Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia

Sandro Lúcio Mauri Ferreira

O Complexo Juiz de Fora na região de Pedra Dourada (MG): litogeoquímica, geocronologia U-Pb, isótopos de Sm-Nd e Sr e implicações na formação do Paleocontinente São Francisco

Rio de Janeiro
2022

Sandro Lúcio Mauri Ferreira

O Complexo Juiz de Fora na região de Pedra Dourada (MG): litogeoquímica, geocronologia U-Pb, isótopos de Sm-Nd e Sr e implicações na formação do Paleocontinente São Francisco

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Orientadora: Prof.ª Drª. Monica Heilbron

Coorientadores: Prof. Dr. Rodson de Abreu Marques

Prof. Dr. Henrique Bruno

Rio de Janeiro

2022

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

F383 Ferreira, Sandro Lúcio Mauri.
O Complexo Juiz de Fora na região de Pedra Dourada (MG): litogeoquímica, geocronologia U-Pb, isótopos de Sm-Nd e Sr e implicações na formação do Paleocontinente São Francisco / Sandro Lúcio Mauri Ferreira. – 2022.
125 f., il.

Orientadora: Monica Heilbron.
Coorientadores: Rodson de Abreu Marques e Henrique Bruno.
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estratigráfica – Teses. 2. Petrografia – Teses. 3. Geocronologia - Juiz de Fora (MG) – Teses. 4. Isótopos – Teses. I. Heilbron, Monica. II. Marques, Rodson de Abreu. III. Bruno, Henrique. IV. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. V. Título.

CDU 551.243(815.1)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

_____ _____

Assinatura Data

Sandro Lúcio Mauri Ferreira

O Complexo Juiz de Fora na região de Pedra Dourada (MG): litogeoquímica, geocronologia U-Pb, isótopos de Sm-Nd e Sr e implicações na formação do Paleocontinente São Francisco

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Aprovada em 21 de fevereiro de 2022.

Orientadora: Prof.ª Dr.ª Monica Heilbron
Departamento de Geologia Regional e Geotectônica – UERJ

Coorientadores: Prof. Dr. Rodson de Abreu Marques
Universidade Federal de Ouro Preto

Prof. Dr. Henrique Bruno
Departamento de Geologia Regional e Geotectônica – UERJ

Banca Examinadora:

_____

Prof. Dr. Tiago Amâncio Novo
Universidade Federal de Minas Gerais

_____

Prof. Dr. Miguel Antônio Tupinambá
Departamento de Geologia Regional e Geotectônica – UERJ

_____

Prof. Dr. Ciro Alexandre Ávila
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro
2022

DEDICATÓRIA

Aos meus avós, Anilda, Sílvio, Sant’ana (*in memorian*) e Guido.

AGRADECIMENTOS

À minha orientadora, Prof.ª Monica, pela confiança em mim depositada desde o início, por toda a atenção e conversas sempre construtivas e agradáveis. Sua paixão pela profissão e a forma como fala e faz Geologia muito me inspiram. Ao Prof. Rodson, meu coorientador e amigo, agradeço pelo apoio e atenção desde os tempos de UFES, e por sempre me instigar a ir mais longe. Ao Prof. Henrique, também meu coorientador, agradeço pela imensa ajuda com os dados de litogeoquímica e U-Pb, pela paciência e atenção, pelas sempre excelentes sugestões para o projeto. Sem a sua colaboração este trabalho não seria o mesmo.

Aos meus familiares por todo apoio, especialmente meus pais, Ana Lúcia e Wilson, meus irmãos, Silvoney, Lauriana e Luciana. Tendo mudado de cidade e estado, senti muita falta de estar com todos vocês neste período. Amo vocês. Aos meus antigos amigos da UFES (especialmente João Pedro Inácio, Brian Siqueira, Mateus Mombrini, Gabriel Julião e Wellington Oliveira), e os novos aqui da UERJ (especialmente Teo e Iago). Mesmo sendo as interações e a proximidade física algo complicado nestes tempos de pandemia e isolamento social, a interação (virtual) com vocês foi essencial para a minha caminhada neste período.

Ao Matheus Alves pela ajuda nos trabalhos de campo, o pessoal do LGPA (UERJ) e LPA (UFES) pela ajuda com a preparação das amostras, ao Raimundo pela confecção dos *mounts* de zircão, ao Felipe pela ajuda nas análises U-Pb e no Isoplot, à Carla, Gilberto e Cláudio do LAGIR, pela ajuda nas análises de Sm-Nd e Sr. À Marianni, pela eterna prontidão em ajudar nas questões e dúvidas burocráticas. Aos docentes do PPGG que muito ajudaram no meu crescimento. Ao Samuel pelas sempre empolgantes conversas de dois apaixonados pela geologia, pelas sempre valiosas dicas que muito me ajudaram a de enxergar melhor essa ciência e a crescer como profissional pesquisador.

À CAPES pela bolsa de mestrado fornecida ao longo deste período de 1 ano de trabalho, essencial para a manutenção da minha estadia aqui no RJ durante todo o tempo em que me dediquei à esta dissertação.

Ao CNPQ e a FAPERJ que, pelos projetos coordenados pela Prof.ª Monica, custearam as atividades de campo, a prepação de amostras e as análises litogeoquímicas, geocronológicas e isotópicas.

The Earth has music for those who listen.

George Santayna

RESUMO

FERREIRA, Sandro Lúcio Mauri. *O Complexo Juiz de Fora na região de Pedra Dourada (MG)*: litogeoquímica, geocronologia U-Pb, isótopos de Sm-Nd e Sr e implicações na formação do Paleocontinente São Francisco. 2022. 125 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

O Complexo Juiz de Fora (CJF) compreende ortognaisses e ortogranulitos Paleoproterozoicos com uma ampla variação composicional, interpretados como produto de um arco edificado entre o Sideriano e o Orosiniano (dentro do Sistema Orogênico Minas-Bahia) e relacionado a formação do Paleocontinente São Francisco. Este trabalho apresenta dados inéditos de geocronologia U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS) combinados com isótopos de Sm-Nd e Sr, litogeoquímica, petrografia e observações de campo para o CJF na região de Pedra Dourada (MG). Os dados permitem o reconhecimento de dois litotipos principais: O ortogranulito félsico, litotipo predominante, possui conteúdos intermediários de SiO_2, alto Ba, Sr, Mg#, alta razão La/Yb_N e baixa razão Na_2O/K_2O, sendo estas características compatíveis com a de sanukitoides. Apresentam idades de cristalização de 2175 Ma e valores de $\varepsilon Nd_{(t)}$ entre -4,0 e +0,5, T_{DMs} entre 2,57 e 2,12 Ga e razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,6937 e 0,7137, informando assinaturas moderadamente juvenis a ligeiramente evoluídas, sugerindo a origem em magmas na fusão de um manto híbrido extensivamente modificado pela assimilação de material crustal (fluídos, sedimentos, *melt*) por um longo período de subducção e/ou por subducções anteriores. O ortogranulito máfico, litotipo subordinado, apresenta composição gabroica, alto enriquecimento em REEs e forte anomalia negativa de Eu, é classificado como um OIB. Foi cristalizado em 2101 Ma e, os dados isotópicos (com $\varepsilon Nd_{(t)}$ igual a -5,5, T_{DM} de 2,61 Ga e razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ igual a 0,7020) sugerem significativa contribuição de fontes crustais e a origem desta rocha em um ambiente de arco por meio de um *slab-window*. Tanto o ortogranulito máfico como o ortogranulito félsico exibem paragêneses de pico metamórfico com Opx + Cpx + Pl estáveis, sendo obtida para este retrabalhamento Neoproterozoico idades entre 581 e 605 Ma, compatível com a colisão do Paleocontinente São Francisco com o Sistema de Arco Interno durante o desenvolvimento das orogenias Brasilianas/Pan-Africanas. A predominância de ortogranulitos félsicos com assinatura sanukitoide na região estudada sugere que a geração de sanukitoides pode ter sido bem mais expressiva nas porções mais centrais e setentrionais do CJF que nas porções mais meridionais do mesmo, onde sanukitoides são descritos como componentes subordinados. Por fim, no sul do Paleocontinente São Francisco, a associação de sanukitoides com outras rochas de arco magmático sugerem o desenvolvimento de um complexo e prolongado sistema orogênico similar aos observados na moderna tectônica de placas.

Palavras-chave: Complexo Juiz de Fora. Riaciano. Sanukitoides. Ortogranulitos. Sistema Orogênico Minas-Bahia. Paleocontinente São Francisco.

ABSTRACT

FERREIRA, Sandro Lúcio Mauri. *The Juiz de Fora Complex in the Pedra Dourada region (MG):* lithogeochemistry, zircon U-Pb geochronology, Sm-Nd and Sr isotopes, and implications for the formation of the São Francisco Paleocontinent. 2022. 125 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

The Juiz de Fora Complex (CJF) comprises Paleoproterozoic orthogneisses and orthogranulites with a wide compositional variation, interpreted as a product of an arc built between the Siderian and Orosirian (within the Minas-Bahia Orogenic System) and related to the formation of the São Francisco Paleocontinent. This work presents inedited data from zircon U-Pb geochronology (LA-MC-ICP-MS) combined with Sm-Nd and Sr isotopes, lithogeochemistry, petrography, and field observations for the CJF in the region of Pedra Dourada (MG). The data allow the recognition of two main lithotypes: felsic orthogranulite and mafic orthogranulite. The felsic orthogranulite, the predominant lithotype, has intermediate contents of SiO_2, high Ba, Sr, Mg#, high La/Yb_N ratio, and low Na_2O/K_2O ratio, and these characteristics are compatible with those of sanukitoid rocks. They present crystallization ages of 2175 Ma and initial εNd values between -4.0 and +0.5, T_{DM} ages between 2.57 and 2.12 Ga and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios between 0.6937 and 0.7137, informing moderately juvenile signatures to slightly evolved, suggesting the origin of magmas originating from a hybrid mantle extensively modified by the assimilation of crustal material (fluids, sediments, melts) by a long period of subduction and/or by previous subductions. The mafic orthogranulite, lithotype of a subordinate character, presents gabbroic composition, high enrichment in REEs, and provides negative Eu anomaly, it is classified as an OIB. It was crystallized in 2101 Ma and the isotopic data (with initial εNd equal to -5.5, T_{DM} of 2.61 Ga and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio equal to 0.7020) suggest a significant contribution from sources crustal rocks and the origin of this rock in an arc environment through a slab-window. Both mafic orthogranulite and felsic orthogranulite exhibit metamorphic peak paragenesis with Opx + Cpx + Pl with ages between 581 and 605 Ma being obtained for this Neoproterozoic reworking, compatible with the collision of the São Francisco Paleocontinent with the of Inner Arc System during the development of the Brasiliano/Pan-African orogenies. The predominance of felsic orthogranulites with sanukitoid signature in the studied region suggests that the generation of sanukitoid rocks may have been much more expressive in the more central and northern portions of the CJF than in the southernmost portions of it, where sanukitoid rocks are described as subordinate components. Finally, In the southeast of the São Francisco Paleocontinent, the association of sanukitoid rocks with other magmatic arc rocks points to a complex and prolonged Rhyacian accretionary system similar to modern plate tectonics.

Keywords: Juiz de Fora Complex. Rhyacian. Sanukitoid rocks. Ortogranulites. Minas-Bahia Orogenic System. São Francisco Paleocontinent.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização e principais vias de acesso da área de estudo 17

Figura 2 – Compartimentação tectônica do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana e do Gondwana Ocidental 20

Figura 3 – Os componentes tectônicos do Sistema Orogênico Minas-Bahia no Paleocontinente São Francisco e sua contraparte africana 23

Figura 4 – Modelo simplificado da evolução geotectônica do Sistema Orogênico Minas-Bahia 24

Figura 5 – Compartimentação tectônica do segmento central do Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira 27

Figura 6 – Modelo geotectônico simplificado para a evolução do segmento central do Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira 30

Figura 7 – Mapa e perfil geológico da área de estudo, com a localização das estações de campo e das amostras investigadas por petrografia, litogeoquímica, isótopos de Sm-Nd e Sr, e geocronologia U-Pb em zircão 46

Figura 8 – Principais aspectos de campo e petrografia dos ortogranulitos félsicos 48

Figura 9 – Principais aspectos de campo e petrografia dos ortogranulitos máficos 50

Figura 10 – Diagramas de classificação litogeoquímica e ambientação tectônica 54

Figura 11 – Padrões de elementos terras raras (REEs) dos ortogranulitos félsicos 55

Figura 12 – Diagramas de classificação litogeoquímica e ambientação tectônica para o ortogranulito máfico 56

Figura 13 – Padrões de elementos terras raras (REEs) do ortogranulito máfico 56

Figura 14 – Morfologia e texturas de grãos de zircão representativos e idades discordantes obtidas para a amostra CA-01 (ortogranulito máfico) 58
Figura 15 – Morfologia e texturas de grãos de zircão representativos e idades discordantes obtidos para a amostra CA-14 (ortogranulito félsico) 59
Figura 16 – Morfologia e texturas de grãos de zircão representativos e idades discordantes obtidos para a amostra CA-17 (ortogranulito félsico) 60
Figura 17 – Evolução isotópica de Sm-Nd e Sr dos ortogranulitos félsicos e ortogranulitos máficos 62
Figura 18 – Integração e síntese da evolução do Complexo Juiz de Fora 69

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Síntese de dados de geocronologia U-Pb em zircão e geologia isotópica (Sm-Nd e Sr) do Complexo Juiz de Fora 36

