

## Geoquímica e geocronologia da Suíte Paciência: implicações para o fim da evolução riaciana do Bloco Itacambira-Monte Azul

*Geochemistry and geochronology of the Paciência Suite: implications for the final stage of the Itacambira-Monte Azul block Rhyacian evolution*

Samuel Moreira Bersan<sup>1</sup>, André Danderfer Filho<sup>2</sup>, Francisco Abreu<sup>3</sup>, Cristiano Lana<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação, Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Morro do Cruzeiro, s/n, Bauxita, CEP 35400-000, Ouro Preto, MG, BR (samuelbersan@gmail.com)

<sup>2</sup>Departamento de Geologia, UFOP, Ouro Preto, MG, BR (danderferandre@gmail.com; cristianodeclana@gmail.com)

<sup>3</sup>Sustain Geologia Ltda., Belo Horizonte, MG, BR (f\_deabreu@yahoo.com)

Recebido em 27 de janeiro de 2017; aceito em 01 de fevereiro de 2018

### Resumo

Diversos corpos plutônicos alcalinos de alto potássio paleoproterozoicos ocorrem no embasamento do cráton São Francisco, bem como no embasamento dos orógenos que o bordejam. Localizado no bordo oeste do cráton São Francisco, o bloco Itacambira-Monte Azul integra o embasamento do orógeno Araçuai, em partes retrabalhado pelo evento tectonometamórfico Brasileiro. Nesse bloco, os plutonitos Paciência, Morro do Quilombo e Serra Branca, constituídos de rochas alcalinas, são englobados na Suíte Paciência. Os resultados petrográficos para a Suíte Paciência mostram o predomínio de monzonitos e sienitos, equigranulares a porfiriticos, com ocorrência de enclaves máficos. As análises químicas indicam altas concentrações de álcalis, bem como o enriquecimento de óxidos ferromagnesianos e alto Mg# (número de magnésio). Essas rochas são predominantemente metaluminosas, alcalinas a alcalino-cálcicas e magnesianas, enriquecidas em Ba, Sr e Rb e depletadas em Nb, P, Ti e em elementos incompatíveis. Mostram altos conteúdos em elementos terras raras (ETR) com fracionamento dos ETR leves sobre os pesados e anomalias de Eu que variam de negativas a fracamente positivas. As características geoquímicas dessas rochas são similares às de granitoides potássicos originados tardiamente em eventos orogênicos associados à subducção, com fonte mantélica metassomatizada e enriquecida em elementos incompatíveis e participação de crosta arqueana na geração desse magma. A idade de cristalização em  $2053 \pm 6.3$  Ma indica que as rochas da Suíte Paciência se relacionam aos estágios tardios da orogênese Transamazônica, possivelmente associados com a evolução de um extenso arco magmático desenvolvido ao final do Riaciano. Dessa forma, a Suíte Paciência e também as demais suítes alcalinas paleoproterozoicas presentes no embasamento do orógeno Araçuai registram um período de estabilização do paleocontinente São Francisco-Congo na transição Riaciano-Orosiriano.

**Palavras-chave:** Magmatismo alcalino; Suíte Paciência; Riaciano; Paleoproterozoico; Paleocontinente São Francisco-Congo.

### Abstract

Several high potassium-rich alkaline plutons from the Paleoproterozoic occur at the basement of the São Francisco craton, as well as at the basement of its surrounding orogens. Located in the western edge of the São Francisco craton, the Itacambira-Monte Azul block integrates the Araçuai orogen basement rocks, which were partially reworked during the Brasileiro tectono-metamorphic event. In this block, alkaline rocks from the Paciência, Morro do Quilombo and Serra Branca plutonites are included in the Paciência Suite. Petrographic studies within the Paciência Suite show predominance of monzonites and syenites with equigranular to porphyritic textures and mafic enclaves. Chemical data indicate high concentrations of alkalis and enrichment in ferromagnesian oxides, which result in a high Mg#. These rocks are predominantly metaluminous, alkaline to alkaline-calcic and magnesian, enriched in Ba, Sr, Rb and depleted in Nb, P, Ti and other high-field strength element (HFSEs). Nonetheless, the contents of rare earth elements (REEs) are fractionated towards heavy rare earth elements (HREEs), showing higher concentrations of LREEs and negative to weakly positive Eu anomalies. The geochemical characteristics of these rocks are similar to potassic granitoids derived from ongoing subduction related to orogenic events, as the result of partial melting of a metasomatized mantle source enriched in incompatible elements and the input from an Archean crust. The crystallization age at  $2053 \pm 6.3$  Ma indicates that the rocks from the Paciência Suite

are related to late stages of the Transamazonian orogenic event, associated with the evolution of an extensive arc magmatism developed during the end of the Rhyacian. Thus, the Paciência Suite, as well as the other paleoproterozoic alkaline suites that occur in the basement of the Araçuaí orogen, may represent the final stages of the stabilization of the São Francisco-Congo paleocontinent, in the Rhyacian–Orosirian transition.

**Keywords:** Alkaline magmatism; Paciência Suite; Rhyacian; Paleoproterozoic; São Francisco-Congo paleocontinent.

## INTRODUÇÃO

Registros de eventos magmáticos de idade arqueana e proterozoica, orogênicos ou não, responsáveis pela formação, pelo crescimento e pelo retrabalhamento da crosta continental são encontrados no embasamento dos crátons e cinturões móveis do território brasileiro (Barbosa e Sabaté, 2004; Alkmim, 2004; Brito Neves, 2011; Heilbron et al., 2017). No embasamento do cráton São Francisco existem blocos arqueanos que foram amalgamados na orogênese Transamazônica, durante o Riaciano, incluindo a região do Quadrilátero Ferrífero, e os blocos Gavião Oeste, Gavião, Serrinha e Jequié (Barbosa e Sabaté, 2004; Alkmim, 2004; Teixeira et al., 2017; Figuras 1A e 1B). A leste do cráton, no domínio do orógeno Araçuaí, há terrenos arqueanos e paleoproterozoicos que foram retrabalhados no Neoproterozoico (orogênese Brasileira), incluindo os blocos Itacambira-Monte Azul e Guanhões, além dos complexos Juiz de Fora e Mantiqueira e parte do cinturão mineiro (Silva et al., 2002; Noce et al., 2007; Heilbron et al., 2010; Teixeira et al., 2015; Alkmim e Teixeira, 2017; Figura 1).

Nesse contexto, os blocos Gavião Oeste e Itacambira-Monte Azul definem uma faixa submeridiana contínua, separados pela falha Rio Verde Pequeno (limite cráton-faixa móvel, segundo Bersan, 2015), contendo diversos corpos alcalinos de dimensões até batolíticas de idade paleoproterozoica (Grossi-Sad et al., 1997; Rosa, 1999; Barbosa e Sabaté, 2004; Barbosa et al., 2013; Cruz et al., 2016; Silva et al., 2016; Figuras 1C e 2). No bloco Gavião Oeste, essas rochas são mapeadas na Suíte Guanambi, associadas a um ambiente pós-colisional e interpretadas como as expressões tardias de um orógeno Riaciano (Rosa et al., 1996; Rosa, 1999; Cruz et al., 2016). Por sua vez, a evolução crustal do bloco Itacambira-Monte Azul é pouco estudada (Figuras 1 e 2). Nesse bloco, têm sido reconhecidos plutônios de idade arqueana e paleoproterozoica (Silva et al., 2016). Os plutônios Paciência, Serra Branca e Morro do Quilombo revelam natureza alcalina e foram integrados à Suíte Paciência por Grossi-Sad et al. (1997). O plutônio Serra Branca foi datado, por Silva et al. (2016), em  $2050 \pm 10$  Ma.

Magmas de afinidade alcalina são gerados em diversos ambientes tectônicos, porém sempre relacionados a configurações tectônicas extensionais. Segundo diversos autores, essas rochas podem ocorrer em ambientes pós-colisionais de orógenos acrescionários e/ou colisionais, em ambientes de arco

de ilhas, bem como em ambientes anorogênicos intraplaca (Foley et al., 1987; Sylvester, 1989; Bonin, 1990; Bonin et al., 1998; Black e Liegeois, 1993; Nedelec et al., 1995; Miller et al., 1999; Yang et al., 2005; Conticelli et al., 2007, 2009).

Este trabalho busca investigar a história evolutiva da Suíte Paciência, com base em estudos petrográficos e litogeoquímicos de suas rochas aliados a dados geocronológicos do plutônio homônimo. São feitas correlações dessas rochas com as demais assembleias alcalinas descritas no embasamento do paleocontinente São Francisco-Congo.

## CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

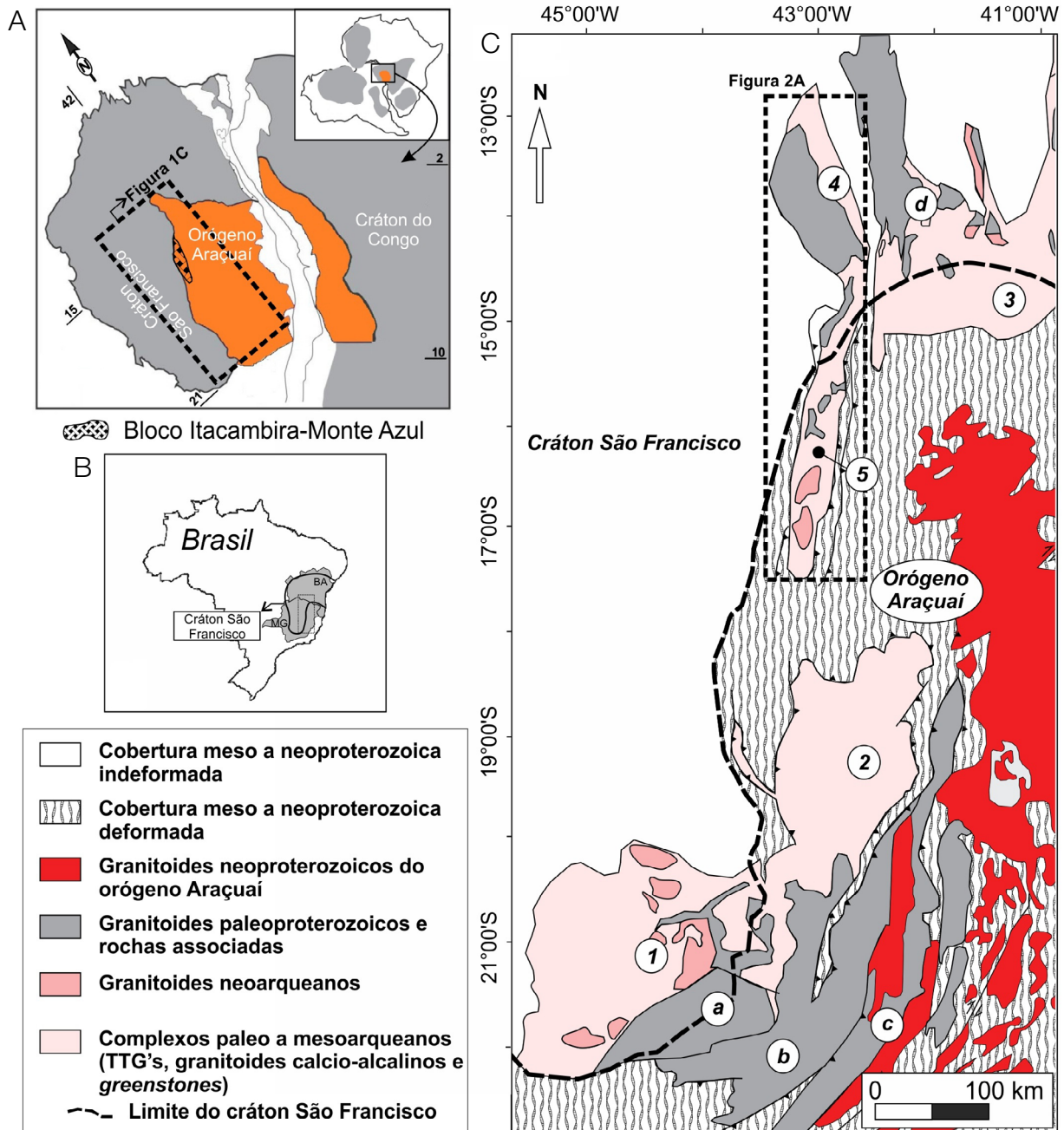
O bloco Itacambira-Monte Azul (BIMA) envolve área com aproximadamente 240 km de extensão por 30 a 40 km de largura, é materializado por terrenos de idade arqueano-paleoproterozoica no norte de Minas Gerais e constitui o embasamento do setor externo do orógeno Araçuaí (Crocco-Rodrigues et al., 1993; Alkmim et al., 2006; Figuras 1 e 2). Ele aflora no núcleo da anticlinal de Itacambira, que foi nucleada durante processos de inversão tectônica no Brasileiro, fazendo parte da edificação do cinturão de cavalgamentos da serra do Espinhaço (Alkmim et al., 2006). Assim, o BIMA é delimitado a leste por metassedimentos mesoproterozoicos do Supergrupo Espinhaço e a oeste por metassedimentos neoproterozoicos dos grupos Macaúbas e Bambuí (Drumond et al., 1980; Crocco-Rodrigues et al., 1993; Grossi-Sad et al., 1997). A norte, o contato com a porção sul do bloco Gavião Oeste, integrando a região cratônica, é feito junto à falha Rio Verde Pequeno (Bertoldo, 1993; Bersan, 2015) (Figura 2). De modo geral, no BIMA ocorrem rochas de assinatura tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) do Complexo Porteirinha e metavulcanossedimentares do Grupo Riacho dos Machados, além de diversos corpos ígneos plutônicos mapeados nas suítes Rio Itacambiruçu, Paciência e Catolé (Drumond et al., 1980; Guimarães et al., 1993; Grossi-Sad et al., 1997) (Figura 2).

As rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Porteirinha apresentam idade de cristalização em  $3371 \pm 6$  Ma e assinatura característica de magmas TTGs gerados pela fusão de crosta oceânica toleítica hidratada (Silva et al., 2016). A Suíte Rio Itacambiruçu é representada por granitoides neoarqueanos (idade de cristalização em  $2657 \pm 25$  Ma), cuja assinatura química e isotópica —  $\epsilon\text{Nd}$  negativo (-2,66);  $T_{\text{DM}}$  de 3.28 Ga — indica uma fonte magmática de assinatura

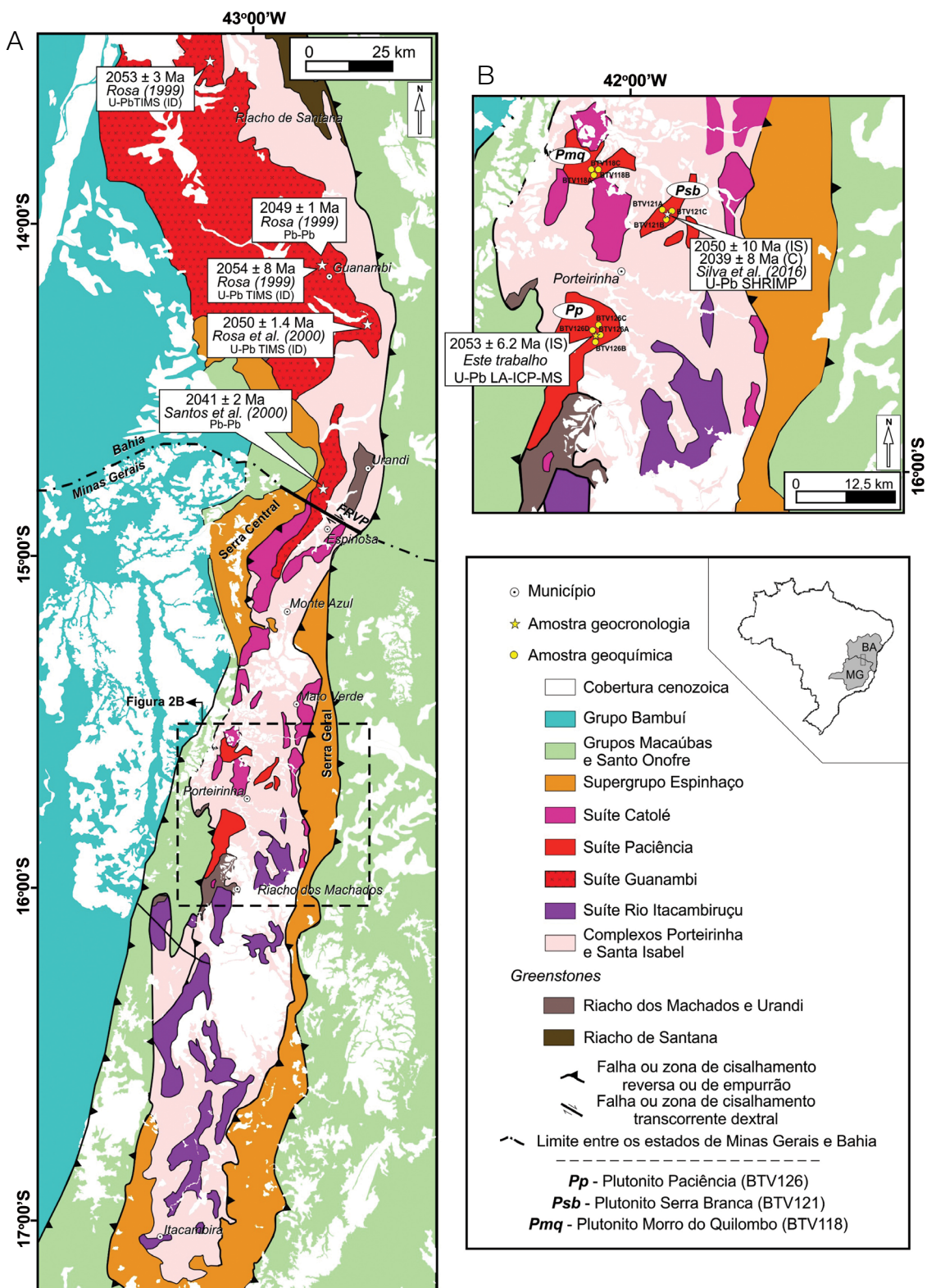
crustal gerada por meio da fusão dos TTGs encaixantes do Complexo Porteirinha (Silva et al., 2016).

A seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Riacho dos Machados corresponde a uma sucessão de xistos

bandados diversos que, segundo Fonseca et al. (1996), representam associação compatível com um ambiente de arco de ilhas. Essas rochas foram metamorfizadas em fácies anfíbolito, possivelmente durante os eventos colisionais do



**Figura 1.** (A) Contexto geotectônico do cráton São Francisco-Congo no Gondwana Ocidental, com destaque para a região do bloco Itacambira-Monte Azul (modificado de Alkmim et al., 2006). (B) Posicionamento do cráton São Francisco no Brasil. (C) Mapa geológico simplificado destacando as assembleias arqueanas e paleoproterozoicas que integram o embasamento do cráton São Francisco e do orógeno Araçuaí (modificado de Silva et al., 2016). (1) Região do Quadrilátero Ferrífero; (2) Bloco Guanhães; (3) Bloco Gavião; (4) Bloco Gavião Oeste; (5) Bloco Itacambira-Monte Azul – BIMA; (a) Cinturão Mineiro; (b) Complexo Mantiqueira; (c) Complexo Juiz de Fora; (d) Arco magmático do oeste da Bahia.



IS: idade de intercepto superior; C: idade concórdia; FRVP: Falha Rio Verde Pequeno; MG: Minas Gerais; BA: Bahia.

**Figura 2.** (A) Mapa geológico do bloco Itacambira-Monte Azul e do bloco Gavião Oeste (compilado de Grossi-Sad et al., 1997; Barbosa et al., 2013; Knauer et al., 2007). (B) Destaque da porção central do BIMA com localização dos plutonitos Paciência (Pp), Serra Branca (Psb) e Morro do Quilombo (Pmq) e destaque para os pontos de amostragem.

paleoproterozoico (Guimarães et al., 1993; Fonseca et al., 1996; Grossi-Sad et al., 1997) (Figura 2).

As suítes Paciência e Catolé são interpretadas como os corpos granitoides relativamente mais novos do BIMA (Grossi-Sad et al., 1997; Silva et al., 2016). De modo geral, a Suíte Paciência é representada por rochas sieníticas e monzoníticas alcalinas, enquanto a Suíte Catolé compreende termos graníticos a granodioríticos mais evoluídos e diferenciados e de natureza cálcio-alcalina (Grossi-Sad et al., 1997). Em ambas as suítes a ocorrência de enclaves máficos é comum, sendo mais abundantes na Suíte Catolé, na qual ocorrem também estruturas indicativas da atuação de processos do tipo magma *mingling* (Bersan et al., 2016). Em razão dos poucos trabalhos voltados à evolução dessas suítes, suas naturezas magmáticas e tectônicas são ainda pouco compreendidas.

De acordo com Barbosa et al. (2013), no bloco Gavião Oeste (BGO), encontram-se os terrenos TTGs arqueanos dos complexos Riacho de Santana e Santa Isabel e as sequências metavulcanossedimentares Riacho do Santana e Urandi, além dos granitoides paleoproterozoicos inseridos por Rosa (1999) na Suíte Guanambi (Figura 2). A Suíte Guanambi apresenta contato intrusivo com os complexos arqueanos e integra o Batólito Guanambi, além dos plutonitos Ceraíma, Cara Suja e Estreito (Rosa, 1999; Santos et al., 2000; Paim, 2014). Os principais litotipos dessa suíte são representados por rochas porfiríticas de composições sieníticas, monzoníticas e graníticas que comumente portam enclaves máficos (Rosa et al., 1996; Rosa, 1999; Paim et al., 1999a, 1999b; Santos et al., 2000; Paim, 2014). As idades de cristalização para essas rochas variam entre aproximadamente 2041 Ma e 2054 Ma (Rosa, 1999) (Figura 2).

## GEOLOGIA DA SUÍTE PACIÊNCIA

As rochas agrupadas na Suíte Paciência encontram-se expostas na região central do bloco Itacambira-Monte Azul e apresentam-se na forma de *stocks* alongados, segundo uma direção preferencial submeridiana (Figuras 2A e 2B). Os principais afloramentos destacam-se no relevo arrasado do Complexo Porteirinha, na forma de morrotes de topo arredondado (Figura 3A). Sua natureza intrusiva com relação ao Complexo Porteirinha é evidenciada pela ocorrência de xenólitos de gnaisses de dimensões decimétricas a métricas. Os litotipos dominantes da Suíte Paciência apresentam coloração em tons de cinza claro a esbranquiçado e mostram variação textural de equigranular média a porfirítica, na qual fenocristais eudrícos de K-feldspatos com dimensões de até 2 cm, segundo o seu eixo maior, se apresentam fraturados (Figuras 3B, 3C e 3D). Os fenocristais são envolvidos por uma matriz composta de minerais máficos, feldspatos e quartzo que se arranjam em agregados granoblásticos a granolepidoblásticos e definem um sutil bandamento ígneo

(Figura 3). Outra característica comum dos plutonitos pertencentes à Suíte Paciência é a ocorrência de enclaves máficos de dimensões centimétricas e formatos que variam de alongados a circulares (Figura 3C). O único trabalho voltado a estudos geocronológicos da região foi desenvolvido por Silva et al. (2016). Esses autores obtiveram idade de cristalização em  $2050 \pm 10$  Ma (U-Pb Sensitive High Resolution Ion Microprobe — SHRIMP — em zircão) para uma amostra de sienito proveniente do plutonito Serra Branca da Suíte Paciência.

## MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento da pesquisa contou com revisão bibliográfica detalhada sobre os assuntos abordados, trabalhos de campo, estudo petrográfico macro e microscópico e análises litogeoquímicas e geocronológicas U-Pb em zircão. O total de 11 amostras foi coletado para análises litogeoquímicas. Para datação U-Pb, optou-se pela coleta de uma amostra do plutonito Paciência (BTV-126).

A campanha de campo objetivou a descrição geológica dos afloramentos-chave da Suíte Paciência, bem como a coleta de amostras destinadas a estudos petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos (Figura 4). As lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP).

A preparação inicial das amostras destinadas à litogeoquímica, incluindo as fases de limpeza, secagem, britagem, homogeneização, quarteamento e pulverização, foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras (LOPAG), do DEGEO-UFOP. Posteriormente, enviaram-se as amostras para a ACME Analytical Laboratories Ltd. / Bureau Veritas Mineral Laboratories, para análises dos elementos maiores e traços, incluindo os elementos terras raras (ETR). Os elementos maiores foram determinados por Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry (ICP-ES; Spectro Ciros Vision). Os elementos-traço, incluindo os ETR, foram obtidos via Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS), modelo Perkin Elmer Elan 9000. O procedimento iniciou-se com a mistura de 0,2 g de amostra com 1,4 g de  $\text{LiBO}_2$ , que foi fundida a  $1.025^\circ\text{C}$  em um cadinho de grafite por 25 minutos. Em seguida, dissolveu-se o material em  $\text{HNO}_3$  a 5%. A solução diluída foi, então, aspirada para a quantificação dos elementos. O tratamento dos dados litogeoquímicos foi realizado por meio do *software* GCDkit, versão Win 3.00, de 2013, desenvolvido por Janousek et al. (2006).

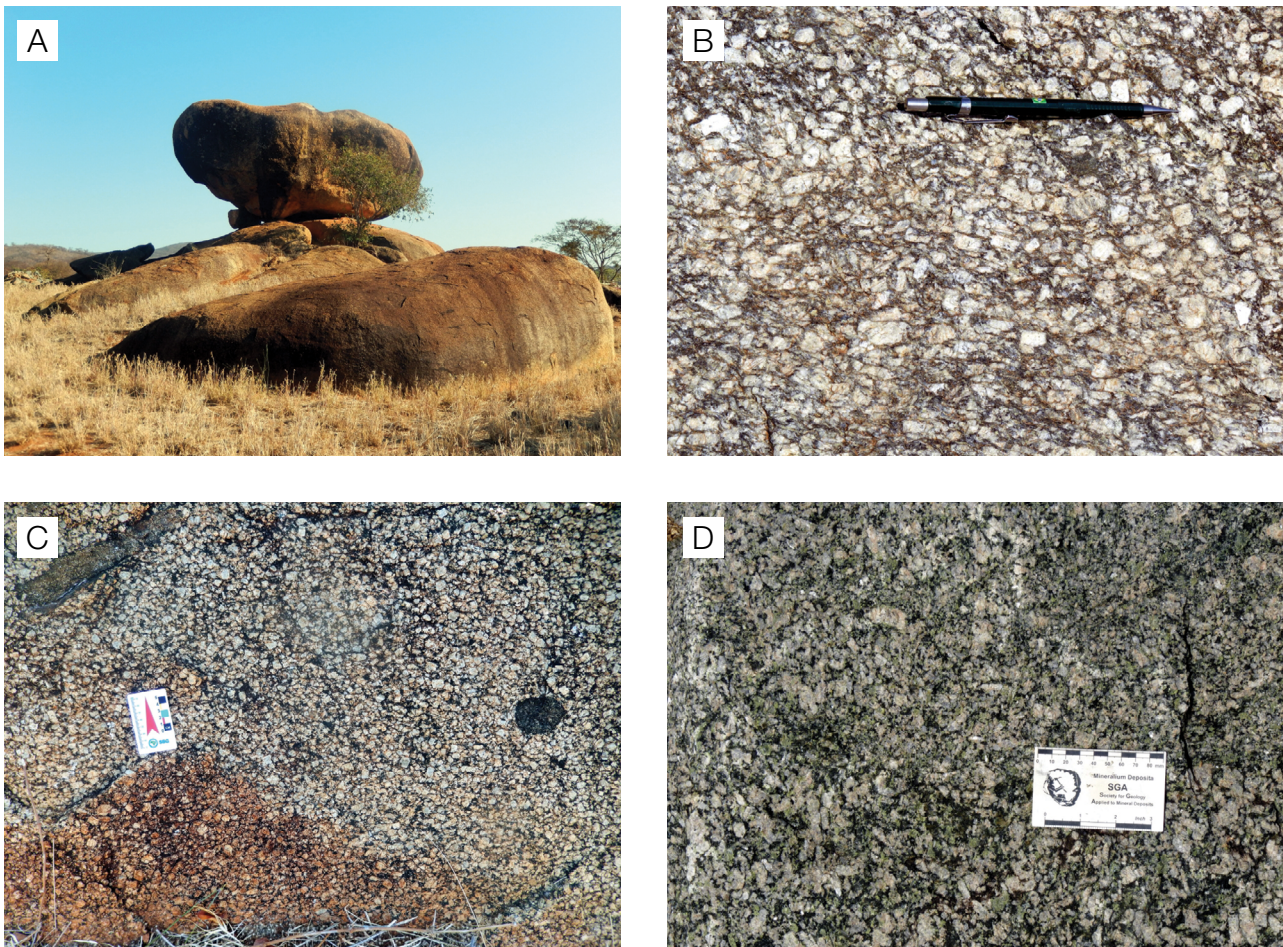
A preparação da amostra destinada ao estudo geocronológico ocorreu no LOPAG do DEGEO-UFOP, onde uma amostra de aproximadamente 10 kg do plutonito Paciência foi submetida aos processos usuais de cominuição, concentração de pesados e coleta manual de zircões. Os zircões

