anais* 10: 1-4.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. 101: 635-643.
- 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.
- Menezes Filho N.R., Matos G.M.M., Ferrari P.G. 1978. Projeto Três Marias. Belo Horizonte. Convênio DNPM/CPRM, 339 p
- METAMIG. 1978. Projeto Bambuí Norte. Reconhecimento Geológico das regiões de Januária- Itacarambi, Montalvânia, Bonito Serra das Araras e margem direita do rio São Francisco. Metamig. Belo Horizonte. (relatório interno).
- Miranda J. 1952. Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, 1951, p.30 - 34. *In*: Nobre-Lopes J. 1995. Faciologia e Gênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais. Dissertação de mestrado. Univ. São Paulo, São Paulo, 160 p.
- Miyawaki R. & Nakai I. 1996. Crystal chemical aspects of rare earth minerals. *In*: A.P. JONES, F. WALL, C.T. WILLIAMS (eds.). Rare Earth minerals. The Mineralogical Society, London. The Mineralogical Series 7: 21-39.
- Montel J., Foret S., Veschambre M., Nicollet C. & Provost A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*. 131: 37– 53.
- Moyen J.-F. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*. 148: 312-336.
- Nabighian M.N. 1972. The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross – section: Its properties and use for automatic anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3): 507 p.
- Nobre-Lopes J. 1995. Faciologia e Gênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais. Dissertação de mestrado. Univ. São Paulo, São Paulo, 160 p.
- Nobre-Lopes, J., 2002. Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambui Group at Januaria Region-MG, PhD Thesis, University of Campinas, Campinas, São Paulo, Brazil, 183 p.
- Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev.Bras. Geoc.*, 28: 95-102.
- 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.

- Noce C.M., Teixeira W. & Machado N. 1997. Geoquímica dos gnaisses TTGs e granitoides Neoaqueanos do Complexo Belo Horizonte, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências* 27(1): 25-32.
- Noce C.M., Teixeira W., Queménéur J.J.G., Martins V.T.S. & Bolzaquini E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Science*. 13: 225–239.
- Oliveira M.A.M. 1967. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. *Petrobrás, Série Ciência Técnica-Petróleo, Public. 3: 71-105. In: 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.*
- Overstreet W. C. 1967. The geological occurrence of monazite. *USGS Professional Paper* 530: 1-327.
- Parrish R.R. 1990. U–Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Canadian Journal of Earth Science*. 27: 1431–1450.
- 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., Ritcher 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. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120-125.
- 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.
- Peccerillo 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 CPMTCC. 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.
- Pinto, C. P. Martins-Neto, M. A. 2001. Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. 1ª Edição. SBG MG, Belo Horizonte, 349 p.
- PLANOROESTE. 1981. II plano de desenvolvimento integrado do noroeste mineiro. CETEC. Belo Horizonte.
- 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.
- PROJETO JANUÁRIA-ITACARAMBI. 1976. Relatório único de pesquisa realizada nos municípios de Januária - Itacarambi - MG. CPRM. Vol 1.
- Pyle J.M., Spear F.S., Rudnick R.L. & McDonough W.F. 2001. Monazite–Xenotime–Garnet Equilibrium in Metapelites and a New Monazite–Garnet Thermometer. *Journal of Petrology*, 42: 2083-2107.
- Pyle J.M., Spear F.S., Wark D.A., Daniel C.G. & Storm L.C. 2005. Contributions to precision and accuracy of chemical ages of monazite. *American Mineralogist*, 90: 547–577.
- Rabelo A.E.K. & Santos A.V.L. dos. 1979. Considerações sobre a geologia regional da área norte-noroeste do Estado de Minas Gerais. *Metamig*. *In: 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.
- RADAMBRASIL. 1982. DNPM. Folha SD.23, Brasília. Rio de Janeiro, 660 p.
- Reddy S.M. & Evans D.A.D. 2009. Paleoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. *Geological Society, London Special Publications*. 323: 1-26.
- Robertson J.F. 1963. Geology of the Lead-Zinc deposits in the município of Januária, state of Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1110-B, p. 110.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*. 5: 5-22.
- 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. Canadian Mineralogist Special Publication 9, NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada. 386p.
- 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., 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., 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., Armstrong R., Pinto C.P., Magalhães J.T.R., Pinheiro M.A.P. & Santos G.G. 2015. Disclosing the Paleoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: The Porteirinha 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.
- Suzuki K. & Adachi M. 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th–U–total Pb isochron ages of monazite, zircon, and xenotime. Geochemical Journal. 25: 357– 376.
- 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.

- 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.
- Thompson A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 1567-1595.
- Toya T., Kato A. & Jotaki R. 1984. Quantitative Analysis with Electron Probe Microanalyzer. Jeol Training Center. Japan. 113p.
- Uhlein A., Lima O.N.B., Fantinel L.M. & Baptista M.C. 2004. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 42, Araxá, Anais..., CD room (1 vol).
- 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.
- Unrug R. 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes*. 19: 11-20.
- Vasconcellos R.M., Metelo M.J., Motta A.C.M. & Gomes R.D. 1994. Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil. Rio de Janeiro, CPRM, 165p.
- Vlach S.R.F. 2010. Th-U-PbT Dating by Electron Probe Microanalysis, Part I. Monazite: Analytical Procedures and Data Treatment. *Geologia USP - Série científica*. 10(1): 61-85.
- Warren L.V., Quaglio F., Riccomini C., Simoes M.G., Poire D., Strikis N M., Anelli L.E. & Strikis P. C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology (Boulder, Colo.)*, v. 44, p. G35304.1.
- 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.
- Williams M.L., Jercinovic M.J. & Hetherington C.J. 2007. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 35: 137-175.
- Williams M.L., Jercinovic M.J. & Terry M.P. 1999. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*. 27: 1023-1026.

- Winter J.D. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall. 697p.
- Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S. & Zhang J. 2006. Some key issues in reconstructing Proterozoic continents. *Journal of Asian Earth Sciences*. 28: 3-19.