Tabela 2 – Relação de pontos visitados, amostras coletadas e respectivos litotipos amostrados, secções delgadas de rocha produzidas e descritas e análises de litogeoquímica, geologia isotópica e geocronologia U-Pb em zircão 40

Tabela 3 – Composição modal (% em volume, intervalos obtidos a partir dos valores mínimos e máximos da média aritimética de 10 visadas para cada lâmina descrita) dos litotipos estudados 46

Tabela 4 – Dados analíticos de litogeoquímica – elementos maiores (% em peso), menores e traço (em ppm) obtidos para os ortogranulitos félsicos e para o ortogranulito máfico 53

Tabela 5 – Síntese dos resultados de geocronologia U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS): idades de cristalização magmática e de metamorfismo e razões Th/U obtidas para os diferentes domínios de zircão em cada uma das amostras datadas 57

Tabela 6 – Resultados analíticos das análises isotópicas de Sm-Nd e Sr em rocha total e parâmetro petrogenético ε_{Nd}, idades modelos (T_{DM} e T_{CHUR}) e razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ obtidas para cada uma das amostras estudadas 61

Tabela 7 – Sintese dos dados obtidos (classificação petrográfica, classificação química e tectônica, geocronologia e isotópicos) e principais interpretações geodinâmicas das rochas estudadas ... 63

Tabela 8 – Comparação da média aritimética e desvio padrão da composição química dos ortogranulitos félsicos com a composição típica de rochas sanukitoides descritos por Heilimo *et al.* (2010) 65

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	13
1	**OBJETIVOS, ÁREA DE ESTUDO E ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO**	15
1.1	**Objetivos**	15
1.2	**Área de Estudo**	16
1.2.1	Localização e vias de acesso	16
1.2.2	Aspectos Fisiográficos	17
1.3	**Estrutura da Dissertação**	18
2	**GEOLOGIA REGIONAL**	20
2.1	**Contexto Geológico e Tectônico**	20
2.2	**O Sistema Orogênico Minas-Bahia**	22
2.2.1	O Segmento Bahia	23
2.2.2	O Segmento Minas	25
2.3	**O Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira**	26
2.3.1	Compartimentação tectônica	28
2.3.2	Modelo de evolução Geodinâmica	29
2.4	**O Complexo Juiz de Fora**	31
2.4.1	Terminologias	31
2.4.2	Unidades Correlatas	32
2.4.3	Atual estado da arte	34
3	**METODOLOGIA**	38
3.1	**Levantamento Bibliográfico e Cartográfico**	38
3.2	**Levantamento de Campo e Amostragem**	39
3.3	**Petrografia**	39
3.4	**Litogeoquímica**	41
3.5	**Geocronologia U-Pb em zircão**	42
3.6	**Geologia Isotópica de Sm-Nd e Sr em rocha total**	43
4	**RESULTADOS**	45
4.1	**Observações de Campo e Petrografia**	45
4.1.1	Ortogranulito Félsico	47

4.1.2 Ortogranulito Máfico 49
4.2 **Litogeoquímica** 52
4.2.1 Ortogranulitos félsicos 52
4.2.2 Ortogranulito máfico 55
4.3 **Geocronologia U-Pb em zircão** 56
4.3.1 Amostra CA-01 (ortogranulito máfico) 57
4.3.2 Amostra CA-14 (ortogranulito félsico) 58
4.3.3 Amostra CA-17 (ortogranulito félsico) 59
4.4 **Isótopos de Sm-Nd e Sr** 61
5 **DISCUSSÕES** 63
5.1 **Implicações Petrogenéticas** 64
5.1.1 Ortogranulitos félsicos (sanukitoides) 64
5.1.2 Ortogranulito máfico (OIB) 66
5.2 **Implicações geodinâmicas na evolução do Complexo Juiz de Fora** . 68
5.2.1 Evolução Paleoproterozoica 68
5.2.2 Retrabalhamento Neoproterozoico 70
CONSIDERAÇÕES FINAIS 72
REFERÊNCIAS 74
APÊNDICE A – Manuscrito do artigo "*Rhyacian magmatic arc rocks with sanukitoid geochemical signature from the Juiz de Fora Complex, Minas-Bahia Orogenic System (SE- Brazil)*" 89
APÊNDICE B – Dados analíticos de grocronologia U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS 124

INTRODUÇÃO

O crescimento das massas continentais ao longo da história da Terra tem ocorrido principalmente por meio da adição de materiais derivados do manto (ditos juvenis) na crosta continental (CAWOOD *et al.*, 2009; 2013; HAWKESWORTH *et al.*, 2010). Condicionado pela evolução tectônica global, o magmatismo juvenil deu origem a produtos distintos ao longo do tempo geológico: as associações tonalito-trondhjemito-granodiorito (os TTGs), comuns ao Arqueano (CONDIE, 2005; MARTIN *et al.*, 2005; MOYEN e MARTIN, 2012; MOYEN e LAURENT, 2018); as associações basalto-andesito-dacito-riolito (as suítes BADRs) comuns aos éons Proterozoico e Fanerozoico (FOLEY *et al.*, 2002); e os sanukitoides, componente crustal juvenil subordinado, com características geoquímicas e geocronológicas intermediárias entre os TTGs e as suítes BADRs (STERN *et al.*, 1989; STERN e HANSON, 1991; MARTIN *et al.*, 2005; 2010; HEILIMO *et al.*, 2010; LAURENT *et al.*, 2013; 2014).

O magmatismo juvenil e os regimes tectônicos do Arqueano ainda não são bem entendidos, havendo grande discussões sobre modelos tectônicos estagnados e mobilísticos, horizontais, verticais e/ou mesmo mistos para este éon (COLLINS *et al.*, 1998; CONDIE, 2005; 2018; CONDIE e KRÖNER, 2008; O'NEILL e DEBAILLE, 2014; BEDARD, 2018; WINDLEY *et al.*, 2021). O início do regime tectônico atual (como e quando começou a moderna tectônica de placas) é outra questão em discussão. As rochas geradas na transição Arqueano/Paleoproterozoico evidenciam a ocorrência de grandes mudanças na Terra entre 3,0 e 2,0 Ga (MARTIN *et al.*, 2010; LAURENT *et al.*, 2014; CONDIE, 2018; WINDLEY *et al.*, 2021), de forma que, pelo menos a partir do Paleoproterozoico, os processos tectônicos atuantes já seriam bastante similares aos observados na moderna tectônica de placas (CONDIE e KRÖNER, 2008; MARTIN *et al.*, 2010; LAURENT *et al.*, 2014; TANG *et al.*, 2016; CONDIE, 2018; PALIN e SANTOSH, 2020; BRUNO *et al.*, 2021a; 2021b; WINDLEY *et al.*, 2021). Desta forma, também à partir do Paleoproterozoico, o desenvolvimento de orógenos acrescionários passou a constituir o principal mecanismo de criação de crosta continental juvenil (CAWOOD *et al.*, 2009).

O Sudeste do Brasil registra uma complexa evolução geotectônica Pré-Cambriana envolvendo ao menos dois eventos tectôno-termais distintos: um no Paleoproterozóico, com a formação da porção Mineira do Sistema Orogênico Minas-

Bahia na amalgamação do Paleocontinente São Francisco e do Supercontinente Colúmbia (HEILBRON *et al.*, 2010; 2017; ALKMIM e TEIXEIRA, 2017; DEGLER *et al.*, 2018; BRUNO *et al.*, 2020; 2021a; 2021b; ARAÚJO *et al.*, 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022); e outro no Neoproterozoico, congregando as orogenias Brasilianas/Pan-Africanas e relacionado à formação do Gondwana Ocidental (HEILBRON *et al.*, 2004; 2017; 2020a; 2020b; BRITO NEVES *et al.*, 2014). Desta forma, afloram na região rochas do embasamento Paleoproterozoico retrabalhado (os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, como *inliers*) justapostas tectonicamente com sequências supracrustais Neoproterozoicas, ambas metamorfizadas em alto grau e intrudidas por granitoides anatéticos brasilianos (HEILBRON *et al.*, 1998; 2010; 2017; 2020a).

Objeto de estudo da presente dissertação, o Complexo Juiz de Fora (CJF) compreende ortognaisses e ortogranulitos Paleoproterozoicos com uma ampla variação composicional, cuja origem remonta um ambiente de arco intra-oceânico (HEILBRON *et al.*, 1998; 2010; 2013a; DEGLER *et al.*, 2018; ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022). Tais rochas foram amalgamadas ao Complexo Mantiqueira durante a formação do Paleocontinente São Francisco (HEILBRON *et al.*, 2010; ALKMIM e TEIXEIRA, 2017; DEGLER *et al.*, 2018; ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022) e intensamente retrabalhadas durante o Neoproterozoico pelas orogenias Brasilianas/Pan-Africanas, na região representadas pelo Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira (MACHADO *et al.*, 1996; HEILBRON *et al.*, 1998; 2010; 2016; 2020a; SILVA *et al.*, 2002; ANDRÉ *et al.*, 2009; HEILBRON e MACHADO, 2003; DEGLER *et al.*, 2018; ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022). Considerando a grande extensão latitudinal do CJF (ca. 400 km), a presente dissertação dá ênfase à um segmento mais setentrional do CJF do que aquele investigado em trabalhos anteriores (HEILBRON *et al.*, 1997; 1998; 2010; 2013; DUARTE *et al.*, 1998; 2000; ANDRÉ *et al.*, 2009; ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022), na região de Pedra Dourada (no leste do estado de Minas Gerais). Esta dissertação apresenta dados inéditos de geocronologia U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS) combinados com isótopos de Sm-Nd e Sr, litogeoquímica, observações de campo e petrografia para o CJF, onde são caracterizadas associações de rochas Riacianas com assinaturas sanukitoide e OIB, relacionadas à edificação de um orógeno acrescionário Riaciano na formação do Paleocontinente São Francisco.

1 **OBJETIVOS, ÁREA DE ESTUDO E ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO**

O presente capítulo apresenta: *i*) os objetivos gerais e específicos da presente dissertação de mestrado; *ii*) a localização e as principais vias de acesso da área de estudo; e, por último, *iii*) a estrutura desta dissertação.

1.1 **Objetivos**

A presente dissertação de mestrado tem por objetivo geral a investigação da evolução geodinâmica e petrogenética do CJF nas proximidades de Pedra Dourada (MG) – região próxima à divisa dos estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo, no sudeste do Brasil. Para tanto, tem-se como objetivos específicos:

a) a integração de um mapa geológico regional para orientação do programa de amostragem das unidades de interesse;
b) a caracterização dos litotipos do CJF através de observações de campo e petrografia nas escalas macro e microscópica;
c) a classificação química, discriminação de séries magmáticas e ambientação tectônica de rochas do CJF através de análises de litogeoquímica;
d) a obtenção das idades de cristalização magmática, metamorfismo (e de possíveis heranças) com base em determinações geocronológicas U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS;
e) a caracterização isotópica (Sm-Nd e Sr) das rochas estudadas e cálculo de parâmetros petrogenéticos (ε_{Nd}, T_{DM} e razões isotópicas iniciais);
f) a integração e interpretação dos diferentes dados obtidos para o CJF e das implicações destes dados no entendimento da evolução do CJF na região de Pedra Dourada (MG);
g) a comparação dos dados obtidos com dados compilados de outros sanukitoides paleoproterozoicos do sul do Paleocontinente São Francisco, para o traçado de *insights* sobre a evolução geodinâmica regional.

1.2 **Área de Estudo**

1.2.1 Localização e vias de acesso

A área de estudo compreende a região de divisa entre os estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo, na região sudeste do Brasil (entre os meridianos 20°42'0''S e 21°00'0''S e os paralelos 41°57'0''W e 42°19'0W – Figura 1A). Abrange parte do município de Porciúncula, no extremo noroeste fluminense, e parte dos municípios de Pedra Dourada, Tombos Faria Lemos, Carangola, Vieiras e São Francisco do Glória (no no extremo leste Zona da Mata Mineira – Figura 1A).

Pedra Dourada (MG), município posicionado na porção mais central da área estudada, se distancia da cidade do Rio de Janeiro (RJ) em aproximadamente 390 km (por estradas asfaltadas) e, o acesso à região é facilitado por uma ampla rede de rodovias federais e estaduais pavimentadas e outras não-pavimentadas (Figura 1B). Para alcançar a cidade de Pedra Dourada (MG) saindo do centro da cidade do Rio de Janeiro (RJ) – percurso ilustrado na Figura 1B –, deve- se, inicialmente, seguir pela RJ-071 rumo a norte por aproximadamente 23 km até o Parque Duque (em Duque de Caxias-RJ). A partir daí, deve-se tomar a BR-040 e seguir (ainda rumo a norte) por aproximadamente mais 20 km até Jardim Primavera (ainda em Duque de Caxias-RJ), onde deve-se pegar a BR-493 e seguir pela mesma por cerca de 24 km rumo a Magé (RJ). Antes de chagar a Magé (RJ), deve-se sair da BR-493 e seguir pela BR-216 rumo à nordeste, por cerca de 237 km até a altura de Muriaé (MG). Em Muriaé, deve-se seguir pela BR-356 rumo à leste até o trevo da entrada de Patrocínio do Muriaé (MG) por aproximadamente 20 km. A partir daí, deve-se sair da BR-356 e pegar (à esquerda) a estrada de Eugenópolis-MG (RJ-230) e seguir pela mesma por aproximadamente 35 km, passando por Porciúncula (RJ). Ainda na RJ-230, cerca de 4 km depois de Porciúncula (rumo à Purilândia-RJ), deve-se entrar à esquerda na MG-111 (rumo à Tombos-MG) e seguir pela mesma por mais 12 km, passando por Tombos (MG) e seguindo até o trevo de Pedra Dourada. A partir daí, entrar à esquerda e seguir por mais 14 km de estrada asfaltada até Pedra Dourada (MG).