foram fixados em uma pastilha de resina. Em seguida, realizou-se o imageamento por catodoluminescência dos zircões no Laboratório de Microscopia e Microanálises do DEGEO-UFOP, mediante o microscópio eletrônico de varredura (SEM) Jeol modelo SJM-6510 acoplado a um detector de catodoluminescência Centaurus. As análises para isótopos de U, Th e Pb foram desenvolvidas no Laboratório de Geologia Isotópica do DEGEO-UFOP via LA-ICP-MS, por meio do aparelho da marca ThermoFisher Scientific, modelo ELEMENT 2 Sectorfield (SF), e do ICP-MS acoplado ao sistema de *laser* CETAC LSX-213 G2+, marca Teledyne CETAC Technologies (213 hm) (Tabela 1). Análises em padrões de referência para zircão GJ-1 (Jackson et al., 2004) e BB (Santos et al., 2017) foram realizadas para averiguação da validade e reprodutibilidade dos resultados obtidos (Tabela 2). Os dados foram reduzidos com auxílio do *software* Glitter Shortcut 2.01 (Van Achterbergh et al., 2001), e as idades, calculadas e plotadas em diagramas por intermédio do *software* Isoplot Ex 4.

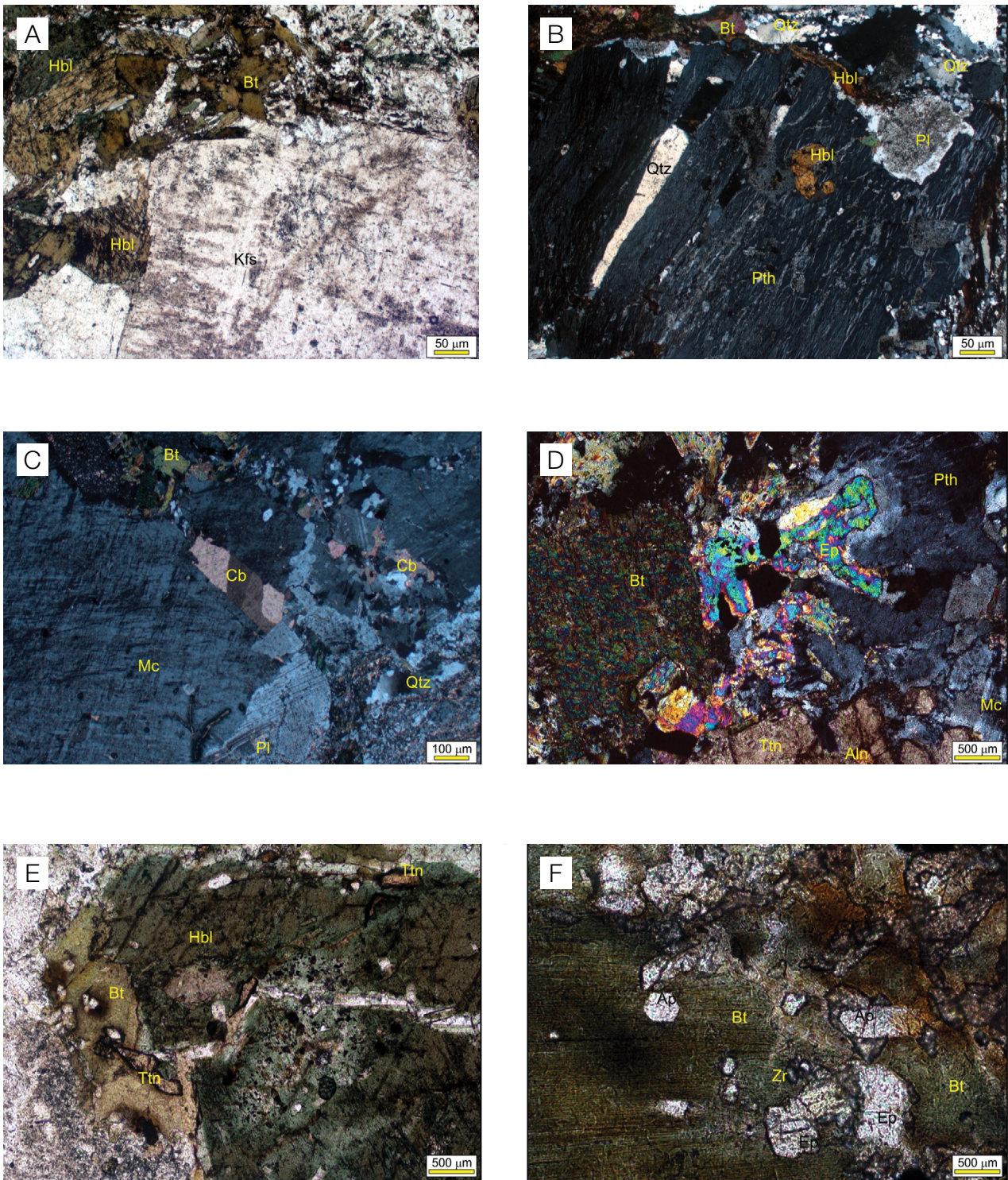
## RESULTADOS

### Petrografia da Suíte Paciência

A análise das lâminas delgadas da Suíte Paciência mostra um decréscimo na quantidade de quartzo das rochas do plutonito Paciência para as rochas dos plutonitos Morro do Quilombo e Serra Branca, nas quais o quartzo passa a ter quantidades mínimas. O plutonito Paciência é representado por quartzomonzonitos porfíricos, granoblásticos a granolepidoblásticos. Suas rochas são constituídas predominantemente de K-feldspatos (perfíticos ou não), por vezes zonados, e plagioclásio (50 – 60%), que são associados a biotita, anfíbio (hornblenda e actinolita) e quartzo, elementos que somam até 40% da constituição da rocha. A mineralogia acessória é representada por zircão, titanita, epidoto, allanita, apatita e minerais opacos (Figura 4). Sericita e epidoto ocorrem como minerais secundários, originados pela alteração do



**Figura 3.** Aspectos macroscópicos da Suíte Paciência. Exposição do monzonito do plutonito Paciência (A), apresentando porfiroclastos de feldspatos, sutil bandamento ígneo (B) e enclaves máficos de formatos alongados e circulares (C). Aspecto geral dos sienitos porfíricos dos plutonitos Serra Branca e Morro do Quilombo (D).



**Figura 4.** Aspectos microscópicos dos litotipos que integram a Suíte Paciência. (A) Cristal de K-feldspato com zoneamento ígneo associado a biotita e hornblenda. (B) Feldspato perítico fraturado e com inclusões de cristais de anfíbólio (hornblenda). Quartzo secundário ocorre preenchendo fraturas. (C) Grande cristal de microclina com carbonato secundário preenchendo fraturas e intersticial na matriz de um quartzo sienito do plutonito Serra Branca. (D) Epidoto e titanita associados a cristais de biotita. Nota-se, na porção inferior da figura, presença de fratura radial em torno do cristal de allanita incluído em titanita. (E) Titanita euédrica incluída em corona de biotita desenvolvida em torno do cristal de anfíbólio (hornblenda). (F) Inclusões de apatita, epidoto e zircão em grande cristal de biotita.

**Tabela 1.** Resultados analíticos U-Pb via espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado (LA-ICP-MS) para amostra do plutonito Paciência.

Número do teste	Th/U	Age	<sup>b</sup> 1s	Age	1s	Age	1s
		Pb207/Pb206	Pb206/U238	Pb207/U235			
BTV126-1	0,49	2048	20,02	2068	10,90	2059	6,91
BTV126-2	0,38	2033	20,40	2044	11,26	2039	7,41
BTV126-3	0,35	2051	20,25	2062	10,99	2058	7,08
BTV126-4	0,37	2020	18,76	2031	10,71	2027	6,19
BTV126-5	0,51	2089	19,98	2096	11,41	2093	7,20
BTV126-6	0,38	2018	22,61	2022	11,17	2021	8,54
BTV126-7	0,44	2030	20,01	2031	11,02	2032	7,01
BTV126-8	0,29	1973	29,60	1968	13,78	1972	12,49
BTV126-9	0,36	2036	20,09	2026	10,62	2032	6,98
BTV126-10	0,37	2036	25,03	2026	12,26	2033	10,35
BTV126-11	0,33	2048	19,99	2001	10,78	2025	6,96
BTV126-12	0,34	2051	19,29	1989	10,46	2020	6,48
BTV126-13	0,34	2085	20,54	2009	10,93	2047	7,50
BTV126-14	0,46	2048	19,42	1969	10,56	2009	6,63
BTV126-15	0,44	2048	19,39	1959	10,33	2003	6,52
BTV126-16	0,35	2037	21,60	1936	10,77	1986	8,01
BTV126-17	0,39	2036	20,45	1909	10,41	1971	7,20
BTV126-18	0,33	2030	20,79	1885	10,33	1955	7,42
BTV126-19	0,35	2027	20,92	1879	10,41	1951	7,40
BTV126-20	0,40	2029	20,17	1821	9,91	1921	6,97
BTV126-21	0,31	2002	22,57	1682	9,83	1831	8,22
BTV126-22	0,35	2163	20,16	1825	9,82	1989	7,04
BTV126-23	0,34	2030	20,24	1695	9,23	1851	6,80
BTV126-24	0,43	1996	19,45	1607	8,56	1784	6,22
BTV126-25	0,47	1986	19,95	1587	8,72	1767	6,66
BTV126-26	0,22	1976	21,65	1575	8,82	1755	7,65

Número do teste	Ratio	1s	Ratio	1s	Ratio	1s	°Rho	Conc
	<sup>a</sup> Pb207/Pb206	Pb207/U235	Pb206/U238					
BTV126-1	0,126	0,001	6,597	0,052	0,378	0,002	0,786	99,56
BTV126-2	0,125	0,001	6,446	0,054	0,373	0,002	0,763	99,75
BTV126-3	0,127	0,001	6,588	0,053	0,377	0,002	0,776	99,77
BTV126-4	0,124	0,001	6,359	0,045	0,370	0,002	0,873	99,79
BTV126-5	0,129	0,001	6,856	0,056	0,384	0,002	0,785	99,87
BTV126-6	0,124	0,002	6,316	0,062	0,368	0,002	0,660	99,96
BTV126-7	0,125	0,001	6,395	0,051	0,370	0,002	0,791	100,02
BTV126-8	0,121	0,002	5,972	0,086	0,357	0,003	0,565	100,17
BTV126-9	0,125	0,001	6,394	0,051	0,369	0,002	0,770	100,28
BTV126-10	0,126	0,002	6,401	0,075	0,369	0,003	0,600	100,30
BTV126-11	0,126	0,001	6,345	0,050	0,364	0,002	0,789	101,19
BTV126-12	0,127	0,001	6,314	0,047	0,362	0,002	0,828	101,53
BTV126-13	0,129	0,002	6,510	0,055	0,366	0,002	0,742	101,87
BTV126-14	0,126	0,001	6,230	0,047	0,357	0,002	0,820	101,99
BTV126-15	0,126	0,001	6,190	0,046	0,355	0,002	0,819	102,22
BTV126-16	0,126	0,002	6,070	0,056	0,350	0,002	0,702	102,51
BTV126-17	0,125	0,001	5,968	0,049	0,345	0,002	0,760	103,16
BTV126-18	0,125	0,001	5,859	0,050	0,340	0,002	0,740	103,61
BTV126-19	0,125	0,001	5,831	0,050	0,338	0,002	0,748	103,71
BTV126-20	0,125	0,001	5,629	0,045	0,326	0,002	0,774	105,19
BTV126-21	0,123	0,002	5,067	0,049	0,298	0,002	0,685	108,10
BTV126-22	0,135	0,002	6,091	0,049	0,327	0,002	0,765	108,26
BTV126-23	0,125	0,001	5,193	0,041	0,301	0,002	0,774	108,43
BTV126-24	0,123	0,001	4,793	0,036	0,283	0,002	0,811	109,92
BTV126-25	0,122	0,001	4,698	0,037	0,279	0,002	0,779	110,18
BTV126-26	0,121	0,001	4,632	0,042	0,277	0,002	0,690	110,28



plagioclásio. Biotita e anfíbólio podem apresentar processos secundários de cloritização (Figura 4A). Quartzo e calcita de natureza secundária são encontrados preenchendo fraturas em grandes cristais de feldspatos (Figuras 4A, 4B e 4C). Os litotipos dos plutonitos Serra Branca e Morro do Quilombo são classificados como quartzo sienitos e quartzo monzonitos. Essas rochas mostram textura fanerítica grossa a porfírica, com mineralogia dominada por minerais do grupo dos feldspatos, com K-feldspatos (períticos ou não) e plagioclásio perfazendo até 80% da composição modal da

rocha. Os minerais máficos mais comuns são biotita e anfíbólio, que podem somar até 20% da composição da rocha. Os minerais acessórios e secundários são semelhantes aos descritos para os monzonitos do plutonito Paciência.