Figura 1 – Mapa de localização e das principais vias de acesso da área de estudo.

Legenda: (A) localização da área de estudo; (B) Percurso Rio de Janeiro (RJ) - Pedra Dourada (MG).
Fonte: O autor, 2021.

1.2.2 Aspectos fisiográficos

A região de estudo, localizada na porção centro-leste da Zona da Mata Mineira e no extremo noroeste fluminense, encontra-se, segundo o IBGE (1978), dentro da zona climática tropical, com climas tropical subquente úmido (com pelo menos 3 meses secos e temperaturas médias entre 15° e 18°C em pelo menos um mês do

ano) e tropical mesotérmico brando úmido (com até 3 meses secos e temperaturas médias entre 10° e 15°C em pelo menos 1 mês do ano). Os meses mais secos (e frios) são junho, julho e agosto, e os meses mais chuvosos (e também mais quentes), de novembro à março, com precipitação média anual que varia de 1000 a 1250 mm nas áreas de menor altitude, e de 1250 a 1500 mm nas áreas de maior altitude (NIMER, 1989).

Em relação à hidrografia, o principal rio que corta a região é o Rio Carangola, que abastece as cidades de Carangola, Faria Lemos, Tombos e Porciúncula. Também importantes são o Ribeirão São Mateus (que deságua no Rio Carangola nas proximidades da cidade de Faria Lemos), o Rio São João (que abastece Pedra Dourada e desagua no Rio Carangola dento da cidade de Tombos) e o Rio Gavião (que nasce nas proximidades de Vieiras e abastece Vieiras e Eugenópolis). Os dois maiores rios da região, os rios Carangola e Gavião, são tributários do Rio Muriaé, e este, por sua vez, deságua no Rio Paraíba do Sul. Em relação aos aspectos hidrogeológicos, a área encontra-se inteiramente dentro dos domínios hidrogeológicos metassedimentar/metavulcânico e vulcânico, ambos com baixa favorabilidade hidrogeológicas, com pequenos e descontínuos reservatórios em fraturas e fendas no substrato rochoso (BAPTISTA *et al.*, 2010; DINIZ *et al.*, 2014).

Do ponto de vista geomorfológico, por sua vez, a região encontra-se dentro do Domínio Geomorfológico das Unidades Denudacionais em Rochas Cristalinas ou Sedimentares, com porções mais montanhosas e com serras orientadas, circundadas por mares de morros e serras baixas (BAPTISTA *et al.*, 2010). Acumulações aluviais são de extenção restrita, e ocorrem sobretudo na calha dos rios Carangola e São João, bem como no Ribeirão São Mateus.

1.3 **Estrutura da Dissertação**

A presente dissertação encontra-se compartimentada em secções, cada uma delas com objetivos e abrangência distintos, a saber:

A secção INTRODUÇÃO contextualiza o tema e o problema de pesquisa abordado, bem como o objeto de estudo desta dissertação de mestrado.

A secção OBJETIVOS, ÁREA DE ESTUDO E ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO (esta secção) apresenta os objetivos gerais e específicos da dissertação, a localização geográfica, as principais vias de acesso e os principais aspectos fisiográficos da área de estudo e, por último, a estrutura da dissertação.

A secção GEOLOGIA REGIONAL constitui uma secção de revisão bibliográfica. Discorre sobre a contextualização geotectônica da área de estudo (a compartimentação e evolução geológica regional do sudeste brasileiro no Pré-Cambriano), bem como do significado do CJF.

A secção METODOLOGIA apresenta as técnicas de investigação aplicadas na presente dissertação (rotinas de coleta e preparação de amostras, laboratórios utilizados, bem como instrumentos, rotinas analíticas e ferramentas de controle analítico empregadas).

A secção RESULTADOS apresenta os principais resultados obtidos a partir do desenvolvimento desta dissertação de mestrado: observações de campo e petrografia, dados de litogeoquímica, a caracterização morfológica e textural de grãos de zircão, os resultados das análises de geocronologia U-Pb em LA-MC-ICP-MS e, por último, os resultados das análises isotópicas de Sm-Nd e Sr.

A secção DISCUSSÕES sintetiza as principais discussões desenvolvidas a partir da interpretação dos dados obtidos: *i*) as implicações petrogenéticas destes dados na evolução do CJF da área estudada; e *ii*) no contexto de todo o CJF (parte das discussões são apresentadas no Apêndice A).

A secção CONCLUSÕES, por sua vez, apresenta uma síntese das principais considerações e conclusões geradas a partir das observações, análises, interpretações e discussões desenvolvidas na presente dissertação de mestrado.

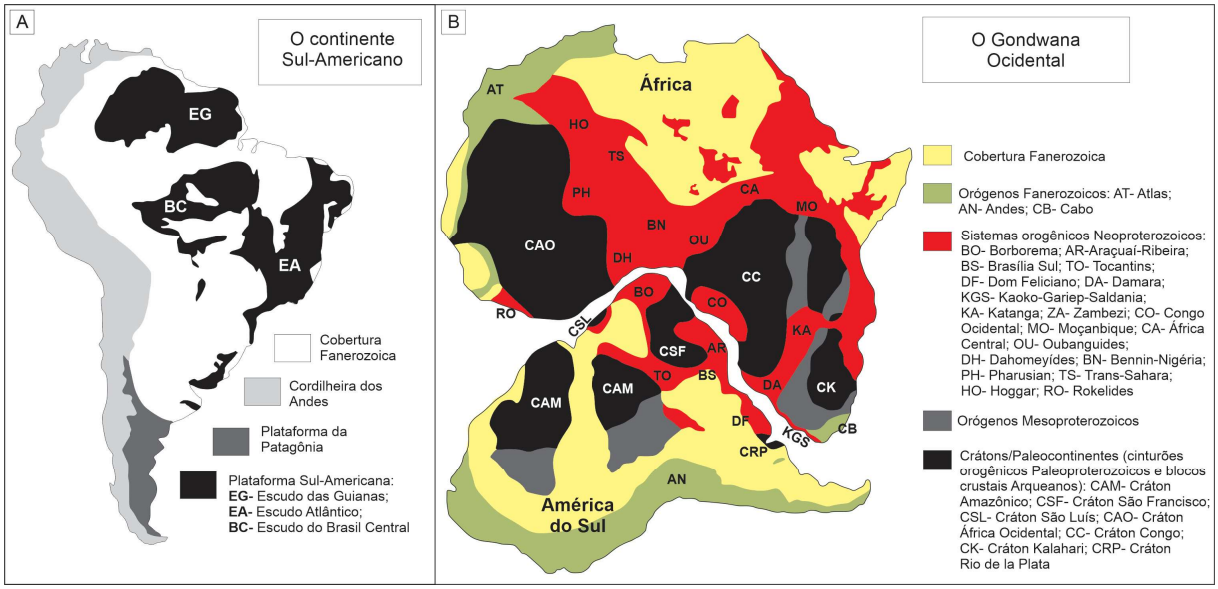
Como secções pós-textuais, tem-se as REFERÊNCIAS e os APÊNDICES. A secção REFERÊNCIAS sumariza todos os trabalhos consultados e citados ao longo da presente dissertação. A secção APÊNDICES, por sua vez, apresenta os dados suplementares ao presente trabalho: o manuscrito do artigo derivado da presente dissertação, intitulado "*Rhyacian magmatic arc rocks with sanukitoid geochemical signature from the Juiz de Fora Complex, Minas-Bahia Orogenic System (SE- Brazil)*", submetido para avaliação no *Brazilian Journal of Geology*; e, as tabelas com os resultados analíticos de geocronologia U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS).

2 **GEOLOGIA REGIONAL**

2.1 **Contexto Geológico e Tectônico**

Na região sudeste do Brasil afloram rochas ígneas e metamórficas orto- e paraderivadas Arqueanas, Paleoproterozoicas a Ediacaranas/Cambro-Ordovicianas, geradas durante a evolução geodinâmica policíclica regional e inseridas no denominado Escudo Atlântico (ALMEIDA *et al.*, 2000; DELGADO *et al.*, 2003). O Escudo Atlântico compreende, como o próprio nome sugere, um escudo cristalino aflorante em parte das regiões Sul, Sudeste e Nordeste do Brasil, junto à costa Atlântica, na porção mais oriental da Plataforma Sul-Americana (Figura 2A), encerrando quatro províncias estruturais distintas: São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira (Figura 2B – ALMEIDA *et al.*, 2000; DELGADO *et al.*, 2003; SCHOBBENHAUS e BRITO NEVES, 2003).

Figura 2 – Compartimentação tectônica do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana e do Gondwana Ocidental.



Legenda: (A) Compartimentação tectônica simplificada da plataforma Sul-Americana; (B) As províncias tectônicas brasileiras no contexto do Gondwana Ocidental no final do Neoproterozoico.

Fonte: (A) Modificado a partir de SCHOBBENHAUS e BRITO NEVES (2003); (B) Modificado a partir de CAXITO *et al.* (2020).

A Província São Francisco (*i.e.*, o Cráton São Francisco) abarca as rochas mais antigas da região, estando a sua origem relacionada à uma série de eventos acrescionários/colisionais Paleoproterozoicos reunidos no Sistema Orogênico Minas-Bahia, com a amalgamação de blocos crustais Arqueanos (*e.g.*, Bonfim, Belo Horizonte, Campo Belo e Piedade à sul, e Gavião, Jequié e Serrinha à norte) e o desenvolvimento de arcos magmáticos continentais e intra-ôceânicos: (*e.g.*, o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, o Cinturão Mineiro e o Complexo Buerarema – BARBOSA e SABATÉ, 2004; ÁVILA *et al.*, 2010; 2014; BARBOSA e BARBOSA, 2017; ALKMIM e TEIXEIRA, 2017; BRUNO *et al.*, 2020; 2021a; 2021b; ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022). O produto final desta colagem Paleoproterozoica foi a formação do Paleocontinente São Francisco (e de sua contraparte Africana) que, nos eventos acrescionários/colisionais Neoproterozoicos, veio a se comportar como uma unidade cratônica (o Cráton São Francisco – Figura 2B). As províncias Borborema, Tocantins e Mantiqueira (situadas respectivamente à norte, oeste/suldoeste e sul/leste do Cráton São Francisco), por sua vez, congregam os sistemas acrescionários/colisionais desenvolvidos ao redor do Cráton São Francisco durante o Neoproterozoico e que culminaram com a formação do Supercontinente Gondwana (Figura 2B - ALMEIDA *et el.*, 2000; DELGADO *et al.*, 2003).

A Província Mantiqueira (ou Sistema Orogênico da Mantiqueira) abrange uma série de cinturões orogênicos neoproterozoicos resultantes da convergência dos crátons São Fransisco, Congo Ocidental, Kalahari, Rio de la Plata e Paranapanema e que culminaram com a formação do Supercontinente Gondwana (Figura 2B – ALMEIDA *et al.*, 2000; DELGADO *et al.*, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004; 2017). Abarca unidades paleoproterozoicas retrabalhadas (correspondente à borda retrabalhada do Paleocontinente São Francisco – os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora – e de outros paleocontinentes/blocos – os complexos Quirino e Região dos Lagos por exemplo) e aflorantes como *inliers* em meio à sequências supracrustais Neoproterozoicas metamorfizadas e diversas suítes graníticas de natureza pré-, sin-, tardi- e pós tectônicas (HEILBRON *et al.*, 2004; 2017; 2020a; 2020b; NOCE *et al.*, 2007; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2011). Os eventos orogenéticos reunidos dentro da Província Mantiqueira são caracterizados por grande diacronismo, sendo observada uma progressiva diminuição das idades em relação à subducção, colisão e metamorfismo da porção mais meridional (no Cinturão Dom Feliciano, com claras

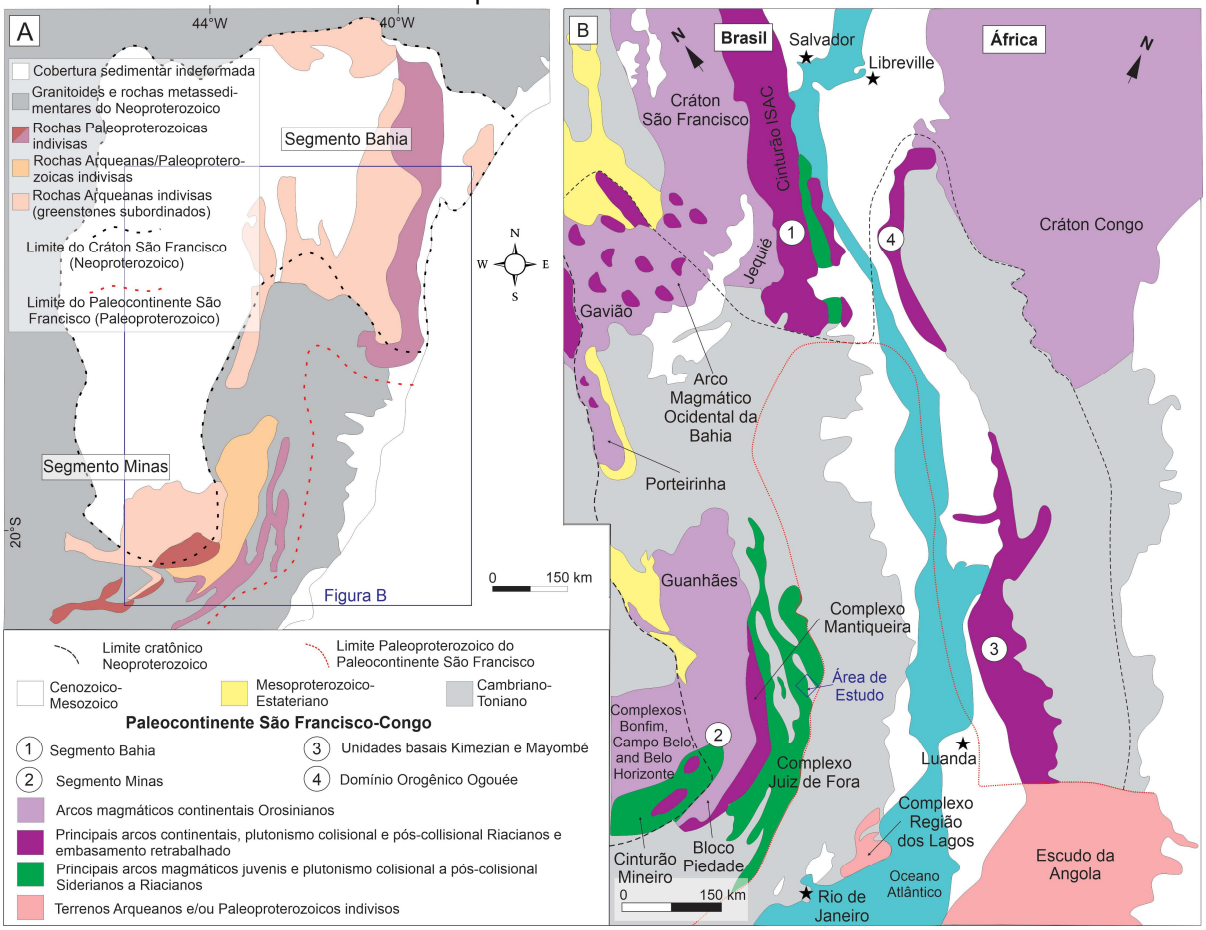
evidências de um oceano maduro precursor – denominado Adamastor) para as porções mais setentrionais (no Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira - ALKMIM *et al.*, 2007; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2011; CAXITO *et al.*, 2021; HASUI *et al.*, 2010; HEILBRON *et al.*, 2004; 2017; 2020a; 2020b; 2021), onde a constatação de uma natureza ensiálica tem sido foco de intensos debates sobre a sua evolução (ALKMIM *et al.*, 2007; FOSSEN *et al.*, 2017; 2020; MEIRA *et al.*, 2019; HEILBRON *et al.*, 2020b).

Dado o panorama geral da compartimentação tectônica regional, serão aprofundados nos tópicos seguintes uma síntese da evolução dos compartimentos mais intrinsecamente relacionados ao objeto de estudo do presente trabalho (o CJF). Sendo assim, serão abordados a compartimentação do Paleocontinente São Francisco e a sua evolução no Paleoproterozoico (onde as rochas do CJF tem a sua origem) e a compartimentação e evolução do Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira (responsável pelo retrabalhamento do CJF no Neoproterozoico). Por último, é apresentado o CJF, com a evolução do conhencimento acerca destas rochas, de unidades correlatas e do atual estado da arte do conhecimento do CJF.

2.2 **O Sistema Orogênico Minas-Bahia**

O Sistema Orogênico Minas-Bahia reúne as colagens desenvolvidas durante o Paleoproterozoico que deram origem ao Paleocontinente São Francisco (que, por sua vez, se converteu no Cráton São Francisco no Neoproterozoico) e relacionadas à amalgamação do Supercontinente Colúmbia/Nuna (BARBOSA e BARBOSA, 2017; ALKMIM e TEIXEIRA, 2017). Em território brasileiro, tais processos orogênicos são registrados nas duas áreas em que afloram as rochas do Cráton São Francisco (Figuras 3A e 3B): uma em grande parte do estado da Bahia (o Segmento Bahia); e outra mais à sul, no centro do estado de Minas Gerais (o Segmento Minas). De forma geral, tal sistema orogênico abrange colagens de massas crustais Arqueanas, o fechamento de bacias de margem continental Arqueanas/Siderianas e a construção de arcos magmáticos continentais e intra-oceânicos Paleoproterozoicos (Figuras 3 e 4 – BARBOSA e SABATÉ, 2004; BARBOSA e BARBOSA, 2017; ALKMIM e TEIXEIRA, 2017).

Figura 3 – Os componentes tectônicos do Sistema Orogênico Minas-Bahia no Paleocontinente São Francisco e sua contraparte africana.



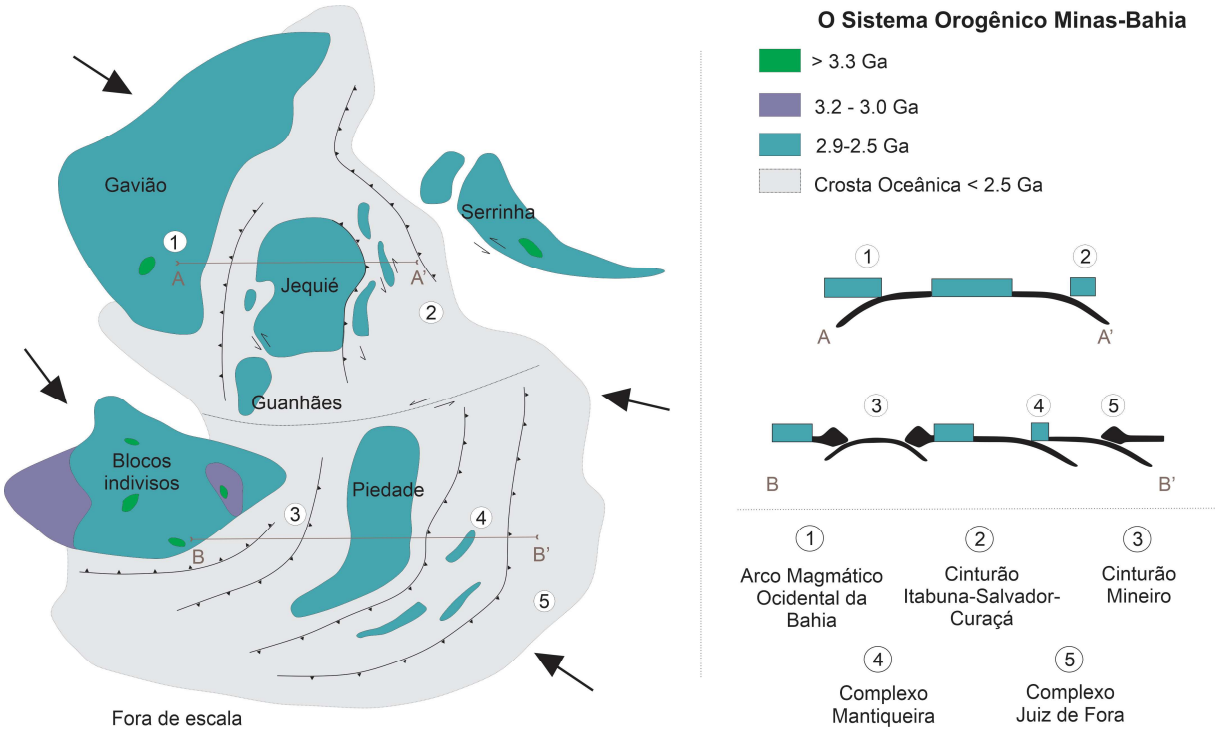
Legenda: (A) os segmentos Bahia e Minas no Paleocontinente/Cráton São Francisco; e (B) configuração tectônica simplificada do Sistema Orogênico Minas-Bahia.
Fonte: Modificado pelo autor a partir de Barbosa e Barbosa (2017), Bruno *et al.* (2020; 2021b) e Araújo *et al.* (2021).

2.2.1 O Segmento Bahia

No estado da Bahia, onde é individualizado o Segmento Bahia (ou Orógeno Bahia Oriental) do Sistema Orogênico Minas-Bahia, ocorrem exposições arqueanas e paleoproterozoicas, ambas intrudidas por granitos, sienitos e (em menor escala) rochas máficas e ultramáficas, também Paleoproterozoicas (Figura 3B – BARBOSA e SABATÉ, 2004; OLIVEIRA *et al.*, 2010; BARBOSA e BARBOSA, 2017; TEIXEIRA *et al.*, 2017; BERSAN *et al.*, 2020). As exposições arqueanas (*e.g.*, os blocos Gavião, Jequié, Serrinha e Sobradinho) compreendem associações granito-gnaisse, domos TTGs, gnaisses migmatíticos, sequências metavulcanossedimentares, sequências

greenstones, intrusões graníticas e máficas-ultramáficas de idades predominantemente Mesoarqueanas (muitas até mesmo Eo- e Paleoarqueanas – DELGADO *et al.*, 2003; BARBOSA e SABATÉ, 2004; OLIVEIRA *et al.*, 2010; ZINCONE *et al.*, 2016; BARBOSA e BARBOSA, 2017; TEIXEIRA *et al.*, 2017; BERSAN *et al.*, 2018). Estes blocos Arqueanos são delimitados por diversos cinturões orogênicos Paleoproterozoicos, dos quais o mais expressivo é o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (ISAC – Figuras 3B e 4), cujo desenvolvimento deu-se por volta de ~2190 Ma (BARBOSA *et al.*, 2008; OLIVEIRA *et al.*, 2010; BARBOSA e BARBOSA, 2017).

Figura 4 – Modelo simplificado ilustrando a evolução geotectônica do Sistema Orogênico Minas-Bahia.



Fonte: Modificado pelo autor a partir de Bruno *et al.* (2021b) e referências.

Além da colocação de diversos corpos graníticos sin-, tardi- e pós-tectônicos, a colagem dos blocos arqueanos e a formação dos cinturões orogênicos Paleoproterozoicos, propiciou intenso retrabalhamento nestas rochas (BARBOSA e SABATÉ, 2004; OLIVEIRA *et al.*, 2010; BARBOSA e BARBOSA, 2017), bem como alto grau metamórfico (em condições de fácies granulito e alcançando, por vezes, principalmente no ISAC, condições de ultra-alta temperatura – metamorfismo UHT – BARBOSA *et al.*, 2017; RODRIGUES *et al.*, 2020).

2.2.2 O Segmento Minas

Na porção meridional do Sistema Orogênico Minas-Bahia é individualizado o Segmento Minas (ou Orógeno Minas – ALKMIM e TEIXEIRA, 2017), no centro do estado de Minas Gerais (Figura 3A e 3B). De forma análoga ao Segmento Bahia, o Segmento Minas também expõe blocos arqueanos com associações de TTGs, complexos granito-gnaisse, além dos *Greenstone Belts* Rio das Velhas e Pitangui (também arqueanos). Os blocos Arqueanos são delimitados pelos arcos magmáticos continentais (o Complexo Mantiqueira) e intra-oceânicos (o Cinturão Mineiro e o CJF – TEIXEIRA *et al.*, 1996; 2015; 2017; ÁVILA *et al.*, 2010; 2014; BARBOSA *et al.*, 2015; ALKMIM e TEIXEIRA, 2017; MOREIRA *et al.*, 2018; BRUNO *et al.*, 2020; 2021a; 2021b).

Em relação aos blocos Arqueanos (*e.g.*, os complexos Bonfim, Belo Horizonte, Campo Belo, Santa Bárbara, Piedade e Bação), de forma geral, a evolução dos mesmos está relacionada a dois estágios Arqueanos: o primeiro, se estentendo de 3,20 a 2,75 Ga (do Mesoarqueano ao início do Neoarqueano) e envolvendo a colocação de grande volume de magmas TTGs (e, em menor quantidade, de vulcanismo mafico-ultramáfico); o segundo estágio, no Neoarqueano, envolvendo o intenso retrabalhamento destas rochas com a fusão da crosta TTG e a colocação de magmas sanukitoides e de volumosos plútons de granitoides potássicos entre 2,75 e 2,60 Ga (TEIXEIRA *et al.*, 1996; 2015; 2017; BARBOSA e SABATÉ, 2004; LANA *et al.*, 2013; SEIXAS *et al.*, 2013; ALKMIM e TEIXEIRA, 2017; MOREIRA *et al.*, 2018; BRUNO *et al.*, 2020; SIMON *et al.*, 2021).

A amalgamação destes blocos no Paleoproterozoico (que neste momento já se comportavam como plataformas estáveis) se deu por meio de um complexo e longo processo acrescionáro, com a geração diversos arcos magmáticos: o Cinturão Mineiro e os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora (Figura 4 – BARBOSA e SABATÉ, 2004; ÁVILA *et al.*, 2010; 2014; ALKMIM e TEIXEIRA, 2017; DEGLER *et al.*, 2018; BRUNO *et al.*, 2020; 2021a; 2021b; ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022).