De maneira geral, os cristais de K-feldspato podem ou não se apresentar maclados (segundo a lei Carlsbad e a lei Albite-Periclina), sendo possível identificar a microclina como seu representante principal (Figuras 4A, 4B e 4C). Eles tendem a ser subédricos a anédricos e podem conter textura poiquilítica com inclusões de anfíbólio, biotita, plagioclásio

**Tabela 2.** Resultados analíticos U-Pb via espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado (LA-ICP-MS) para os padrões analisados.

Número do teste	Age <sup>b</sup> 1s		Age 1s		Age 1s		Ratio 1s		Ratio 1s		Ratio 1s		<sup>c</sup> Rho
	Pb207/Pb206	Pb206/U238	Pb206/U238	Pb207/U235	Pb207/U235	<sup>a</sup> Pb207/Pb206	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238			
P1	570,30	28,57	603,10	3,53	596,00	4,51	0,059	0,001	0,7986	0,0081	0,0981	0,0006	0,6040
P2	640,60	27,74	601,10	3,51	609,30	3,89	0,061	0,001	0,8222	0,0081	0,0977	0,0006	0,6239
P3	578,50	26,59	560,40	3,21	563,80	3,85	0,059	0,001	0,7424	0,0067	0,0908	0,0005	0,6608
P4	576,20	26,55	553,80	3,17	558,00	4,77	0,059	0,001	0,7324	0,0066	0,0897	0,0005	0,6722
P5	606,60	28,74	617,20	3,64	614,70	4,94	0,060	0,001	0,8320	0,0086	0,1005	0,0006	0,5970
P6	605,10	29,49	611,40	3,64	609,90	6,86	0,060	0,001	0,8233	0,0089	0,0995	0,0006	0,5790
P7	647,20	29,41	609,50	3,67	617,30	4,95	0,061	0,001	0,8367	0,0091	0,0992	0,0006	0,5861
P8	548,70	30,07	610,60	3,68	597,50	5,02	0,059	0,001	0,8011	0,0088	0,0994	0,0006	0,5792
P9	579,80	29,98	613,70	3,70	606,30	4,28	0,059	0,001	0,8169	0,0090	0,0999	0,0006	0,5744
P10	602,20	27,72	567,00	3,33	573,90	4,25	0,060	0,001	0,7598	0,0074	0,0919	0,0006	0,6245
P11	591,90	28,05	548,00	3,24	556,40	6,10	0,060	0,001	0,7297	0,0072	0,0887	0,0006	0,6248
P12	667,60	29,49	614,30	3,74	625,60	5,06	0,062	0,001	0,8517	0,0094	0,1000	0,0006	0,5831
P13	597,00	30,12	602,60	3,67	601,20	4,37	0,060	0,001	0,8078	0,0090	0,0980	0,0006	0,5771
P14	600,50	28,18	558,30	3,32	566,50	4,26	0,060	0,001	0,7470	0,0075	0,0905	0,0006	0,6157
P15	560,60	28,15	556,60	3,30	557,20	5,62	0,059	0,001	0,7311	0,0073	0,0902	0,0006	0,6253
P16	636,00	30,09	588,80	3,63	598,40	5,14	0,061	0,001	0,8027	0,0090	0,0956	0,0006	0,5757
P17	618,30	30,25	598,50	3,69	602,40	4,32	0,060	0,001	0,8099	0,0092	0,0973	0,0006	0,5732
P18	615,20	27,87	554,20	3,31	566,10	4,36	0,060	0,001	0,7464	0,0074	0,0898	0,0006	0,6274
P19	636,30	27,85	553,90	3,32	570,10	7,21	0,061	0,001	0,7532	0,0075	0,0897	0,0006	0,6243
P20	623,30	26,39	584,30	3,43	592,10	4,14	0,061	0,001	0,7916	0,0072	0,0949	0,0006	0,6684
P21	595,30	27,35	587,40	3,45	588,90	3,66	0,060	0,001	0,7860	0,0073	0,0954	0,0006	0,6677
P22	567,70	25,86	552,40	3,21	555,20	3,67	0,059	0,001	0,7277	0,0062	0,0895	0,0005	0,7060
P23	586,00	25,59	547,30	3,18	554,60	6,92	0,060	0,001	0,7267	0,0062	0,0886	0,0005	0,7108
P24	614,60	26,86	585,10	3,48	590,90	4,27	0,060	0,001	0,7895	0,0075	0,0950	0,0006	0,6572
P25	593,10	26,70	589,70	3,51	590,00	3,77	0,060	0,001	0,7880	0,0075	0,0958	0,0006	0,6555
P26	563,00	25,87	561,10	3,29	561,20	3,73	0,059	0,001	0,7379	0,0065	0,0909	0,0006	0,7045
P27	559,60	25,93	549,70	3,23	551,30	5,63	0,059	0,001	0,7211	0,0063	0,0890	0,0006	0,7039
P28	663,90	26,76	581,50	3,49	598,30	4,35	0,062	0,001	0,8026	0,0077	0,0944	0,0006	0,6523
P29	588,00	27,38	589,00	3,54	588,50	3,92	0,060	0,001	0,7852	0,0077	0,0957	0,0006	0,6437
P30	587,00	26,28	554,30	3,30	560,40	3,92	0,060	0,001	0,7366	0,0067	0,0898	0,0006	0,6847
P31	589,80	26,20	556,80	3,31	563,00	6,78	0,060	0,001	0,7410	0,0067	0,0902	0,0006	0,6835
P32	603,60	27,92	623,80	3,80	619,10	4,46	0,060	0,001	0,8399	0,0085	0,1016	0,0007	0,6299
P33	584,30	27,48	601,30	3,64	597,40	4,06	0,059	0,001	0,8011	0,0079	0,0978	0,0006	0,6430
P34	571,80	26,68	563,70	3,39	565,00	4,00	0,059	0,001	0,7444	0,0070	0,0914	0,0006	0,6652
P35	501,70	27,27	555,90	3,35	545,10	7,05	0,057	0,001	0,7106	0,0067	0,0901	0,0006	0,6683
P36	585,40	28,27	655,00	4,02	639,20	4,61	0,060	0,001	0,8766	0,0091	0,1070	0,0007	0,6229
P37	629,40	27,65	596,30	3,66	602,80	4,30	0,061	0,001	0,8106	0,0082	0,0969	0,0006	0,6317

ou quartzo (Figura 4B). Os plagioclásios são subdiomórficos, inequigranulares médios a grossos e podem apresentar macla polissintética. Na maioria, apresentam aspecto turvo em lâmina delgada em função da intensa sericitização. A biotita é subédrica, apresenta pleocroísmo em tons amarronzados e encontra-se associada a anfibólios nos interstícios dos cristais de feldspatos (Figuras 4A, 4C e 4D). Os anfibólios são euédricos a subédricos, com pleocroísmo em tons que variam de verde a castanho (Figuras 4A, 4B e 4E). Às vezes, biotita dá-se como coronas em cristais de anfibólio (Figura 4E). Ocasionalmente, ocorrem agregados máficos definidos pela associação de biotita e anfibólio, que, nesse caso, se apresentam anédricos. O quartzo, quando presente, é anédrico e facilmente distinguível pela ocorrência de extinção ondulante (Figura 4B). Os minerais acessórios comumente são associados à biotita ou incluídos em grandes cristais e feldspato (Figuras 4D, 4E e 4F).

### Geoquímica da Suíte Paciência

Um conjunto de 10 amostras, sendo quatro provenientes do plutonito Paciência (BTV-126A-D), três do plutonito Serra Branca (BTV-121A-C) e três do plutonito Morro do Quilombo (BTV118A-D), foi analisado para elementos maiores e traços em rocha total. Os resultados dessas análises são apresentados nas Tabelas 3 e 4.

As rochas intermediárias a ácidas da Suíte Paciência são classificadas como sienitos e quartzo-monzonitos a partir dos diagramas  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ , de Middlemost (1994). (Figura 5A). Essas rochas mostram afinidade alcalina, de natureza shoshonítica a ultrapotássica e caráter predominantemente metaluminoso, com apenas uma amostra do plutonito Morro do Quilombo plotando no campo peraluminoso ( $A/\text{CNK} = 0,81$

a 1,01; Figuras 5B, 5C e 5D). Segundo os critérios propostos por Frost et al. (2001), essas rochas são classificadas como alcalinas a alcalina-cálcicas e predominantemente magnesianas (Figuras 5E e 5F). Em geral, as rochas da Suíte Paciência apresentam  $\text{SiO}_2$  variando entre ~59 e 65% e altas concentrações de álcalis totais ( $8,45\% < \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} < 11,21\%$ ), com  $\text{K}_2\text{O}$  variando entre 5,5 e 7,65% e  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 2,69 e 3,57%. Com isso, o caráter alcalino dessas rochas é dado pelos altos teores de  $\text{K}_2\text{O}$ , diferentemente das rochas alcalinas clássicas, nas quais as concentrações de  $\text{Na}_2\text{O}$  tendem a ser superiores. As razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  variam de 1,86 a 2,26 e definem a natureza potássica a ultrapotássica dessas rochas (Figura 5C). Quanto aos óxidos ferromagnesianos, observa-se variação mais expressiva nos teores de  $\text{MgO}$ , entre 1,06 e 3,26%, em relação ao  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , que varia entre ~2,5 e 4,5%. De acordo com os critérios de Foley et al. (1987), somente as rochas do plutonito Paciência são classificadas como rochas ultrapotássicas, com  $\text{K}_2\text{O} > 3\%$ ,  $\text{MgO} > 3\%$  e  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$ . As concentrações de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  tendem a ser baixas, inferiores a 0,76 e 0,35%, respectivamente. Quando comparadas à média dos granitos tipo I (Collins et al., 1982; Chappell e White, 1992), tanto as rochas do plutonito Paciência quanto as dos plutonitos Serra Branca e Morro do Quilombo são enriquecidas em LILEs (sigla para elementos litófilos de raio iônico grande), com  $\text{Ba} > 1.000$  ppm,  $\text{Sr}$  entre 597 e 1.077 ppm e  $\text{Rb}$  entre 214 e 364 ppm. Os elementos incompatíveis  $\text{Y}$  e  $\text{Nb}$  mostram baixas concentrações, entretanto o somatório  $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$  é sempre superior a 673 ppm, com  $\text{Zr}$  superior a 390 ppm,  $\text{Y}$  entre 15 e 38 ppm,  $\text{Nb}$  variando de 9 a 29 ppm e  $\text{Ce}$  com concentrações entre 154 e 330 ppm. Com isso, as razões  $\text{Sr}/\text{Y}$  são altas (17,20 a 66,60), enquanto as razões  $\text{Rb}/\text{Sr}$  são baixas (0,21 a 0,60). Os metais de transição, como  $\text{Cr}$  (41,00–171,00 ppm),  $\text{Ni}$  (11,50–37,30 ppm)

**Tabela 3.** Concentração (% em peso) dos elementos maiores em rochas da Suíte Paciência.

(wt, %)	BTV-126A	BTV-126B	BTV-126C	BTV-126D	BTV-118A	BTV-118B	BTV-118C	BTV-121A	BTV-121B	BTV-121C
$\text{SiO}_2$	64,390	64,660	64,460	64,670	62,240	61,030	67,960	59,330	59,840	59,340
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,630	13,300	13,590	13,560	16,570	17,290	15,180	17,340	17,350	17,260
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,650	4,640	4,300	4,470	3,790	3,840	2,670	4,320	4,080	4,260
$\text{MgO}$	3,260	3,220	2,970	3,100	1,770	1,820	1,060	1,870	1,830	1,990
$\text{CaO}$	2,920	3,050	2,800	2,820	1,820	1,950	1,190	2,750	2,680	2,870
$\text{Na}_2\text{O}$	3,100	2,690	2,980	2,910	3,380	3,570	3,380	3,650	3,440	3,540
$\text{K}_2\text{O}$	5,790	5,760	6,010	5,950	7,650	7,640	6,680	7,300	7,590	7,370
$\text{TiO}_2$	0,760	0,740	0,710	0,700	0,420	0,400	0,340	0,630	0,560	0,610
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,350	0,340	0,320	0,340	0,290	0,260	0,170	0,240	0,230	0,240
$\text{MnO}$	0,080	0,080	0,070	0,070	0,060	0,070	0,040	0,060	0,060	0,060
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,025	0,025	0,022	0,024	0,010	0,010	0,006	0,011	0,009	0,010
LOI	0,600	1,000	1,300	0,900	1,500	1,600	1,000	2,000	1,800	2,000
Sum	99,530	99,500	99,500	99,480	99,520	99,470	99,620	99,460	99,430	99,490
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	1,890	2,140	2,020	2,050	2,260	2,140	1,970	2,000	2,200	2,080
100*Mg#	58,130	57,890	57,770	57,870	48,050	48,420	44,020	46,160	47,040	48,060

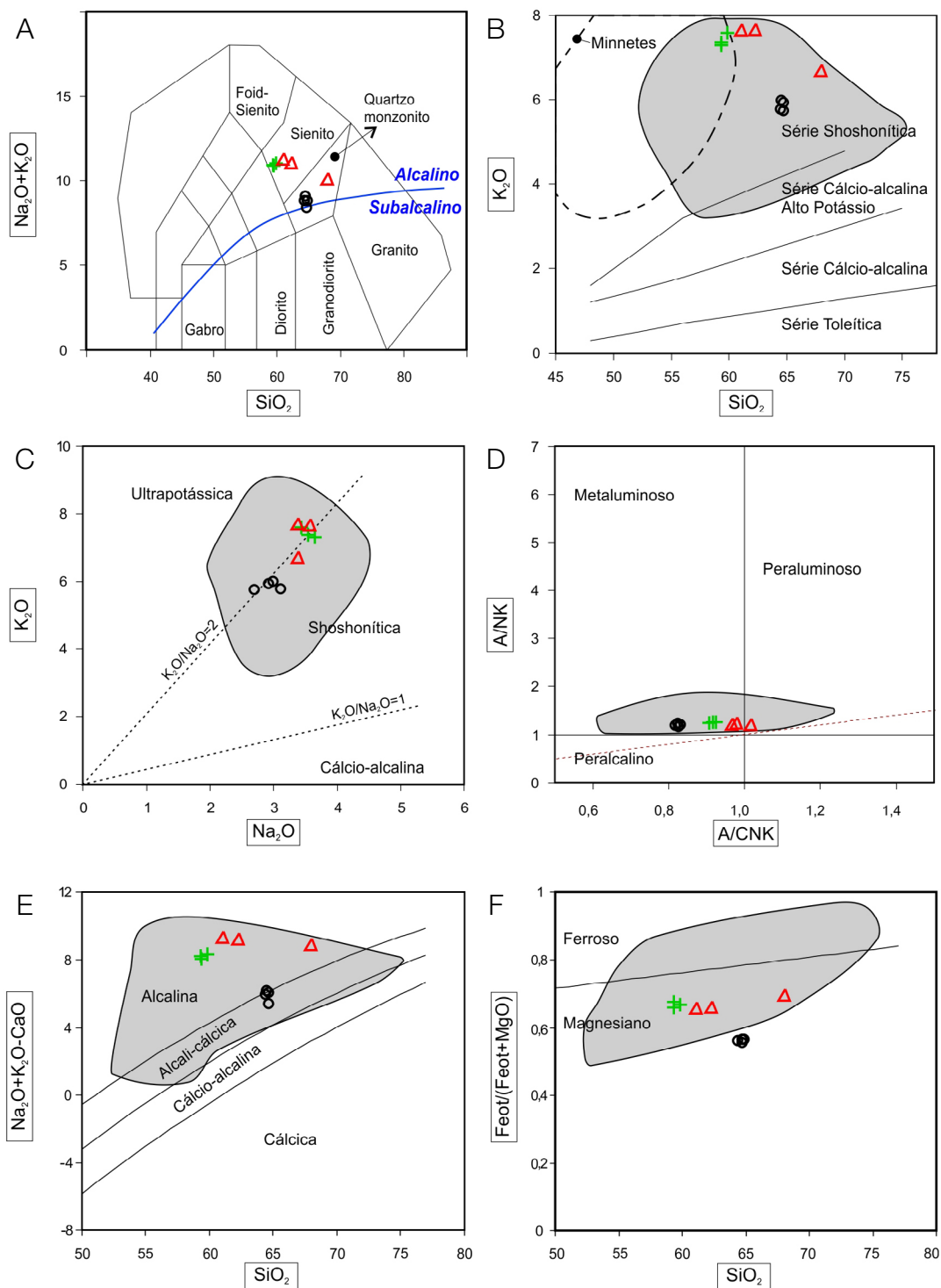
e V (31,00–76,00 ppm), mostram valores relativamente altos para os respectivos teores de SiO<sub>2</sub>.

Os diagramas de Harker mostram contraste entre as assinaturas químicas dos quartzo-monzonitos do plutonito Paciência e

dos sienitos dos plutonitos Serra Branca e Morro do Quilombo. Para uma mesma concentração de SiO<sub>2</sub>, os primeiros tendem a ser mais enriquecidos em CaO, TiO<sub>2</sub>, MgO, FeO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Rb, Y e metais de transição, enquanto os últimos mostram concentrações

**Tabela 4.** Concentração (ppm) dos elementos traços e terras raras em rochas da Suíte Paciência.

(ppm)	BTV-126A	BTV-126B	BTV-126C	BTV-126D	BTV-118A	BTV-118B	BTV-118C	BTV-121A	BTV-121B	BTV-121C
Cr	171,00	171,00	150,00	164,00	68,00	68,00	41,00	75,00	61,00	68,00
Ni	37,00	37,00	32,00	34,00	18,00	19,00	12,00	27,00	19,00	25,00
Sc	9,00	9,00	8,00	9,00	6,00	6,00	4,00	6,00	6,00	7,00
Ba	1.435,00	1.487,00	1.638,00	1.577,00	1.459,00	1.729,00	1.065,00	1.462,00	1.794,00	1.404,00
Be	5,00	6,00	6,00	3,00	< 1,00	3,00	3,00	1,00	2,00	1,00
Ce	221,60	248,50	217,20	253,90	158,80	154,50	154,70	330,40	274,90	290,00
Co	49,90	54,80	54,10	60,00	33,30	35,60	45,20	35,90	34,20	33,10
Cs	12,70	8,00	9,90	10,30	5,70	4,40	4,40	4,30	3,60	4,90
Dy	6,10	7,04	6,24	6,96	4,25	3,65	3,33	3,54	3,25	3,34
Er	2,61	3,05	2,60	2,94	2,02	1,65	1,48	1,48	1,330	1,42
Eu	2,56	2,69	2,49	2,88	3,02	3,18	2,11	2,93	2,74	2,89
Ga	18,60	19,10	20,30	18,70	18,50	18,30	16,50	19,10	18,70	18,30
Gd	10,38	11,49	10,17	11,96	7,07	6,70	5,33	6,96	6,48	6,48
Hf	10,30	12,30	11,20	11,30	15,80	16,70	11,30	18,70	17,20	18,60
Ho	1,04	1,16	1,04	1,20	0,75	0,62	0,55	0,54	0,52	0,57
La	130,60	118,70	124,20	171,70	83,90	86,80	79,50	187,20	161,20	165,80
Lu	0,35	0,40	0,35	0,38	0,31	0,22	0,23	0,25	0,24	0,23
Nb	27,50	29,30	28,50	25,60	14,40	10,60	15,90	10,20	9,10	9,00
Nd	94,60	98,90	90,50	110,50	63,90	61,80	53,70	99,90	89,70	91,70
Pr	26,53	27,67	25,92	32,32	17,22	16,80	15,40	31,68	27,96	28,61
Rb	364,30	346,20	347,80	363,30	284,90	271,00	227,70	226,40	214,90	235,00
Sm	14,39	16,19	14,39	16,43	9,71	9,59	8,22	11,52	10,48	10,79
Sn	6,00	6,00	6,00	5,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,00	2,00
Sr	597,70	627,30	640,00	622,70	917,50	1077,50	715,30	981,60	1012,80	902,50
Ta	2,30	2,60	2,40	2,10	1,20	1,00	1,60	0,80	0,90	0,60
Tb	1,24	1,47	1,25	1,45	0,86	0,78	0,66	0,75	0,67	0,73
Th	46,80	81,70	81,30	72,00	32,30	22,00	41,10	39,10	32,10	33,70
Tm	0,38	0,46	0,39	0,42	0,31	0,25	0,24	0,22	0,20	0,21
U	6,70	10,90	9,50	8,90	6,50	3,80	5,90	4,00	3,60	3,10
V	76,00	74,00	68,00	72,00	45,00	45,00	31,00	56,00	57,00	49,00
W	284,10	327,10	330,60	366,10	203,50	216,90	330,00	199,30	204,50	179,80
Y	33,50	36,40	32,10	38,10	24,30	19,30	16,10	17,10	15,20	16,00
Yb	2,37	2,75	2,31	2,53	1,95	1,43	1,61	1,48	1,34	1,43
Zr	391,00	465,00	426,70	421,60	717,10	737,30	483,20	794,10	785,70	798,90
Eu/Eu*	0,64	0,60	0,63	0,63	1,11	1,21	0,97	1,00	1,02	1,06
(La/Yb)N	37,15	29,10	36,25	45,75	29,01	40,92	33,29	85,28	81,10	78,17
SREE	514,75	540,47	499,05	615,57	354,07	347,97	327,06	678,85	581,01	604,20
Nb/Zr	0,07	0,06	0,07	0,06	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
Th/Ce	0,21	0,33	0,37	0,28	0,20	0,14	0,27	0,12	0,12	0,12
Rb/Cs	28,69	43,28	35,13	35,27	49,98	61,59	51,75	52,65	59,69	47,96
Y/Nb	1,22	1,24	1,13	1,49	1,69	1,82	1,01	1,68	1,67	1,78
Rb/Sr	0,61	0,55	0,54	0,58	0,31	0,25	0,32	0,23	0,21	0,26
Th/Yb	19,75	29,71	35,19	28,46	16,56	15,38	25,53	26,42	23,96	23,57
Nb/Ta	11,96	11,27	11,88	12,19	12,00	10,60	9,94	12,75	10,11	15,00



**Figura 5.** Diagramas de classificação geoquímica para a Suíte Paciência. (A) Diagrama de classificação de Middlemost (1994). (B) Diagrama K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> de Rickwood (1989). Campo dos minnetes, segundo Rock (1991). (C) Diagrama K<sub>2</sub>O vs. Na<sub>2</sub>O com campo das rochas ultrapotássicas, shoshoníticas e cálcio-alcalinas segundo Turner et al. (1996). (D) Diagrama de classificação A/NK versus A/CNK (Maniar e Piccoli, 1989). (E) e (F) Diagramas propostos por Frost et al. (2001) para classificação de rochas granitoides. Os campos em cinza correspondem à composição da Suíte Guanambi (compilado de Rosa, 1999; Santos et al., 2000; Paim, 2014). O campo tracejado em D corresponde aos granitoides caledonianos pós-colisionais (Frost et al., 2001).

mais elevadas de  $Al_2O_3$ , álcalis totais, Sr e Zr (Figuras 6 e 7). Nesses diagramas, correlações entre os diversos óxidos e alguns elementos traços *versus*  $SiO_2$  não ficam claras para as rochas do plutonito Paciência, visto que essas análises tendem a se aglomerar em uma mesma região. Para os plutonitos Serra Branca e Morro do Quilombo, as concentrações de  $Al_2O_3$ , MgO,  $FeO$ ,  $TiO_2$ , CaO,  $P_2O_5$ , Ba, Sr, Zr e metais de transição diminuem com o aumento de  $SiO_2$ , enquanto as variações de  $Na_2O$  e  $K_2O$ , em relação a  $SiO_2$ , não se mostram significativas. Já o Rb apresenta comportamento compatível com o  $SiO_2$ .

Os diagramas de ETR normalizados para o condrito revelam padrões semelhantes para as rochas da Suíte Paciência e indicam forte fracionamento, com enriquecimento dos ETR leves sobre os pesados e razão  $[La/Yb]_N$  variando entre ~30 e 85 (com predomínio das razões entre 30 e 40; Figura 8A). Com relação às anomalias de Eu, vê-se que as amostras representativas dos monzonitos do plutonito Paciência apresentam anomalias negativas com razão  $Eu/Eu^*$  entre 0,60 e 0,64. Já para as rochas sieníticas dos plutonitos Morro do Quilombo e Serra Branca, as anomalias são ausentes a fracamente positivas, com  $Eu/Eu^*$  variando entre 0,97 e 1,21. A concentração dos ETR mostra-se elevada nas rochas da Suíte Paciência, com SETR (somatório dos elementos terras raras) entre 327 e 678 ppm (Tabela 2). Os diagramas multielementares normalizados para o manto primitivo apontam enriquecimento dos LILEs (Ba, Sr, Rb, Th e U) no tocante aos ETR leves e aos elementos de alta intensidade de campo (HFSE) (Nb, Ta, P, Ti). Esses diagramas mostram picos de anomalias negativas dos elementos Ba, Nb, P e Ti (Figura 8B). As semelhanças observadas nos diagramas multielementares sugerem que os diversos plutonitos que compõem a Suíte Paciência têm a mesma fonte magmática.

### Geocronologia da Suíte Paciência

Os zircões analisados apresentam-se bem formados, eudrícos, com razão de forma entre 1:2 e 1:3 e, em grande parte, sem presença de fraturas ou intercrescimento de borda (Figura 9A). As razões  $^{232}Th/^{238}U$  variam entre 0,22 e 0,51, valores representativos de grãos ígneos (Tabela 1). Esses zircões são provenientes do monzogranito do plutonito Paciência (amostra BTV-126) e forneceram idade de intercepto superior de  $2052,9 \pm 6,2$  [ $\pm 9,2$ ] Ma (com  $MSWD = 1,02$ ), interpretada como a idade de cristalização dessa rocha (Figura 9B). Em alguns grãos, a análise de bordas sobrecrescidas indicou idades mais recentes, em torno de 1940 Ma (Figura 10A). A tabela com os resultados analíticos é apresentada na tabela 1.