O Cinturão Mineiro (TEIXEIRA e FIGUEIREDO, 1991; BARBOSA *et al.*, 2017), com TTGs, granitos, tonalitos, dioritos, gabros e sequencias supracrustais, é constituído por ao menos três arcos (dois deles de natureza oceânica e um de natureza continental) edificados entre 2,40 e 2,20 Ga. Estes arcos se desenvolveram

em decorrencia da quebra de um continente Arqueano e desenvolvimento e, posteriormente, fechamento de uma bacia oceânica (o Supergrupo Minas) – Figuras 3B e 4 – NOCE *et al.*, 2000; ÁVILA *et al.*, 2010; 2014; SEIXAS *et al.*, 2012; 2013; BARBOSA *et al.*, 2015; TEIXEIRA *et al.*, 2015; 2017; ALKMIM e TEIXEIRA, 2017; MOREIRA *et al.*, 2018).

O Complexo Mantiqueira (à leste do Bloco Piedade), congrega gnaisses TTGs e biotita-hornblenda gnaisses com assinaturas continentais a juvenis, constitui um arco continental Riaciano edificado sobre um microcontinente/bloco Arqueano intensamente retrabalhado (NOCE *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 2010; BRUNO *et al.*, 2020; 2021a; 2021b). O Complexo Mantiqueira foi acrescido ao Complexo/Bloco Piedade entre 2,10 e 2,03 Ga (Figuras 3B e 4) e, novamente retrabalhado pelo desenvolvimento do Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira durante o Neoproterozoico (NOCE *et al.*, 2007; KURIBARA *et al.*, 2019; CUTTS *et al.*, 2020; BRUNO *et al.*, 2020; 2021a; 2021b).

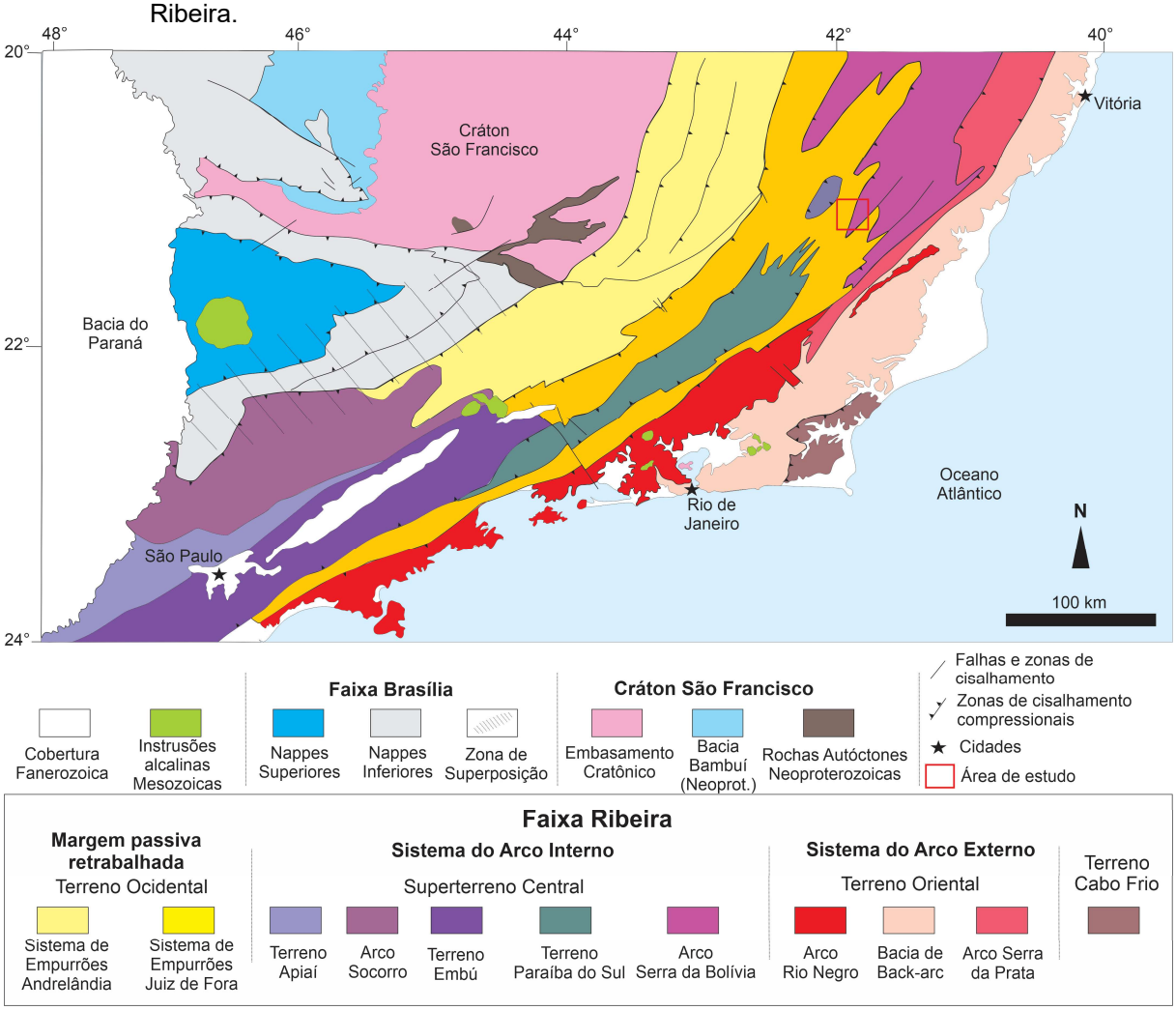
O CJF, por sua vez, congrega granitoides cálcio-alcalinos, granitoides híbridos, TTGs, sanukitoides e rochas metamáficas de assinaturas diversas (MORB, E-MORB, IAT, OIB) com idades que variam entre 2,45 e 1,90 Ga, mas com pico de acresção entre 2,20 e 2,10 Ga, tem sido interpretado como um arco intra-oceânico colado ao Complexo Mantiqueira (Figuras 3B e 4) e retrabalhado pelas orogenias brasilianas (HEILBRON *et al.*, 1997; 1998; 2010; 2013a; 2016; DUARTE *et al.*, 1998; 2000; SILVA *et al.*, 2002; NOCE *et al.*, 2007; ANDRÉ *et al.*, 2009; KURIBARA *et al.*, 2019; ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022). Objeto de estudo da presente dissertação, o CJF será abordado com maior detalhe na secção 2.4 deste capítulo.

2.3 **O Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira**

O Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira, posicionado entre a borda oriental do Cráton São Francisco e a costa atlântica brasileira (Figuras 2B e 5), compreende um sistema orogênico desenvolvido na colisão dos crátons São Francisco, Congo e o bloco da Angola durante o Ediacarano e o Cambro-Ordoviciano (HEILBRON *et al.*, 2004; 2020a; 2020b). Anteriormente abordados como dois cinturões distintos, a Faixa/Orógeno Araçuaí à norte (ALMEIDA, 1977; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001;

2011; ALKMIM *et al.*, 2007), e a Faixa/Orógeno Ribeira à sul (HASUI *et al.*, 1975; HEILBRON *et al.*, 2004; 2017; 2020a; 2020b), com limite fixado por convenção no paralelo 21°S (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001), atualmente, com a caracterização da continuidade litoestrutural entre as mesmas, inúmeros trabalhos tem discutido e realizado a integração geológica e estrutural das duas faixas (*e.g.*, TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; TEDESCHI *et al.*, 2016; DEGLER *et al.*, 2018; CORRALES *et al.*, 2020; GOUVÊA *et al.*, 2020; SOARES *et al.*, 2020; HEILBRON *et al.*, 2020b; DECOL *et al.*, 2021; SANTIAGO *et al.*, 2020; 2022).

Figura 5 – Compartimentação tectônica do segmento central do Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira.



Fonte: Modificado pelo autor a partir de Heilbron *et al.* (2020b).

2.3.1 Compartimentação Tectônica

O Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira, em seu segmento central, vem sendo entendido como o produto de uma complexa acresção e colisão diacrônica de quatro terrenos tectôno-estratigráficos distintos: o Terreno Ocidental, o Superterreno Central, o Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio (Figura 5 – HEILBRON e MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004; 2013b; 2016; 2017; 2020a; 2020b; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; PEIXOTO *et al.*, 2017).

a) O Terreno Ocidental corresponde à borda do Paleocontinente São Francisco retrabalhada no Neoproterozoico, com os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora (embasamento Paleoproterozoico), o Grupo Raposos (ou Andrelândia Distal – sequência de margem passiva neoproterozoica metamorfizada) e a Suíte Salvaterra (granitoides anatéticos neoproterozoicos oriundos da fusão do CJF e do Grupo Raposos);
b) O Superterreno Central reúne o Terreno Paraíba do Sul/Embú (entendidos como um microcontinente, tendo o Complexo Quirino como embasamento Paleoproterozoico), o Sistema do Arco Interno Cordilheirano (os arcos Socorro-Guaxupé/Serra da Bolívia/Rio Doce) e suas bacias associadas (o Grupo Bom Jesus do Itabapoana e o Complexo Paraíba do Sul);
c) O Terreno Oriental reúne o Sistema do Arco Externo (o Arco Rio Negro/Serra da Prata, de natureza mais juvenil que o Sistema de Arco Interno Cordilheirano) e suas bacias associadas (os grupos Italva e São Fidélis) – até o presente momento o embasamento deste terreno ainda não foi identificado;
d) O Terreno Cabo Frio, por sua vez, é constituído pelo Complexo Região dos Lagos (embasamento paleoproterozoico) e rochas metassedimentares neoproterozoicas associadas, colados tardiamente (entre o Cambriano e o início do Ordoviciano) aos demais terrenos anteriormente citados;

Os limites entre estes terrenos tectôno-estratigráficos são balizados por zonas de cisalhamento transpressivas dextrais de direção NE-SW e mergulho ora para NW

ora para SE, isto é, também dobradas (HEILBRON *et al.*, 2004; 2016; 2017; 2020a; 2020b). Estas rochas correspondem a níveis crustais médios a profundos, com metamorfismo em fácies anfibolito superior a granulito (KARNIOL *et al.*, 2009; SANTOS *et al.*, 2011; MEDEIROS JÚNIOR *et al.*, 2017; FERREIRA *et al.*, 2020; MARQUES *et al.*, 2021).

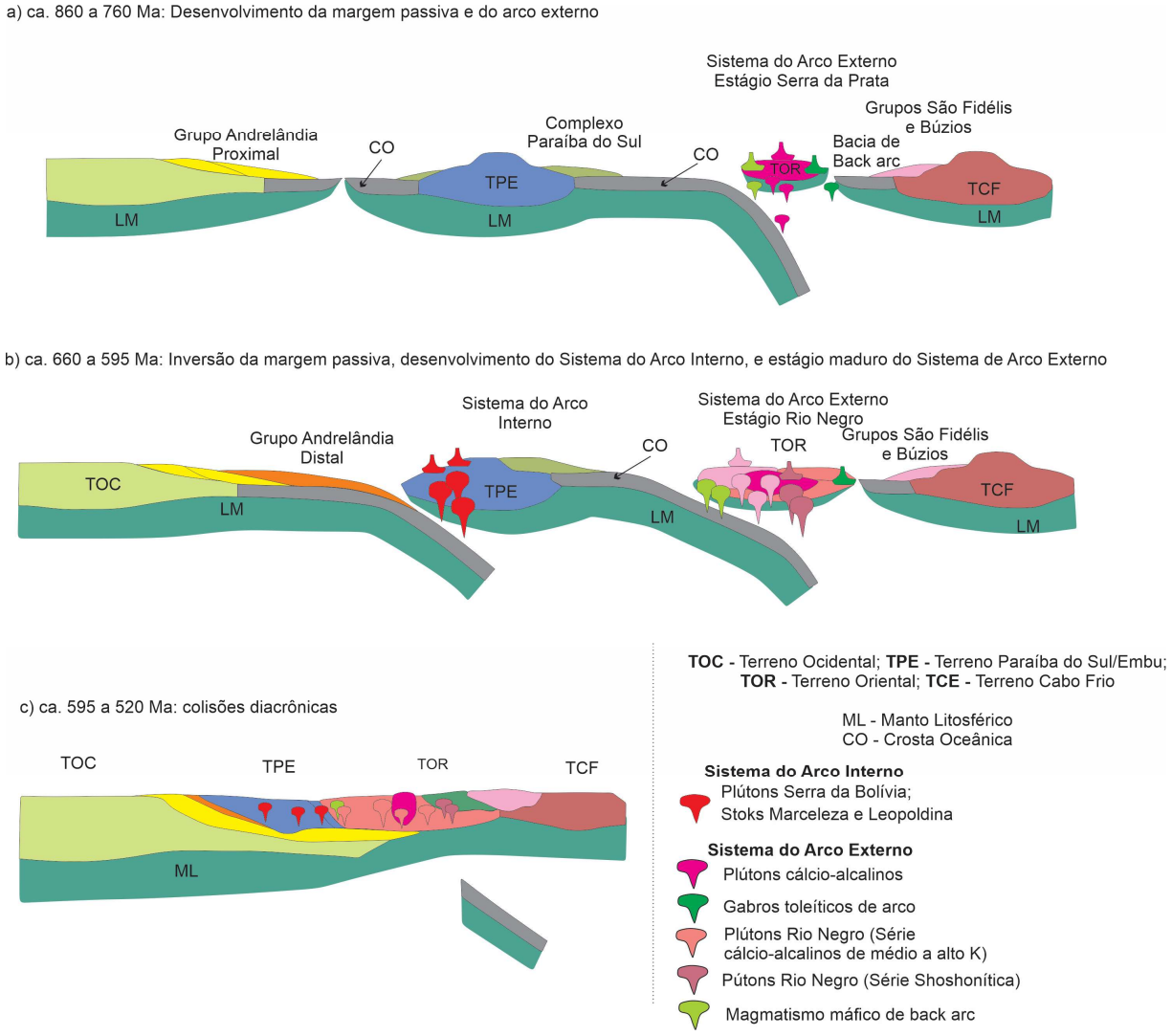
2.3.2 Modelo de evolução geodinâmica

A evolução geodinâmica do Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira (ilustrada na Figura 6) em sua porção central (estado do RJ, porção sudeste do estado de MG e extremo sul do estado do ES) envolveu: o retrabalhamento da borda do Cráton São Francisco (que no Neoproterozoico abarcava a bacia de margem passiva Andrelândia/Raposos e o seu embasamento – os complexos Juiz de Fora e Mantiqueira) como placa inferior (HEILBRON e MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004; 2010; 2017; 2020a; 2020b); a acresção do microcontinente/terreno Paraíba do Sul/Embú, com o desenvolvimento do Arco Interno Cordilheirano (Socorro-Guaxupé/Serra da Bolívia/Rio Doce e bacias associadas – HEILBRON e MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004; 2013b; 2020a; 2020b; TEDESCHI *et al.*, 2016; SOARES *et al.*, 2021); a acresção do Arco Externo Intra-oceânico (Rio Negro/Serra da Prata) e bacias associadas (os grupos São Fidélis e Italva – HEILBRON *et al.*, 2004; 2020a; 2020b; PEIXOTO *et al.*, 2017; DECOL *et al.*, 2021; SANTIAGO *et al.*, 2020; 2022); e, por último, a colagem do Terreno Cabo Frio (SCHMITT *et al.*, 2004; HEILBRON *et al.*, 2004; 2020a; FREITAS *et al.*, 2021).