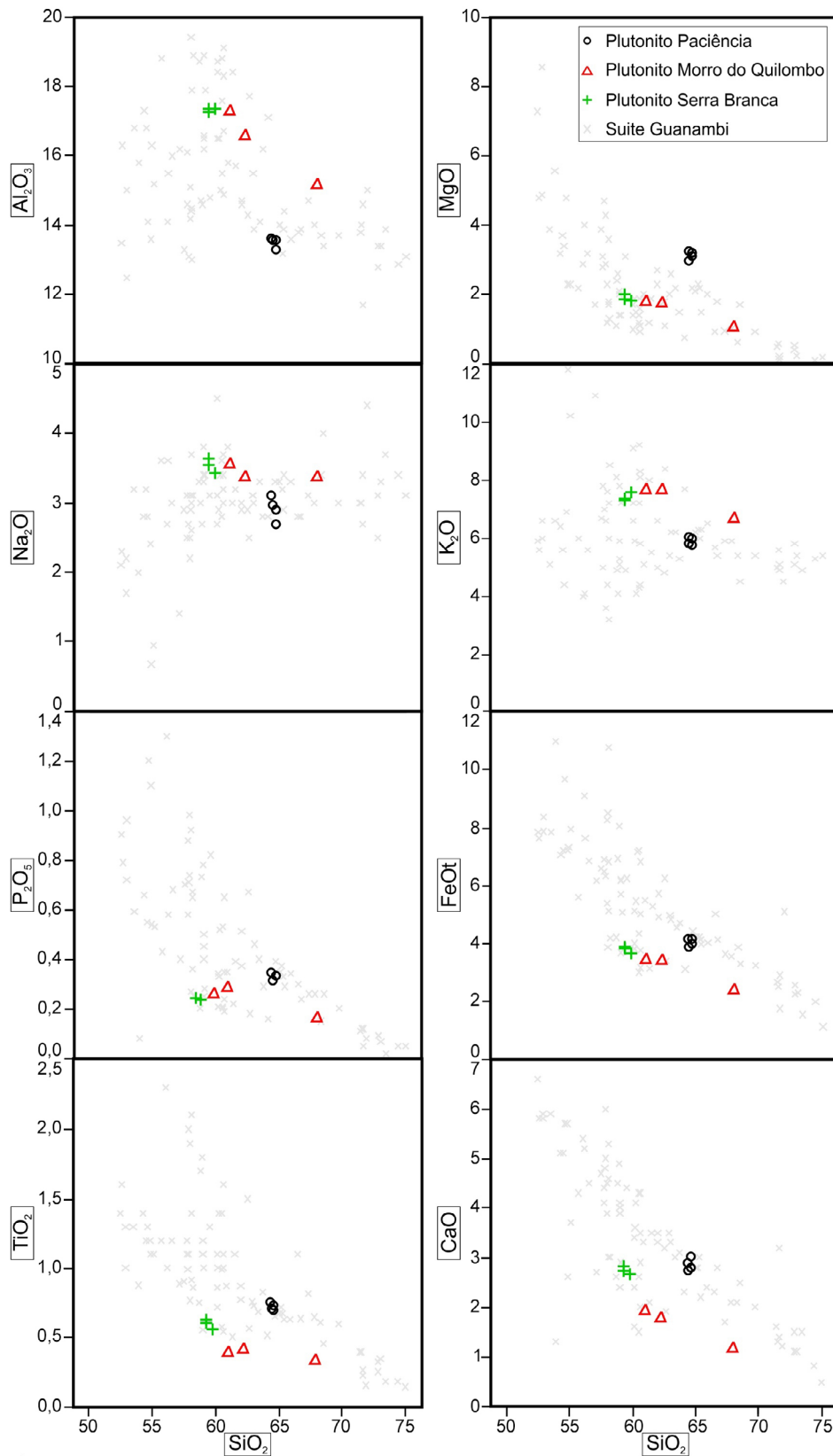
### DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Conforme apresentado, rochas alcalinas ocorrem tanto em ambientes pós-colisionais, quanto em ambientes anorogênicos intraplaca. Nos diagramas de ambiência tectônica de Pearce et al. (1984),

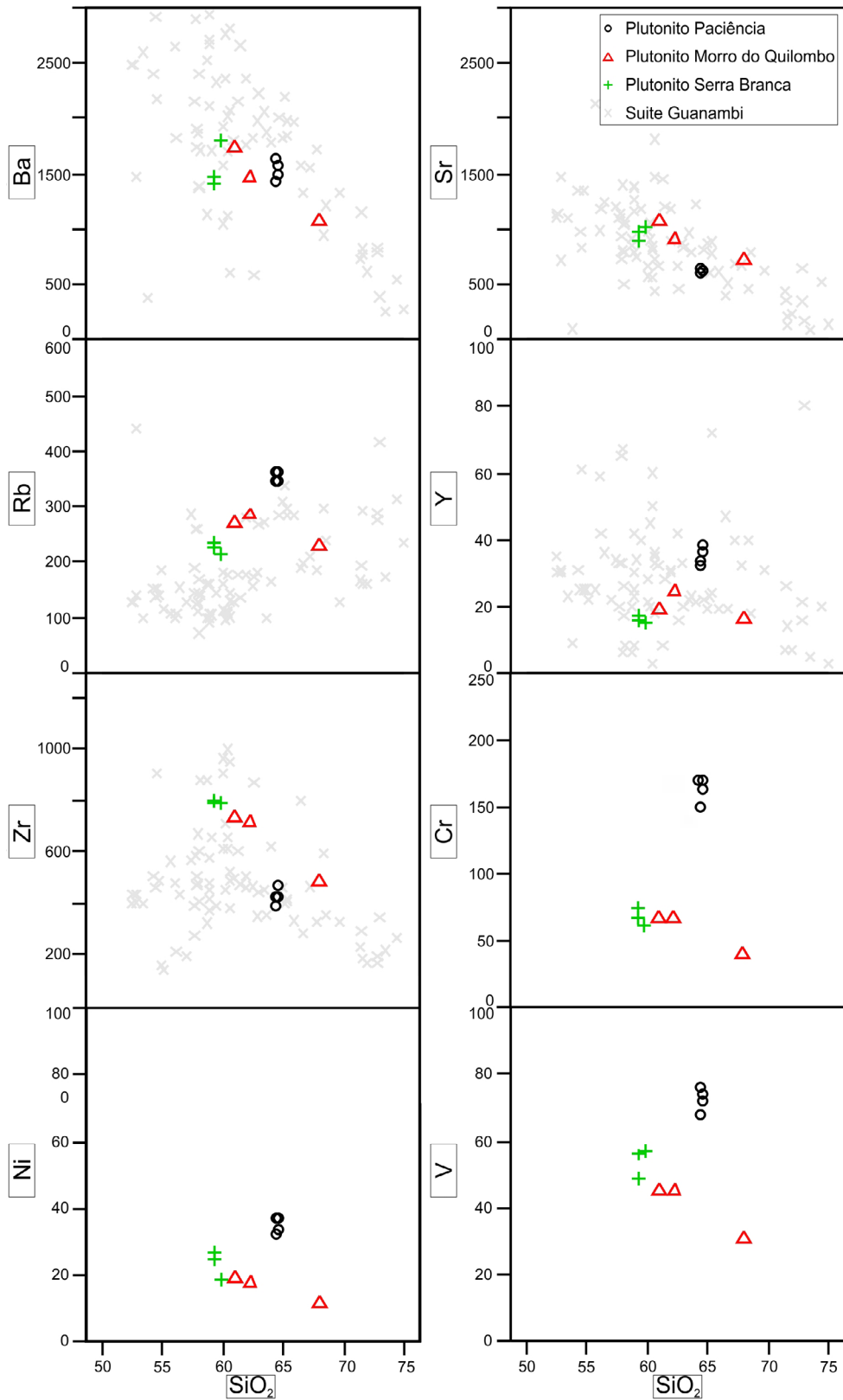
as rochas da Suíte Paciência distribuem-se predominantemente no campo discriminante dos granitoides pós-colisionais, como proposto por Pearce (1996) (Figura 10A). Whalen et al. (1987) apontam diversos diagramas de classificação das rochas granitoides considerando as relações entre diversos óxidos maiores, os elementos Zr, Nb, Ce e Y e a razão  $10.000 * Ga/Al$  (Figuras 10B e 10C). Nesses diagramas, quando considerada a relação entre óxidos maiores e a razão  $10.000 * Ga/Al$ , as rochas dos plutonitos Serra Branca e Morro do Quilombo distribuem-se nos campos dos granitoides tipo I e S, enquanto as rochas do plutonito Paciência se situam na região de transição entre os campos dos granitoides tipo I e S com o campo dos granitoides tipo A (Figura 10B). Como exposto anteriormente, as rochas da Suíte Paciência são enriquecidas nos elementos de transição Zr e Ce. Ao levarmos em conta os diagramas que utilizam esses elementos, as rochas da Suíte Paciência plotam no campo dos granitoides do tipo A (Figura 10C). Eby (1992) subdivide os granitoides tipo A em dois grupos distintos. Segundo essa classificação, as rochas da Suíte Paciência pertencem ao subgrupo A2, que sugere magma gerado por meio da crosta subcontinental ou da crosta inferior em um ambiente pós-tectônico (Figura 10D). Entretanto, ao contrário do esperado para rochas granitoides do tipo A, as rochas da Suíte Paciência são predominantemente magnesianas, característica que, segundo Frost et al. (2001), se assemelha aos granitoides caledonianos pós-colisionais (Figura 5D).

Os resultados obtidos para as rochas dos plutonitos Paciência, Serra Branca e Morro do Quilombo mostram o predomínio de rochas ultrapotássicas alcalinas, de composição sienítica a monzonítica. Essas rochas mostram conteúdos elevados de óxidos ferromagnesianos (com altos valores de  $Mg\#$ ) e de elementos litófilos, como Ba, Sr e Rb e depleção nos elementos Nb, P e Ti, além de altos conteúdos de ETR, cujo padrão é fracionado com enriquecimento dos leves sobre os pesados. As características geoquímicas dessas rochas, principalmente a presença de anomalias negativas de Ti e Nb, são similares a assinaturas de granitoides potássicos originados tardiamente no decorrer de eventos orogênicos com subducção (Wilson, 1989; Foley et al., 1987; Foley, 1992; Bonin et al., 1998; Castillo e Newhall, 2004). A associação dessas rochas com um ambiente afetado por processos de subducção é corroborada também com os diagramas  $P_2O_5/TiO_2$  *versus*  $TiO_2$  e Nb *versus* Zr, que plotam nos campos de rochas pós-colisionais de margem continental ativa e relacionadas a processos de subducção (Figura 11).

Diversos modelos são propostos para a geração dos magmas alcalinos. Essas rochas podem ser formadas pela fusão parcial de rochas crustais mediante o influxo de materiais voláteis ou em altas pressões na base da crosta espessada, pela cristalização fracionada de magmas derivados do manto, com ou sem assimilação crustal, ou por processos de mistura de magmas básicos e mantélicos com magmas graníticos (Barker et al., 1975; Huang e Wyllie, 1975; Brown e Becker, 1986; Dorais, 1990; Lubala et al., 1994; Sheppard, 1995; Zhao et al., 1995; Litvinovsky et al., 2002; Riishuus et al., 2005; Yang et al.,



**Figura 6.** Diagramas de Harker para elementos maiores da Suíte Paciência. Os dados da Suíte Guanambi foram compilados de Rosa (1999), Santos et al. (2000) e Paim (2014).



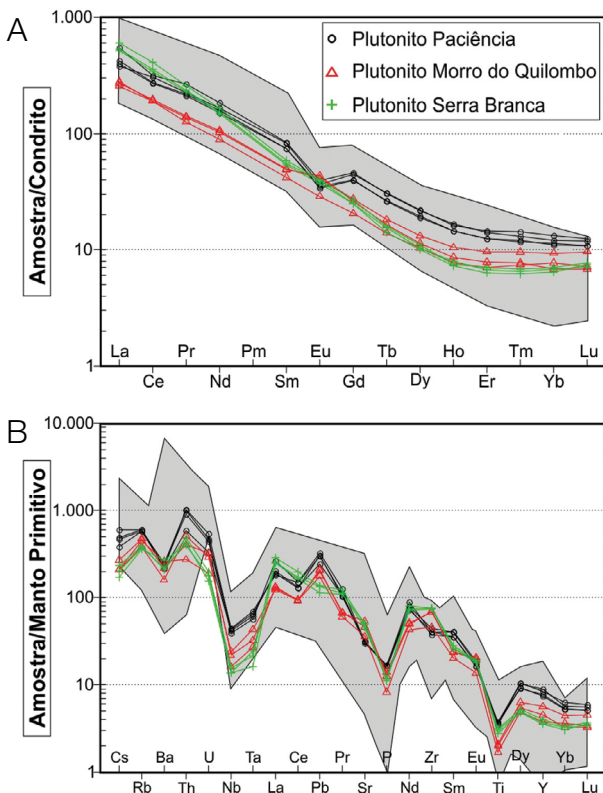
**Figura 7.** Diagramas de Harker para elementos traços da Suíte Paciência. Os dados da Suíte Guanambi foram compilados de Rosa (1999), Santos et al. (2000) e Paim (2014).

2005, 2008). As concentrações relativamente elevadas em Cr, Ni, Ba, Sr, K e ETR e os elevados Mg# das rochas da Suíte Paciência, principalmente para o plutonito Paciência, sugerem uma fonte mantélica, previamente metassomatizada e enriquecida em elementos incompatíveis. A ausência de anomalias negativas de Eu nas rochas menos evoluídas da Suíte Paciência, representada pelos sienitos dos plutonitos Serra Branca e Morro do Quilombo, indica que o fracionamento de feldspatos a partir de um magma mantélico primitivo é limitado. Uma possibilidade é que essas rochas tenham se originado de uma fonte do tipo minete (dique lamprofirico), livre de plagioclásio (Carvalho et al., 2014). A superposição dos sienitos do plutonito Serra Branca no campo dos minetes (Figura 6B) pode corroborar tal possibilidade. A coexistência de lamprófirios ultrapotássicos e sienitos tem sido observada no interior da Suíte Guanambi (Rosa, 1999; Paim, 2014).