A construção do Sistema do Arco Interno, decorrente do fechamento do paleoceano existente (denominado Adamastor – CAXITO *et al.*, 2021; 2022) entre o Paleocontinente São Francisco (placa inferior) e o bloco/microterreno Paraíba do Sul/Embú (placa superior), teria se iniciado por volta de 660 a 595 Ma e colisão entre ambos teria ocasionado o retrabalhamento da borda do Paleocontinente São Francisco e a justaposição de escamas tectônicas das unidades do embasamento (complexos Mantiqueira e Juiz de Fora) e da sequência de margem passiva Neoproterozoica (o Grupo Raposos/Andrelândia Distal – Figura 6). A evolução do Sistema do Arco Externo teria se iniciado bem mais cedo, por volta de 860 a 760 Ma,

como um arco insular, terminando por ser colado na porção leste do microterreno/bloco Paraíba do Sul/Embú entre 595 e 520 Ma (Figura 6). A docagem do Terreno Cabo Frio, por sua vez, teria ocorrido entre 530 a 520 Ma e teria ocasionado intenso metamorfismo e deformação nos compartimentos anteriormente acrescionados (HEILBRON *et al.*, 2004; 2010; 2016; 2017; 2020a; 2020b; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; PEIXOTO *et al.*, 2017; FREITAS *et al.*, 2021).

Figura 6 – Modelo geotectônico simplificado para a evolução do segmento central do Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira.



Fonte: Modificado pelo autor a partir de Heilbron *et al.* (2020b).

2.4 **O Complexo Juiz de Fora**

O CJF aflora em uma extensa faixa de direção NE-SW que se estende desde o sul do estado do Rio de Janeiro e o centro-sul de Minas até o noroeste do estado do Rio de Janeiro, sudoeste do Espírito Santo e leste de Minas Gerais. Como parte da borda do Cráton São Francisco retrabalhada no Neoproterozoico, o CJF se dispõe de forma alinhada ao limite do Cráton São Fransico, na forma de escamas tectônicas imbricadas em direção ao cráton (para W e NW) e intercaladas com sequências supracrustais neoproterozoicas (o Grupo Raposos/Andrelândia Distal, uma sequência de margem passiva Neoproterozoica formada na margem do Paleocontinente São Francisco – PACIULLO *et al.*, 2000).

O atual entendimento de tais rochas foi possibilitado pela realização de dezenas de trabalhos ao longo das últimas 7 décadas. Este tópico objetiva: *i*) a revisão de trabalhos anteriores para o entendimento da evolução dos termos e construção do conhecimento acerca do CJF; *ii*) a apresentação de unidades correlatas; e, por ultimo, *iii*) a exposição do atual entendimento da evolução geológica e do significado das rochas do CJF.

2.4.1 Terminologias

Ebert (1955; 1957) definiu a Série Juiz de Fora em referência a paragnaisses com paragêneses características da fácies granulito aflorantes nas proximidades da cidade de Juiz de Fora (no sul de MG). Em 1968, o significado de tais rochas foi reinterpretado e a Série Juiz de Fora foi integrada à Série Paraíba do Sul (EBERT, 1968).

Na década seguinte, a Série Juiz de Fora foi redefinida, passando a englobar também os granulitos ortoderivados associados a tais paragnaisses (CORDANI *et al.*, 1973; FONSECA *et al.*, 1979). Oliveira (1982), por sua vez, integrou os granulitos das séries Juiz de Fora e Paraíba do Sul em uma nova unidade, designada CJF e reunindo duas faixas distintas: uma constituída predominantemente por granulitos e

charnockitos – a Faixa Juiz de Fora; e outra constituída por migmatitos, anfibolitos, quartzitos e rochas calciossilicáticas – a Faixa Paraíba do Sul.

Paralelamente, Barbosa e Grossi Sad (1983a) redefiniram a série Juiz de Fora (conforme definição de EBERT, 1955), propondo a utilização do termo CJF. Tal complexo, segundo os mesmos autores, compreendia as unidades Comendador Venâncio e Raposo, sendo que a primeira reunia enderbitos e charnokítos, e a segunda, os produtos retrometamórficos dos enderbitos e charnokítos. No mesmo ano, Machado Filho *et al.* (1983), a partir de critérios petrográficos, descreveram o CJF como composto por uma unidade magmática (constituída por granulitos ortoderivados) e outra metassedimentar (constituída por granulitos paraderivados e kinzigitos). Posteriormente, Figueiredo *et al.* (1989), Campos Neto e Figueiredo (1990) e Figueiredo e Campos Neto (1993) descreveram o CJF na região norte do estado do Rio de Janeiro como sendo composto por ortogranulitos migmatíticos com gnaisses migmatíticos cinzentos subordinados. O termo CJF também aparece em trabalhos de Barbosa e Grossi Sad (1983a; 1983b; 1983c), Grossi Sad e Barbosa (1985).

Heilbron (1993) e Heilbron *et al.* (1995) utilizaram o termo “CJF” em referência a ortognaisses e metabasitos com paragêneses da fácies granulito, que localmente exibem evidências de retrometamorfismo com a formação de anfibólio e biotita a partir de ortopiroxênio. Nestes mesmos trabalhos, as rochas metassedimentares intercaladas tectonicamente com os ortogranulitos antes abarcados na Série Juiz de Fora foram então reinterpretados como unidade distal correspondente à Megassequência Andrelândia (o Grupo Raposos). Heilbron *et al.* (1997; 1998), Duarte *et al.* (1997; 2000) e Duarte (1998), bem como todos os demais trabalhos desde então, abordam o CJF seguindo a definição de Heilbron (1993) e Heilbron *et al.* (1995; 1998), isto é, restrito às unidades ortoderivadas integrantes do embasamento pré- 1,80 Ga do Terreno Ocidental da Faixa Ribeira.

2.4.2 Unidades Correlatas

Na região sudoeste do estado do Espírito Santo, na região limítrofe dos estados do Espírito Santo, Minas Gerais e Rio de Janeiro são descrito três *inliers*, sendo estes interpretados como unidades correlatas ao CJF: a Suíte Caparaó e os complexos

Pocrane e Serra do Valentin (SIGNORELLI, 1993; VIEIRA, 1997; VIEIRA e MENEZES, 2015;

Na região limítrofe dos estados do Espírito Santo e Minas Gerais, os granulitos aflorantes na Serra do Caparaó (reunidos então no Complexo Caparaó) foram interpretados na década de 1990 como de origem paraderivada e com fonte ígnea paleoproterozoica (SÖLLNER *et al.*, 1991; SEIDENSTICKER e WIEDEMANN, 1992) – sendo encontrada a idade de 2176 ± 30 Ma de um zircão interpretado como detrítico (SÖLLNER et a., 1991). Posteriormente, com a realização de trabalhos de maior detalhe, as rochas da Suíte Caparaó foram reinterpretadas como de origem ortoderivada a partir de petrografia, dados de litogeoquímica (NOVO *et al.*, 2011) e geocronologia (SILVA *et al.*, 2002; DEGLER *et al.*, 2018; FARIA *et al.*, 2022) e correlatas ao CJF (NOVO *et al.*, 2011; SILVA *et al.*, 2002; VIEIRA e MENEZES, 2015; MACHADO *et al.*, 2021; FARIA *et al.*, 2022).

Outro *inlier* na região leste de MG (e próximo à divisa com o Espírito Santo, à norte e noroeste da Suíte Caparaó), o Complexo Pocrane foi investigado por Novo (2013) e Degler *et al.* (2018). Com consideráveis dados de campo, petrografia, química e geocronologia, o Complexo Pocrane tem sido interpretado como correspondente a uma parte do CJF em um nível crustal mais raso (NOVO, 2013; DEGLER *et al.*, 2018).

Por último, no centro-sudoeste do estado do Espírito Santo (à leste da Serra do Caparaó), na Serra do Valentin (por vezes também denominada Serra Seio de Abraão) aflora o Complexo Serra do Valentin (SIGNORELLI, 1993). As rochas do Complexo Serra do Valentim (conforme a sua definição original em SIGNORELLI, 1993), sobretudo granulitos máficos, enderbitos, charnokitos, pirobolitos (rochas metamáficas portadoras de granada), granulitos aluminosos e gnaisses porfiroblásticos, foram interpretadas como correlatas à Suíte Caparaó e ao CJF a partir de dados de campo e petrografia (SIGNORELLI, 1993; NOVO *et al.*, 2010; VIEIRA e MENEZES, 2015).

2.4.3 Atual estado da arte

O CJF reúne ortogranulitos e ortognaisses paleoproterozoicos com uma ampla variação composicional (*e.g.*, granitoides cálcio-alcalinos, granitoides híbridos, TTGs, sanukitoides e rochas metamáficas com assinaturas diversas – IATs e E-MORBs – Tabela 1 – HEILBRON *et al.*, 1997; 1998; 2010; 2013a; DUARTE *et al.*, 1997; 2000; NOCE *et al.*, 2007; ANDRÉ *et al.*, 2009; NOVO *et al.*, 2011; ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; KURIBARA *et al.*, 2019; ALMEIDA *et al.*, 2022). Ao longo das últimas décadas, o CJF foi abordado como um arco intra-oceânico Sideriano-Riaciano juvenil que evoluiu para um arco magmático maduro durante o Riaciano e o inicio do Orosiriano, quando então foi amalgamado ao Complexo Mantiqueira (MACHADO *et al.*, 1996; HEILBRON *et al.*, 1998; 2010; 2013a; SILVA *et al.*, 2002; NOCE *et al.*, 2007; DEGLER *et al.*, 2018; ARAÚJO *et al.*, 2019). Trabalhos mais recentes, porém, vem reportando (além das assinaturas juvenis já observadas) inúmeras evidências de retrabalhamento de crosta mais antiga (com ε_{Nd} mais negativos, idades modelo de extração mantélica Meso- e Neoarqueanas e grãos de zircão com heranças também Mesoarqueanas) e, com isso, tem sugerido um cenário de arco intra-oceânico com a participação de um microcontinente arqueano e o retrabalhamento do mesmo durante os processos de acresção e colisão decorridos no paleoproterozoico (ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022).

Estruturalmente, o CJF aflora como um sistema de empurrões com lascas tectônicas intercaladas com sequências supracrustais mais jovens (*i.e.*, o Grupo Raposos/Andrelândia Distal, de idade Neoproterozoica) e alinhadas em NE-SW (com ca. de 400 km de comprimento) e transporte de topo para NW (Figura 3). As litologias predominantes são granitóides cálcio-alcalinos cristalizados entre 2,20 e 2,10 Ga e rochas metabásicas cristalizadas entre 2,40 e 2,10 Ga, com assinaturas que vão de IAT a MORB (HEILBRON *et al.*, 2010, 2013a; ARAUJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022). Espacialmente, as rochas mais primitivas e antigas (IATs e cálcio-alcalinas de baixo K, cristalizados entre 2,40 e 2,10 Ga) são mais abundantes nas escamas situadas nas porções mais ocidentais do CJF, enquanto as rochas básicas de alto K e do tipo MORB , TTGs, sanuktoides e granitoides cálcio-alcalinos (cristalizados entre 2,20 e 2,10 Ga) são mais comuns nas escamas tectônicas

situadas das porções mais orientais (ÁRAÚJO *et al.*, 2021; HEILBRON *et al.*, 2010). Tal distribuição geográfica de dados litogeoquímicos, isotópicos e geocronológicos sugere uma subducção com mergulho para leste entre 2,22 e 2,05 Ga – período no qual observa-se uma maior abundância de rochas típicas de zonas de subducção (HEILBRON *et al.*, 2010).

As rochas do CJF foram intensamente retrabalhadas por ao menos dois eventos tectono-termais, de forma que as estruturas e mineralogia primária foram em grande parte obliteradas/mascaradas por estruturas, texturas e paragêneses metamórficas de alto grau. O primeiro evento de retrabalhamento, ocorrido entre 2,03 e 2,02 Ga, é registado por bordas sobrecrescidas em zircão (ARAÚJO *et al.*, 2021), resuldado da colisão do CJF com o Complexo Mantiqueira (CUTTS *et al.*, 2018; 2020; ARAÚJO *et al.*, 2021). O segundo, no Neoproterozoico, com o retrabalhamento da borda cratônica em decorrência do desenvolvimento dos sistemas orogênicos Brasilianos (MACHADO *et al.*, 1996; SILVA *et al.*, 2002; HEILBRON e MACHADO, 2003; NOCE *et al.*, 2007; ANDRÉ *et al.*, 2009; HEILBRON *et al.*, 2010; 2013a; 2013b; 2017; 2020a; DEGLER *et al.*, 2018; ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; MACHADO *et al.*, 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022; FARIA *et al.*, 2022).

Tabela 1 – Síntese de dados de geocronologia U-Pb em zircão e geologia isotópica (Sm-Nd e Sr) do Complexo Juiz de Fora. (continua)

Amostra	Litotipo	Classificação Química	Cristalização	Metamorfismo		$\varepsilon Nd_{(t)}$	(Nd) T_{DM} (Ga)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Referência
5B	Granulito félsico	-	2134 Ma	-	579 Ma	-	-	-	Machado et al. (1996)
LC-17	Opx-Bt Granulito-enderbito	-	2985 ± 17 Ma	2856 ± 44 Ma	808 ± 360 Ma	-	-	-	Silva et al. (2002)
LC-32	Opx-Bt Granulito charnokítico	-	2195 ± 15 Ma	-	587 ± 9 Ma	-	-	-	Silva et al. (2002)
LC-66	Norito	-	2119 ± 16 Ma	-	579 ± 5 Ma	-0,4	2,3	-	Noce et al. (2007)
Ub-1	Enderbito	-	2084 ± 13 Ma	-	594 ± 37 Ma	-3,5	2,6	-	Noce et al. (2007)
1070	Granulito máfico	E-MORB	2427 ± 9 Ma	-	654 ± 12 Ma	-	-	-	Heilbron et al. (2010)
1076	Granulito enderbítico	-	1966 ± 38 Ma	-	587 ± 15 Ma	-	-	-	Heilbron et al. (2010)
1065	Granulito charnockítico	-	2199 ± 17 Ma	-	633 ± 140 Ma	-	-	-	Heilbron et al. (2010)
cje-44	Granulito máfico alcalino	-	1765 ± 34 Ma	-	586 ± 14 Ma	-	-	-	Heilbron et al. (2010)
1062	Granulito Charno-enderbítico	-	1656 ± 69 Ma	-	590 ± 5 Ma	-	-	-	Heilbron et al. (2010)
IV-48	Ortognaisse granodiorítico	-	2107 ± 71 Ma	-	580 ± 19 Ma	-	-	-	Degler et al. (2018)
M-03	Ortognaisse tonalítico	-	2110 ± 12 Ma	-	-	2,2	2,18	-	Degler et al. (2018)
LC-07	Ortognaisse tonalítico	-	2122 ± 11 Ma	-	565 ± 7 Ma	4,5	2,03	-	Degler et al. (2018)
RC-101	Ortognaisse enderbítico	-	2144 ± 13 Ma	-	-	-	-	-	Degler et al. (2018)
RC-103	Ortognaisse enderbítico	-	2143 ± 21 Ma	-	-	-	-	-	Degler et al. (2018)
RB13A	Charnokito	-	2039 ± 22 Ma	-	589 ± 6 Ma	-	-	-	Kuribara et al. (2019)
EF-05	Ortogranulito	-	2208 ± 10 Ma	-	601 ± 9 Ma	-	-	-	Machado et al. (2021)
EF-08	Ortogranulito	-	2141 ± 6 Ma	-	595 ± 7 Ma	-	-	-	Machado et al. (2021)
RP-LM-04	Granulito charnokítico	Sanukitoide	2182 ± 13 Ma	2021 29 Ma	561 ± 41 Ma	-2,9	2,46	0.7125	Araújo et al. (2021)
BP-LM-13	Granulito Charno-enderbítico	Sanukitoide	2200 ± 7 Ma	-	-	-4,8	2,62	0.7058	Araújo et al. (2021)
BP-LM-12	Granulito Charno-enderbítico	TTG	2197 ± 13 Ma	-	588 ± 18 Ma	-0,6	2,31	0.7056	Araújo et al. (2021)
VA-LM-07B	Granulito enderbítico	tholeiíto de baixo-K	2446 ± 10 Ma	-	-	-0,1	2,48	0.7018	Araújo et al. (2021)

Tabela 1 – Síntese de dados de geocronologia U-Pb em zircão e geologia isotópica (Sm-Nd e Sr) do Complexo Juiz de Fora. (conclusão)

Amostra	Litotipo	Classificação Química	Cristalização	Metamorfismo		$\varepsilon Nd_{(t)}$	(Nd) T_{DM} (Ga)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Referência
MAJF26	Ortogranulito enderbítico	TTG	2085 ± 24 Ma	-	591 ± 10 Ma	0,7	2,21	0.7120	Almeida et al. (2022)
CTVC 8D	Ortogranulito básico	IAT	2101 ± 12 Ma	-	-	-5,4	2,68	0.7061	Almeida et al. (2022)
ADVC 241A	Ortogranulito enderbítico	Sanukitoide	2067 ± 6 Ma	-	-	-11,0	3,05	0.7158	Almeida et al. (2022)
SJVC 72A	Ortogranulito básico	E-MORB	2038 ± 5 Ma	-	512 ± 11 Ma	-5,1	2,8	0.7138	Almeida et al. (2022)
MRVC 23A	Ortogranulito charnokítico	Granitoide híbrido	2019 ± 16 Ma	-	636 ± 39 Ma	-6,2	2,49	0.7108	Almeida et al. (2022)
MAJF 14	Ortogranulito charno-enderbítico	Granitoide híbrido	1982 ± 18 Ma	-	600 ± 41 Ma	-9,9	2,9	0.7118	Almeida et al. (2022)
CPR-03	Ortognaisse granulítico	-	2209 ± 22 Ma	-	596 ± 20 Ma	-	-	-	Faria et al. (2022)
CPR-04	Ortognaisse granulítico	-	2199 ± 21 Ma	-	603 ± 20 Ma	-	-	-	Faria et al. (2022)
CPR-08	Ortognaisse granulítico	-	2104 ± 16 Ma	-	622 ± 46 Ma	-	-	-	Faria et al. (2022)
CPR-10	Ortognaisse granulítico	-	2196 ± 14 Ma	-	633 ± 22 Ma	-	-	-	Faria et al. (2022)
CPR-13	Ortognaisse migmatítico	-	2176 ± 26 Ma	-	600 ± 18 Ma	-	-	-	Faria et al. (2022)
CPR-18	Ortognaisse migmatítico	-	2160 ± 39 Ma	-	584 ± 29 Ma	-	-	-	Faria et al. (2022)
CPR-20	Ortognaisse migmatítico	-	2121 ± 18 Ma	-	596 ± 16 Ma	-	-	-	Faria et al. (2022)
CA-01	Ortogranulito máfico	OIB	2101 ± 20 Ma		602 ± 44 Ma	-5,5	2,63	0,7020	Esta dissertação
CA-14	Ortogranulito félsico	Sanukitoide	2176 ± 7 Ma		581 ± 12 Ma	-1,2	2,31	0,7137	Esta dissertação
CA-17	Ortogranulito félsico	Sanukitoide	2175 ± 12 Ma		605 ± 26 Ma	0,5	2,13	0,6937	Esta dissertação

Fonte: O autor, 2022.

3 **METODOLOGIA**

3.1 **Levantamento Bibliográfico e Cartográfico**

A realização de levantamentos e consultas de trabalhos anteriores teve por finalidade: *i*) a formação de uma base teórica sólida acerca dos temas de interesse – o contexto geológico e tectônico regional e local da área de estudo e do próprio CJF, bem como os fundamentos e especifidades dos métodos de investigação empregados (classificação de rochas, preparação de amostras e análises, tratamento e interpretação de dados de litogeoquímica, geocronologia U-Pb em zircão em LA-MC-ICP-MS e medição de isótopos de Sm-Nd e Sr em rocha total); e *ii*) a compilação de dados de geocronologia, geologia isotópica, geoquímica e petrografia do CJF como subsídio para a integração de mapas das unidades de interesse, auxiliando as discussões e considerações desenvolvidas.

Como principais fontes de dados do CJF na região estudada, tem-se a carta geológica regional na escala de 1:100.000 que recobre a área de estudo (a Folha Carangola – NOCE *et al.*, 2009), as folhas vizinhas (folhas Espera Feliz - HORN *et al.*, 2007; Manhumirim - NOVO *et al.*, 2010; e Itaperuna - DUARTE, 2009) e os mapas geológicos estaduais 1:400.000 (Rio de Janeiro - HEILBRON *et al.*, 2016; e Espírito Santo - VIEIRA e MENEZES, 2015) e 1:1.000.000 (Minas Gerais - HEINECK *et al.*, 2003), bem como mapas produzidos pelas turmas de estágio de campo da UERJ entre os anos de 2009 e 2012.

De forma paralela à tais levantamentos, foram compilados dados de petrografia, litogeoquímica, geologia isotópica e de geocronologia de sanukitoides encontrados em outros compartimentos paleoproterozoicos do sul do Paleocontinente São Francisco já descritos na literatura. Esta compilação teve o objetivo de permitir a comparação dos mesmos com os dados produzidos no presente trabalho, para uma maior contribuição no entendimento da evolução do Paleocontinente São Francisco: dados de sanukitoides do sul do CJF (ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022); do complexo Mantiqueira (BRUNO *et al.*, 2020); e, do Cinturão Mineiro (SEIXAS *et al.*, 2013; MOREIRA *et al.*, 2018; BRUNO *et al.*, 2021a).

3.2 **Levantamento de Campo e Amostragem**

As atividades de campo visaram sobretudo a visita e descrição de afloramentos, coleta de dados estruturais e petrográficos e para a amostragem das unidades de interesse. Tais atividades foram realizadas entre janeiro e agosto de 2021 na região compreendida entre as cidades de Porciúncula (RJ), Pedra Dourada, Tombos e Faria Lemos (MG). A Tabela 2 sumariza os pontos visitados, as amostras coletadas e as técnicas de investigação aplicadas em cada uma das amostras.

3.3 **Petrografia**

A petrografia sistemática das amostras coletadas, nas escalas macro e microscópica (com a confecção e descrição de lâminas delgadas de rocha em microscópio petrográfico de luz transmitida), objetivou a caracterização dos litotipos de interesse e a identificação de associações minerais em equilíbrio textural. Tais descrições, além da caracterização dos litotipos estudados (mineralogia, texturas e classificação petrográfica) que fundamentaram as discussões acerca da petrogênese dos litotipos estudados, permitiram também a seleção de amostras para a realização de análises de litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica Sm-Nd e Sr.

Além das descrições de afloramentos e de amostras de mão com auxílio de lupa de bolso, 17 lâminas delgadas de rocha foram confeccionadas no Laboratório de Peparação de Amostras (LPA) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES – em Alegre, ES) e no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA/UERJ – Rio de Janeiro, RJ). Tais lâminas foram descritas em microscópio petrográfico de luz transmitida ZEISS, lotado no Laboratório de Petrografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (Rio de Janeiro, RJ).

As rochas foram classificadas segundo as diretrizes para classificação e nomenclatura de rochas metamórficas da USGS, apresentadas em Fettes e Desmons (2014). As abreviações para as fases mineralógicas nas microfotografias e no texto, por sua vez, seguiram as abreviações propostas por Whitney e Evans (2010).

Tabela 2 – Relação de pontos visitados, amostras coletadas e respectivos litotipos amostrados, secções delgadas de rocha produzidas e descritas (petrografia) e análises de litogeoquímica (rocha total), geologia isotópica (Sm-Nd e Sr, rocha total) e geocronologia U-Pb em zircão.

Amostra	Litotipo	Coordenadas UTM (23k)		Petrografia	Litogeoquímica	Sm-Nd e Sr	U-Pb
		E (m)	N (m)				
CA-01A	Ortogranulito máfico	786000	7700424	x	x	x	x
CA-01B	Ortogranulito máfico	786000	7700424	x			
CA-02	Ortogranulito félsico	799610	7696680	x	x	x	
CA-11	Ortogranulito félsico	800941	7687418	x	x	x	
CA-11B	Ortogranulito félsico	800941	7687418	x			
CA-14	Ortogranulito félsico	791800	7687350	x	x	x	x
CA-17	Ortogranulito félsico	798517	7681162	x	x	x	x
CA-21	Ortogranulito félsico	797442	7690403				
CA-22	Ortogranulito félsico	795473	7691218		x		
CA-23	Ortogranulito félsico	796037	7692879		x		
CA-24	Ortogranulito félsico	788827	7688425		x		
SM-M-46A	Ortogranulito félsico	794139	7679865	x			
SM-M-47	Ortogranulito félsico	795142	7682198	x			
SM-M-48	Ortogranulito félsico	797277	7684127				
SM-M-50	Ortogranulito félsico	797911	7688388				
SM-M-52A	Ortogranulito félsico	796568	7695844	x			
SM-M-52B	Ortogranulito félsico	796568	7695844	x			
SM-M-53	Ortogranulito félsico	797599	7696029				
SM-M-54	Ortogranulito félsico	799169	7696573	x			
SM-M-55	Ortogranulito félsico	799518	7696690	x			
SM-M-56	Ortogranulito félsico	799597	7968315				
SM-M-57A	Ortogranulito félsico	799677	7699041	x			
SM-M-57B	Ortogranulito félsico	799677	7699041	x			
SM-M-58A	Ortogranulito félsico	799326	7700228	x			
SM-M-101B	Ortogranulito félsico	792024	7684979	x			
SM-M-103	Ortogranulito félsico	791407	7686297				
Total	**-**	**-**	**-**	**17**	**8**	**5**	**3**

Fonte: O autor, 2022.