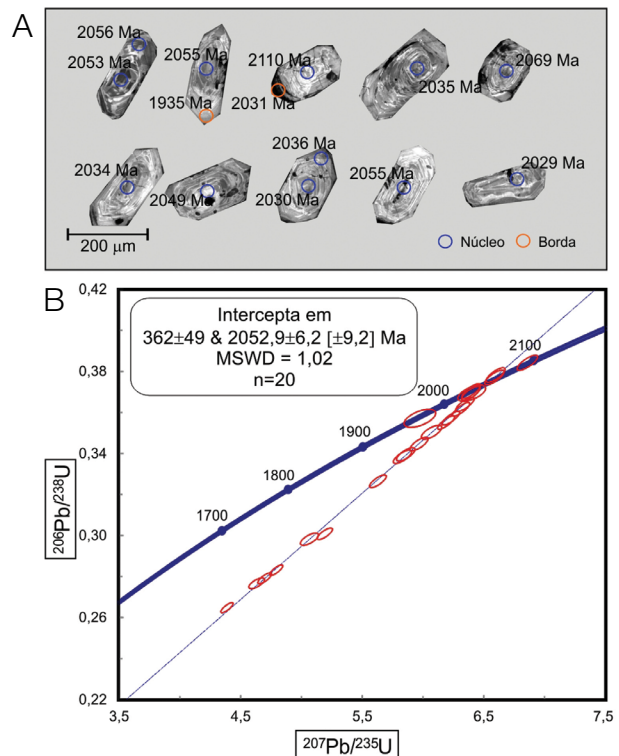
Scarrows et al. (2009) afirmam que processos de contaminação crustal em rochas potássicas shoshoníticas podem ser distinguidos haja vista alguns elementos traços. Segundo esses autores, fundidos derivados do manto metassomatizado com

pouca contaminação crustal apresentam baixo Cs (< 5 ppm) e alta razão Rb/Cs (> 40). De acordo com Zhang et al. (2008), baixas razões Th/Ce e a ausência de anomalias negativas de Eu sugerem baixa influência da contaminação crustal na modificação dos magmas parentais. Os valores médios de Cs e das razões Rb/Cs e Th/Ce são, respectivamente, 10,20 ppm, 35,40 e 0,29 para o plutonito Paciência; 4,80 ppm, 54,40 e 0,20 para o plutonito Morro do Quilombo; e 4,30 ppm, 53,40 e 0,11 para o plutonito Serra Branca. Esses resultados implicam baixa assimilação crustal para os quartzo-sienitos dos plutonitos Serra Branca e Morro do Quilombo quando comparados aos resultados para o plutonito Paciência, que indicam a participação mais significativa dos processos de contaminação crustal na geração de seu magma. A participação de processos de contaminação crustal na geração desses magmas é também corroborada pela razão Nb/Ta, que varia de 11,26 a 12,19 para o plutonito Paciência e de 9,93 a 12,00 e 11,11 a 15,00 para os plutonitos Morro do Quilombo e Serra Branca, respectivamente. Esses valores são muito inferiores aos estimados para magmas de derivação puramente mantélica (Nb/Ta ~17,15; Green, 1995) e revelam, dessa forma, a atuação de processos de assimilação crustal na geração de seus magmas.

A idade de cristalização de  $2053 \pm 6.2$  Ma, obtida para o monzonito do plutonito Paciência, é similar à idade obtida por



**Figura 8.** (A) Diagrama de ETR normalizados em relação a condrito (segundo Boynton, 1984). (B) Diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (segundo McDonough e Sun, 1995). Os campos em cinza correspondem à composição da Suíte Guanambi (compilado de Rosa, 1999; Santos et al., 2000; Paim, 2014).

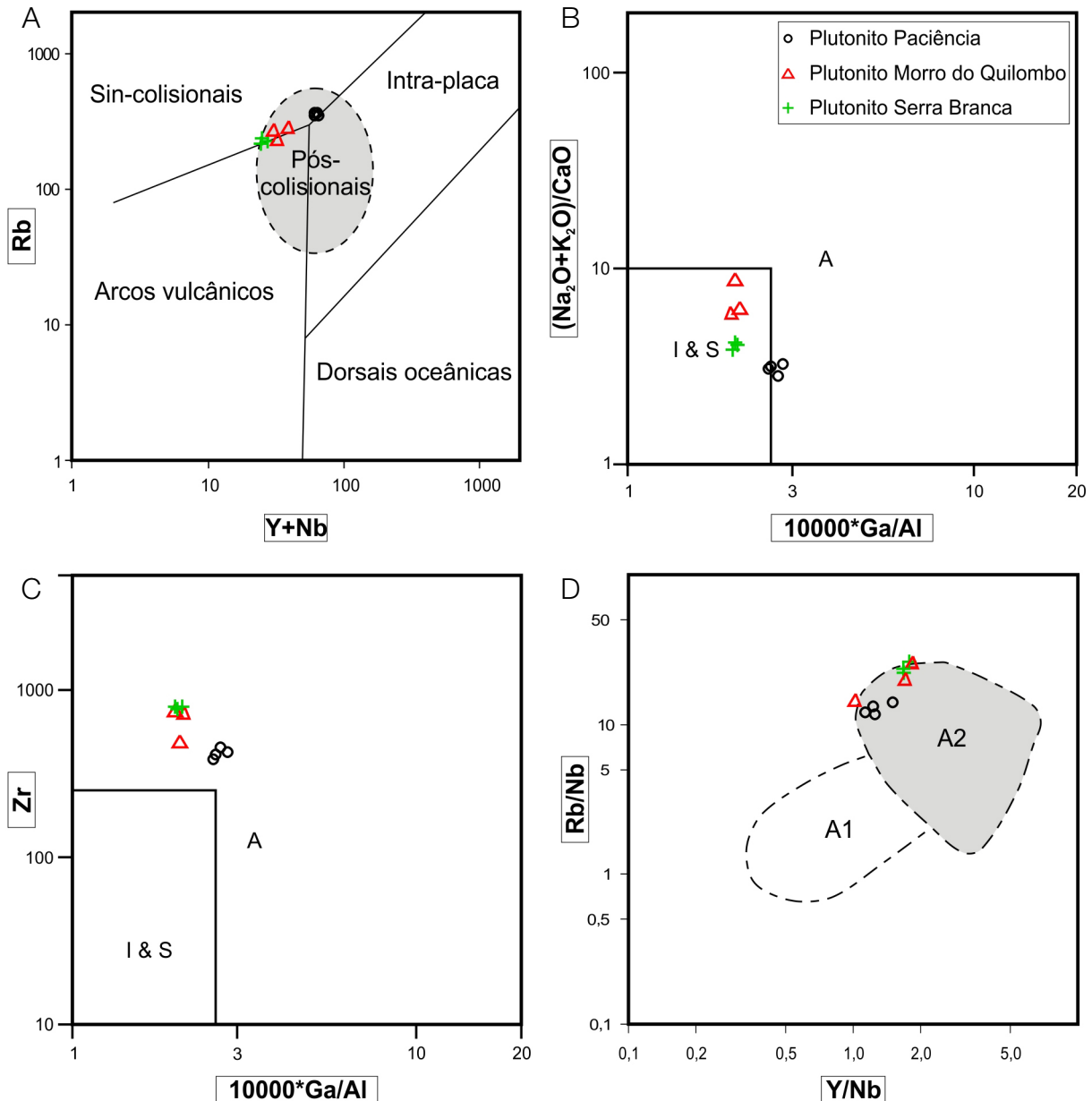


**Figura 9.** (A) Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão datados. (B) Diagrama concórdia para a amostra do plutonito Paciência (BTV-126).



Silva et al. (2016) para o plutonito Serra Branca, com cristalização em  $2050 \pm 10$  Ma. Além de os plutonitos apresentarem a mesma idade de cristalização, as semelhanças entre os diagramas multielementares para os diversos plutonitos que integram a Suíte Paciência atestam o caráter cogenético dessas rochas. Apesar da ausência de estudos isotópicos no escopo deste trabalho, os resultados de Silva et al. (2016) para um sienito do

plutonito Serra Branca, com  $\epsilon Nd = -10,88$  e  $T_{DM}$  de 2.89 Ga, indicam assinatura de fonte enriquecida e com participação de crosta arqueana para os magmas da Suíte Paciência. Essas características, somadas às assinaturas químicas, sugerem que as rochas que integram a Suíte Paciência foram geradas em um ambiente tectônico pós-colisional, mediante a fusão parcial do manto litosférico enriquecido por processos de subducção com



I & S: granitoides dos tipos I e S; A: granitoides do tipo A; A1: granitoides intraplacas relacionados à fonte derivada de magma basáltico do tipo basalto de ilhas oceânicas (OIB); A2: granitoides pós-tectônicos relacionados à fonte litosférica subcontinental ou da crosta inferior.

**Figura 10.** Diagramas de classificação geotectônica para a Suíte Paciência. (A) Diagrama Rb versus Y + Nb proposto por Pearce et al. (1984). Campo de granitoides pós-colisionais segundo Pearce (1996). (B) e (C) Diagramas de classificação de granitoides tipo I, S e A propostos por Whalen et al. (1987). (D) Subdivisão dos granitoides tipo A segundo Eby (1992).

posterior assimilação de material crustal, marcando os tempos finais da atuação do evento orogênico riaciano no interior do BIMA. As idades mais jovens obtidas em bordas sobrecrecidas dos zircões do plutonito Paciência apontam, a princípio, eventos posteriores que afetaram essas rochas.

Na porção oeste do bloco Gavião, os vários corpos plutônicos e batolíticos alcalinos que integram a Suíte Guanambi apresentam assinaturas químicas e isotópicas semelhantes às definidas para a Suíte Paciência (Figuras 5, 6, 7, 8, 10 e 11; Rosa et al., 1996; Rosa 1999; Santos et al., 2000; Paim, 2014). Além disso,

as idades U-Pb são semelhantes para ambas, com cristalização em aproximadamente 2,05 Ga (Figura 2). Na porção sul do paleocontinente São Francisco-Congo, rochas sieníticas de idade paleoproterozoica também são descritas no interior do Complexo Mantiqueira (Figura 1C), sendo este interpretado como um arco predominantemente continental, desenvolvido entre 2,22–2,05 Ga e intensamente retrabalhado no decorrer da orogênese Brasiliana (Pinto, 1995; Evangelista et al., 2000; Heilbron et al., 2010).

Posto isso, apesar de serem necessários estudos que permitam melhor correlação entre essas diversas suítes alcalinas paleoproterozoicas, é possível que essas assembleias rochosas alcalinas enriquecidas em potássio representem os estágios finais da evolução de um único grande arco continental desenvolvido nos estágios finais da estabilização do paleocontinente São Francisco-Congo.

## AGRADECIMENTOS

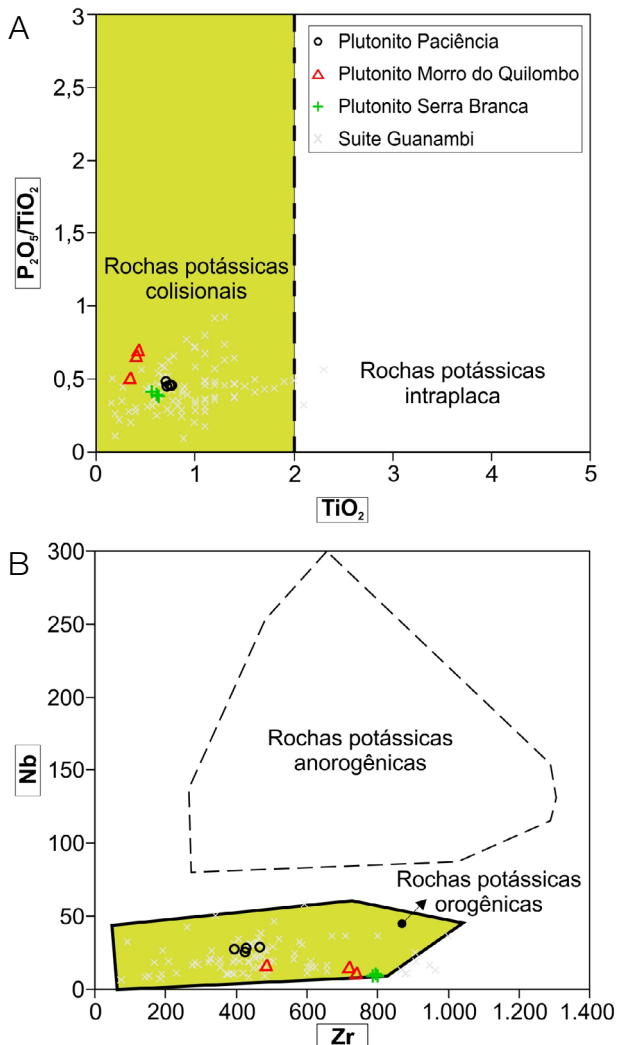
Os autores agradecem o suporte financeiro providenciado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) (CRA-APQ-00125-12) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), a concessão de uma bolsa de doutorado (S. M. Bersan). Ao Laboratório de Microscopia e Microanálises do DEGEO (laboratório integrante da RMic de Microscopia e Microanálises de Minas Gerais - FAPEMIG) pelo imageamento dos zircões. Agradecemos também aos revisores anônimos pelos comentários e sugestões que ajudaram a melhorar o conteúdo deste trabalho.

## REFERÊNCIAS

Alkmim, F. F. (2004). O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito-Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 17-35.

Alkmim, F. F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A. C., Peres, G. G., Cruz, S. C. P., Whittington, A. (2006). Kinematic Evolution of the Aracuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149, 43-64. DOI: 10.1016/j.precamres.2006.06.007

Alkmim, F. F., Teixeira, W. (2017). The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: M. Heilbron, U. G. Cordani, F. F. Alkmim (Eds.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Suíça: Springer International Publishing. p. 71-94.



**Figura 11.** (A) Diagrama  $P_2O_5/TiO_2 \times TiO_2$  (Foley et al., 1987) para distinção entre rochas potássicas/ultrapotássicas relacionadas a ambientes tectônicos colisionais e anorogênicos intraplaca. (B) Diagrama Nb/Zr proposto por Thompson e Fowler (1986) para rochas potássicas com  $SiO_2 < 60\%$ , com os campos de rochas orogênicas e relacionadas a processos de subducção, além de rochas anorogênicas não relacionadas no tempo e espaço à subducção.

- Barbosa, J. S., Sabaté, P. (2004). Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133(3), 1-27. DOI: doi:10.1016/j.precamres.2004.03.001
- Barbosa, N. S., Teixeira, W., Leal, L. R. B., Leal, A. B. M. (2013). Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. *Geologia USP. Série Científica*, 13(4), 63-88. <http://dx.doi.org/10.5327/Z1519-874X201300040004>
- Barker, F., Wones, D. R., Sharp, W. N., Desborough, G. A. (1975). The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research*, 2(2), 97-160. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(75\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(75)90001-7)
- Bersan, S. M. (2015). *Análise estrutural do embasamento e da cobertura no extremo norte do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço*. Dissertação (Mestrado). Ouro Preto: Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto.
- Bersan, S. M., Danderfer, A., Lana, C. C., Abreu, F., Costa, A. F. O. (2016). Geocronologia e geoquímica do plutonito Confisco: implicações para a evolução paleoproterozoica do bloco Itacambira-Monte Azul. *XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais. Porto Alegre: SBG. Disponível em: <<http://cbg2017anais.siteoficial.ws/anais48cbgcompleto.pdf>>. Acesso em: 19 jan. 2017.
- Bertoldo, A. L. (1993). *Comportamento estrutural dos supergrupos São Francisco e Espinhaço e do embasamento entre a serra do Espinhaço setentrional e as serras de Monte Alto (BA) e Central (MG)*. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Black, R., Liegeois, J. P. (1993). Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle; the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society of London*, 150, 89-98. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.1.0088>
- Bonin, B. (1990). From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25, 261-270. DOI: 10.1002/gj.3350250309
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S. (1998). Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 45(1-4), 45-70. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00025-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00025-5)
- Boynton, W. V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Science. p. 63-114.
- Brito Neves, B. B. (2011). The Paleoproterozoic in the South American Continent: Diversity in the Geological time. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 270-286. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.004>
- Brown, P. E., Becker, S. M. (1986). Fractionation, hybridisation and magma-mixing in the Kialineq centre East Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 57-70.
- Carvalho, B. B., Janasi, V. A., Henrique-Pinto, R. (2014). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil. *Lithos*, 205, 39-59. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.016>
- Castillo, P. R., Newhall, C. G. (2004). Geochemical constraints on possible subduction components in lavas of Mayon and Taal volcanoes, southern Luzon, Philippines. *Journal of Petrology*, 45, 1089-1108. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egh005>
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83, 1-26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R., Chappell, B. W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200.
- Conceição, H. (1993). Petrology of the syenites from Salvador-Curaçá Mobile Belt (Bahia-Brazil): Geodynamic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65, 17-32.
- Conticelli, S., Carlson, R. W., Widom, E., Serri, G. (2007). Chemical and isotopic composition (Os, Pb, Nd, and Sr) of Neogene to Quaternary calc-alkalic, shoshonitic and ultrapotassic mafic rocks from the Italian Peninsula: inferences on the nature of their mantle sources. In: L. Beccaluva, G. Biachini, M. Wilson (Eds.). *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*, 418. Boulder, Colorado: Geological Society of America. p. 171-202.
- Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelevic, D., Venturelli, G. (2009). Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calcalkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, 107, 68-92. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.016>

- Crocchio-Rodrigues, F. A., Guimarães, M. L. V., Abreu, F. R., Belo de Oliveira, O. A., Greco, F. M. (1993). Evolução tectônica do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroco e Porteirinha (MG). *IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Resumos, 212-216. Belo Horizonte: SBG.
- Cruz, S. C. P., Barbosa, J. S. F., Pinto, M. S., Peucat, J. J., Paquette, J. L., Santos de Souza, J., De Souza Martins, V., Chemale Júnior, F., Carneiro, M. A. (2016). The Siderian-Orosirian magmatism in the Archean Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 43-79. DOI: 10.1016/j.jsames.2016.02.007
- Dorais, M. J. (1990). Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: evidence for origin of silica-saturated alkaline rocks. *American Mineralogist*, 75, 1092-1105.
- Drumond, J. B. V., von Sperling, E., Raposo, F. O. (1980). *Projeto Porteirinha-Monte Azul*, 559. Belo Horizonte: DNPM-CPRM.
- Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7), 641-644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0641:CSOTAT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0641:CSOTAT%3E2.3.CO;2)
- Evangelista, H. J., Peres, G. G., Macambira, M. J. B. (2000). Pb/Pb single-zircon dating of paleoproterozoic calc-alkaline/alkaline magmatism in the southeastern São Francisco craton region, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 174-176.
- Foley, S. (1992). Petrological characterization of the source components of potassic magmas: Geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28, 187-204. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90006-K](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90006-K)
- Foley, S., Venturelli, G., Green, D. H., Toscani, L. (1987). The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Reviews*, 24, 81-134. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8)
- Fonseca, E., Lobato, L. M., Baars, F. J. (1996). Evolução geoquímica do Grupo Riacho dos Machados, portador de mineralização aurífera. *Geochimica Brasiliensis*, 10(2), 417-442.
- 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. DOI: 10.1093/petrology/42.11.2033
- Green, T. H. (1995). Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120, 347-359. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00145-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00145-X)
- Grossi-Sad, J. H., Lobato, L. M., Pedrosa-Soares, A. C., Soares Filho, B. S. (1997). *Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos)*, 2693. Belo Horizonte: COMIG.
- Guimarães, M. L. V., Crocchio-Rodrigues, F. A., Abreu, F. R., Belo de Oliveira, O. A., Greco, F. M. (1993). Geologia do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroco e Porteirinha (MG). *IV Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos*, Resumos, 74-78. Belo Horizonte: SBG.
- Heilbron, M., Cordani, U. G., Alkmim, F. (2017). The São Francisco craton and its margins. In: M. Heilbron, U. G. Cordani, F. F. Alkmim (Eds.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Gewerbestrasse, Switzerland: Springer International Publishing. p. 3-13.
- 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 Research*, 178, 136-148. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.002>
- Huang, W. L., Wyllie, P. J. (1975). Melting reaction in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub> to 35 kilobars, dry and with excess water. *Journal of Geology*, 83, 737-748. <http://dx.doi.org/10.1086/628165>
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Janousek, V., Farrow, C. M., Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Knauer, L. G., Silva, L. L., Souza, F. B. B., Silva, L. R., Carmo, R. C. (2007). Folha Monte Azul, SD.23-Z-D-II, 1:100.000. Belo Horizonte, UFMG/CPRM, 72p.
- Litvinovsky, B. A., Jahn, B. M., Zandvilevich, A. N., Saunders, A., Poulain, S., Kuzmin, D. V., Reichow, M. K., Titov, A. V. (2002). Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. *Chemical Geology*, 189, 105-133. DOI: 10.1016/S0009-2541(02)00142-0

- Lubala, R. T., Frick, C., Rogers, J. H., Walraven, F. (1994). Petrogenesis of syenites and granites of the Schiel Alkaline complex, Northern Transvaal, South Africa. *Journal of Geology*, 102, 307-316. <https://doi.org/10.1086/629673>
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2)
- McDonough, W. F., Sun, S. S. (1995). Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Miller, C., Schuster, R., Klötzli, U., Frank, W., Purtscheller, F. (1999). Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40, 1399-1424. <https://doi.org/10.1093/ptroj/40.9.1399>
- Nedelec, A., Stephens, W. E., Fallick, A. E. (1995). The Panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *Journal of Petrology*, 36, 1367-1391. <https://doi.org/10.1093/ptrology/36.5.1367>
- Noce, C. M., Pedrosa-Soares, A. C., Silva, L. C., Armstrong, R., Piuzana, D. (2007). Evolution of polycyclic basement complexes in Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159, 60-78. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.06.001>
- Paim, M. M. (2014). *Maçço de Cara Suja: Expressão do magmatismo alcalino potássico pós-colisional no sudoeste da Bahia*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia.
- Paim, M. M., Rosa, M. L. S., Conceição, H., Oberli, F., Meier, M., Martin, H., Bastos Leal, L. R., Santos, E. B., Leahy, G. A. S. (1999a). Geochronological data of Cara Suja syenitic intrusion, southwestern of Bahia State (Brazil). *II South American Symposium on Isotope Geology*, Actas, 94-97. Cordoba, Argentina.
- Paim, M. M., Rosa, M. L. S., Conceição, H., Santos, E. B., Bastos Leal, L. R. (1999b). Aspectos geoquímicos dos lamprófiros (minettes) associados ao maço sienítico de Cara Suja-Sudoeste da Bahia. *V Congresso de Geoquímica dos Países Língua Portuguesa e VII Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 566-568. Porto Seguro: SBGq.
- Pearce, J. A., Harris, N. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pearce, J. A. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125
- Pinto, C. P. (1995). *Petrologia de Rochas Alcalinas, Cálcio-alcalinas e Toleíticas da Serra da Mantiqueira em Minas Gerais, Brasil*. Dissertação (Mestrado). Belo Horizonte: Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.
- Rickwood, P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5)
- Riishuus, M. S., Peate, D. W., Tegner, C., Wilson, J. R., Brooks, C. K., Waight, T. E. (2005). Petrogenesis of syenites at a rifted continental margin: origin, contamination and interaction of alkaline mafic and felsic magmas in the Astrophyllite Bay Complex, East Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 350-371. DOI: 10.1007/s00410-005-0655-x
- Rock, N. M. S. (1991). *Lamprophyres*. Glasgow: Blackie.
- Rosa, M. L. S. (1999). *Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia)*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia.
- Rosa, M. L. S., Conceição, H., Oberli, F., Meier, M., Martin, H., Macambira, M. J. B., Santos, E. B., Paim, M. M., Leahy, G. A. S., Leal, L. R. B. (2000). Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi batolith, southwestern Bahia State (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 62-65.
- Rosa, M. L. S., Conceição, H., Paim, M. M., Santos, E. B., Alves da Silva, F. C., Leahy, G. A. S., Bastos Leal, L. R. (1996). Magmatismo potássico/ultrapotássico pós a tardi-orogênico (associado a subducção) no oeste da Bahia: Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi-Urandi e os Sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis*, 10(1), 27-42. <http://dx.doi.org/10.21715/gb.v10i1.96>
- Santos, E. B., Rosa, M. L. S., Conceição, H., Macambira, M. J. B., Scheller, T., Paim, M. M., Leahy, G. A. S. (2000). Magmatismo alcalino-potássico paleoproterozoico no SW da Bahia e NE de Minas Gerais, Maço do Estreito: Geologia, idade, petrografia e litogeoquímica. *Geochimica Brasiliensis*, 14(2), 249-267. <http://dx.doi.org/10.21715/gb.v14i2.179>

- Santos, M. M., Lana, C., Scholz, R., Buick, I., Schmitz, M. D., Kamo, S. L., Gerdes, A., Corfu, F., Tapster, S., Lancaster, P., Storey, C. D., Basei, M. A. S., Tohver, E., Alkmim, A., Nalini, H., Krambrock, K., Fantini, C., Wiedenbeck, M. (2017). A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 41(3), 335-358. DOI: 10.1111/ggr.12167
- Scarrow, J. H., Bea, F., Montero, P., Molina, J. F. (2009). Shoshonites, vaugnerites and potassic lamprophyres: similarities and differences between 'ultra' and high-K rocks. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 99, 159-175. DOI: 10.1017/S1755691009008032
- Sheppard, S. (1995). Hybridization of shoshonitic lamprophyre and calc-alkaline granite magma in the Early Proterozoic Mt. Bundey igneous suite, Northern Territory. *Australian Journal of Earth Sciences*, 42, 173-185. <https://doi.org/10.1080/08120099508728190>
- Silva, L. C., Armstrong, R., Noce, C. M., Carneiro, M. A., Pimentel, M. M., Pedrosa-Soares, A. C., Leite, C. A., Vieira, V. S., Silva, M. A., Paes, V. J. C., Cardoso Filho, J. M. (2002). Reavaliação da evolução geológica em terrenos pre-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(4), 513-528.
- Silva, L. C., Pedrosa-Soares, A. C., Armstrong, R., Pinto, C. P., Magalhaes, J. T. R., Pinheiro, M. A. P., Santos, G. G. (2016). Disclosing the paleoarchean to ediacaran history of the São Francisco craton basement: The Porteirinha domain (northern Araçuaí orogeny), Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 50-67. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.12.002>
- Sylvester, P. J. (1989). Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97, 261-280. <https://doi.org/10.1086/629302>
- Teixeira, W., Ávila, C. A., Dussin, I. A., Corrêa Neto, A. V., 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.009>
- Teixeira, W., Oliveira, E. P., Marques, L. S. (2017). Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: M. Heilbron, U. G. Cordani, F. F. Alkmim (Eds.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Gewerbestrasse, Switzerland: Springer International Publishing. p. 29-56.
- Thompson, R. N., Fowler, M. B. (1986). Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from Scottish Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 507-522.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., Deng, W. (1996). Post-collision, Shoshonitic Volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37, 45-71. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45>
- van Achterbergh, E., Ryan, C. G., Jackson, S. E., Griffin, W. (2001). Appendix III. Data reduction software for LAICP-MS. In: P. Sylvester (Ed.). *Laser-ablation-ICP-MS in the Earth sciences, principles and applications. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series*, 29, 239-243.
- 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. DOI: 10.1007/BF00402202
- Yang, J. H., Chung, S. L., Wilde, S. A., Wu, F. Y., Chu, M. F., Lo, C. H., Fan, H. R. (2005). Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd–Sr isotopic evidence. *Chemical Geology*, 214, 99-125. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.08.053>
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Wilde, S. A., Chen, F., Liu, X. M., Xie, L. W. (2008). Petrogenesis of an Alkali syenite–granite–rhyolite suite in the Yanshan Fold and Thrust Belt, Eastern North China Craton: geochronological, geochemical and Nd–Sr–Hf isotopic evidence for lithospheric thinning. *Journal of Petrology*, 49, 315-351. DOI: 10.1093/petrology/egm083
- Zhang, Z., Xiao, X., Wang, J., Wang, Y., Kusky, T. M. (2008). Post-collisional Plio-Pleistocene shoshonitic volcanism in the western Kunlun Mountains, NW China: geochemical constraints on mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 379-403. DOI: 10.1016/j.jseas.2007.06.003
- Zhao, J. X., Shiraishi, K., Ellis, D. J., Sheraton, J. W. (1995). Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamoto Mountains, East Antarctica: implication for the origin of syenitic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 1363-1382. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00050-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00050-A)