3.4 **Litogeoquímica**

A realização de análises de litogeoquímica (elementos maiores, menores e tracos em rocha total) objetivou a geração de dados para classificação química (dado que a mineralogia e as texturas originais foram obliteradas pelo alto grau metamórfico ao qual essas rochas foram submetidas), análises de padrões e anomalias em elementos terras raras e análise de ambientação tectônica dos litotipos estudados. As amostras analisadas foram selecionadas com base em aspectos petrográficos e litoestratigráficos.

As 8 amostras selecionadas para geoquímica foram serradas no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (LPA/UFES, em Alegre-ES) e britadas e moídas (em moinho de bolas com cadinho e bolas de tungstênio) no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras da Faculdade de Geologia (LGPA) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ, Rio de Janeiro-RJ).

As análises de composição multielementar foram realizadas pelo Activation Laboratories Ltd (Actlabs, em Ancaster, Canadá) seguindo seu protocolo 4Litho, uma combinação de pacotes Código 4B (fusão da amostra em metaborato/tetraborato de lítio e plasma indutivamente acoplado – ICP-OES). Código 4B2 (medição de elemtos traços em ICP/MS) e Código 4B (elementos principais e Ba, Sc, Sr, V, Y e Zr) onde as amostras são preparadas e analisadas em um sistema de lotes. Cada lote contém um branco do reagente do método, material de referência certificado e amostras com 6% de replicações. As amostras são misturadas com um fluxo de metaborato de lítio e tetraborato de lítio e fundidas em um forno de indução. Um padrão interno e ácido nítrico são misturados continuamente até a dissolução completa da amostra (~45 min). As análises são executadas para os principais óxidos e elementos traço selecionados (4B) em uma combinação simultânea sequencial ICP Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ou ICP Varian Vista 735. A calibração é realizada usando 14 materiais de referência certificados USGS e CANMET preparados. Um dos 14 padrões é usado durante a análise para cada grupo de dez amostras. Os fechamentos ideais situam-se entre 98,5% e 101%. Se os resultados forem inferiores, as amostras são digitalizadas em busca de metais básicos. Fechamentos baixos podem indicar a presença de sulfato e/ou de outros elementos como Li, que normalmente não são medidos. As amostras

com totais baixos, no entanto, são fundidas novamente e reanalisadas automaticamente. As amostras fundidas sob o código 4B2 são diluídas e analisadas por ICP/MS Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 ou 9000. Três brancos e cinco controles são analisados por lote de amostras (três antes e dois depois). As duplicatas são fundidas e analisadas a cada 15 amostras. O instrumento é recalibrado a cada 40 amostras analisadas. Informações mais detalhadas sobre a rotina analítica utilizada podem ser encontrados no site do ActLabs (www.actlabs.com). O tratamento dos dados foi realizado por meio de planilhas do Microsoft Excel® e do *software* Geochemical Data Toolkit – GCDkit (JANOUSEK *et al.*, 2006).

3.5 **Geocronologia U-Pb em zircão**

A aplicação da geocronologia U-Pb em zircão teve por objetivo a obtenção das idades de cristalização, de metamorfismo (e de possíveis heranças) das amostras selecionadas (representantes dos litotipos do CJF identificados na região estudada), essenciais à caracterização da evolução tectônica e metamórfica dos compartimentos estudados.

A preparação das 3 amostras selecionadas para geocronologia (a concentração de grãos de zircão) foi realizada no LGPA, e envolveram: *i*) a lavagem para retirada de poeira (possível contaminante) e secagem estufa; *ii*) a britagem em em britador de mandíbulas; *iii*) a moagem em moinho de disco; iv) a concentração de minerais pesados em mesa hidrodinâmica; *v*) a separação de magnetita com uso de imã de mão; *vi*) separação em frações isomagnéticas em separador eletromagnético isodinâmico Frantz; e, *vii*) separação por líquido denso (bromofórmio e iodeto de metileno). A catagem manual de grãos de zircão com auxílio de lupa binocular e pinça, a montagem dos *mounts* de zircão em resina, o imageamento (BSE e catodoluminescência em microscópio de varredura eletrônica - MEV) e as análises isotópicas de U-Pb em zircão foram realizados no Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais da UERJ (Multilab, Rio de Janeiro, Brasil).

O método aplicado foi o de espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado e ablação à *laser* (LA-MC-ICP-MS – do inglês *Laser Ablation Multi-Collector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) em espectrômetro

Neptune Plus. O diâmetro do *laser* utilizado foi de 30 µm (amostra CA-17) e 40 µm (amostras CA-01 e CA-14). Os dados foram tratados com a utilização do *software* Isoplot 4.15 (LUDWIG, 2011).

Os dados analíticos de U-Pb em zircão obtidos são apresentados como apêndice (APÊNDICE B). As discórdias foram construídas em 2 sigma (*i.e.*, 95% do espaço amostral) com base nas razões/idades $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{235}U$, sendo desconsiderados no cálculo os dados com Pb comum muito alto (função $f_{206} > 0,05\%$) e com erros entre as razões $^{207}Pb/^{235}U$ e $^{206}Pb/^{238}U$ muito grandes (> 8). Para controle e validação dos dados foram utilizados como padrões (materiais de referência) o zircão GJ-1 (de 608 Ma – JACKSON *et al.*, 2004) como padrão primário e o zircão 91500 (de 1068 Ma – BLICHERT-TOFT, 2008) como padrão secundário.

3.6 **Isótopos de Sm-Nd e Sr em rocha total**

Para a avaliação de isótopos de Sm-Nd e Sr, as 5 amostras selecionadas foram serradas, britadas e moídas no LGPA/UERJ (mesmos procedimentos que os adotados na preparação das amostras para litogeoquímica) e encaminhadas ao Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR, também na UERJ), onde as amostras receberam tratamento químico e tiveram suas razões isotópicas medidas.

No LAGIR, uma alíquota (entre 25 e 50 mg) de cada amostra (já pulverizada no LGPA) foi submetida à digestão química em ácido clorídrico e ácido fluorídrico. A separação de Sr e REE foi feita em colunas de troca catiônica seguindo técnicas convencionais com colunas de Teflon preenchidas com resina Biorad® AG50W-X8 (100–200 mesh) em meio HCl. Para a separação de Sm e Nd dos demais elementos terras raras (ETRs), foi utilizada uma coluna secundária com a resina Eichrom LN-B-25 S (50–100 µm).

As razões isotópicas foram medidas em espectrômetro de massa por ionização térmica (TIMS) Thermo Scientific TRITON. Sm e Nd foram ionizados em filamento de Re, em suporte com arranjo duplo e medidos em 8 e 16 ciclos (com 10 blocos em cada ciclo), respectivamente. O Sr, por sua vez, foi ionizado em um filamento de Ta, em suporte de arranjo simples e medido em 10 ciclos. Quanto aos resultados obtidos,

os erros analíticos encontram-se na sexta casa para Sm e Nd, e na quinta casa para Sr.

As razões medidas foram normalizadas em relação às constantes naturais $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$, $^{147}Sm/^{152}Sm = 0,5608$ e $^{88}Sr/^{86}Sr = 8,3702$. As razões iniciais e as idades modelo de manto empobrecido de Sm e Nd (T_{DM}) foram calculadas usando o modelo de manto empobrecido de DePaolo (1981).

4 **RESULTADOS**

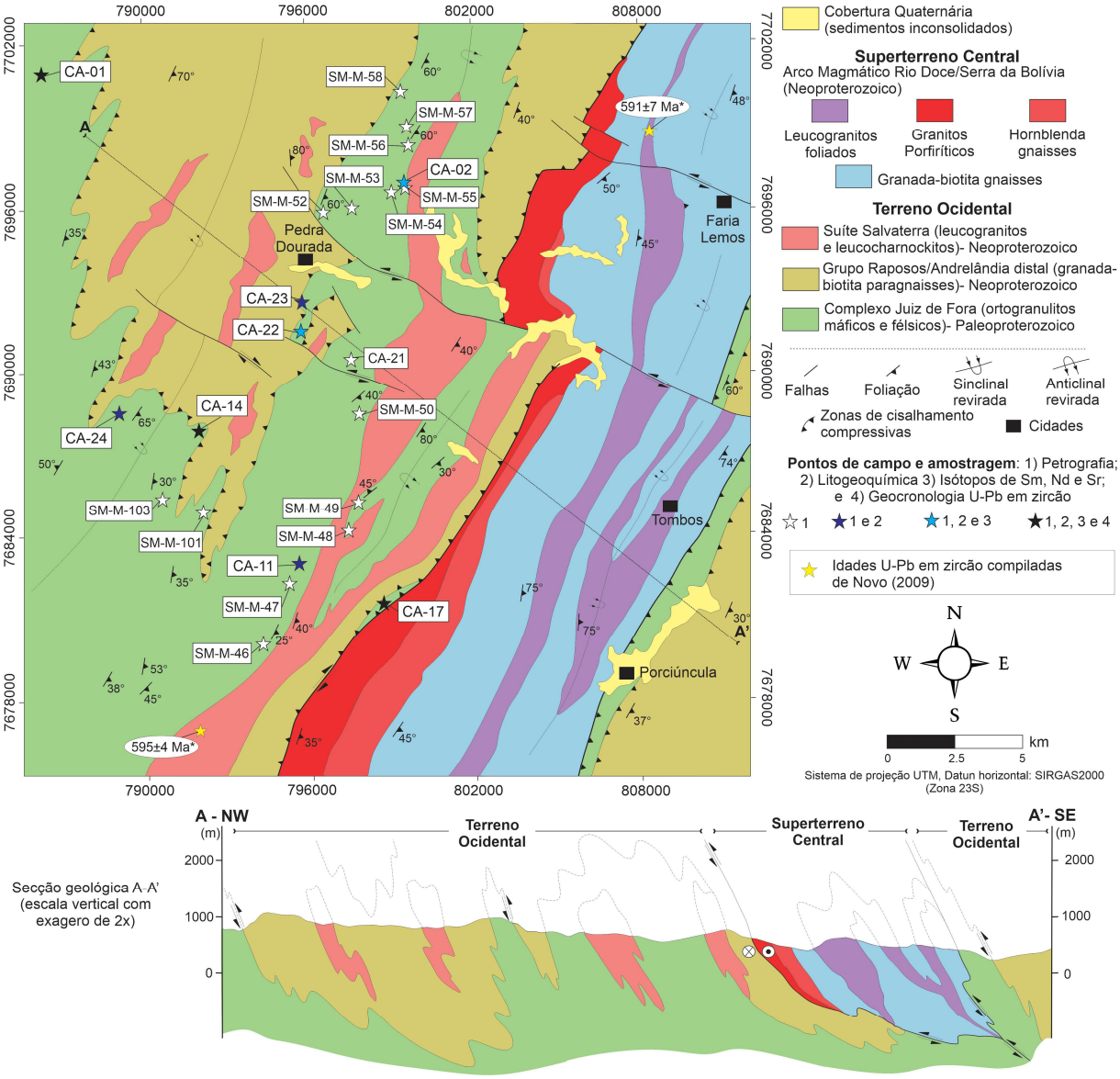
Esta secção apresenta os principais resultados obtidos no desenvolvimento desta pesquisa: *i*) as principais observações de campo e a caracterização petrográfica dos litotipos do CJF identificados na região estudada; *ii*) os dados de litogeoquímica e a análise dos mesmo em diagramas de classificação química, ambientação tectônica e de padrões de elementos terras raras normalizados (REEs); *iii*) os dados de geocronologia; e *iv*) os dados isotópicos de Sm-Nd e Sr.

4.1 **Observações de Campo e Petrografia**

Na região investigada, o CJF ocorre na forma de escamas tectônicas dobradas e intercaladas com as sequências supracrustais e intrusões de corpos granitoides anatéticos sin-tectônicos brasilianos (Grupo Raposos/Andrelândia e Suíte Salvaterra, respectivamente – Figura 7). A proximidade da área com o contato (dobrado) entre os Terreno Ocidental e o Superterreno Central é evidenciada pela presença de uma *Klippe* de rochas do Sistema de Arco Interno Cordilheirano (e metassedimentos associados). A foliação principal tem direção preferencial NNE-SSW, com mergulhos moderados a altos para SE. A Figura 7 apresenta a localização dos pontos de amostragem, o mapa e o perfil geológico, produzidos a partir da integração de dos levantamentos realizados pela turma de estágio de campo da UERJ no ano de 2012, dados de levantamentos de campo realizados pelo autor na região entre janeiro e agosto de 2021 e de dados compilados da folha cartográfica 1:100.000 Carangola (NOCE *et al.*, 2009) e da dissertação de mestrado de Novo (2009).

As rochas do CJF que afloram na região, sobretudo, em cortes de estrada, paredões rochosos e lajedos junto às drenagens. São dois os principais litotipos do CJF individualizados na região estudada: ortogranulito félsico e, ortogranulito máfico (Tabela 3), sendo que o primeiro é o mais comumente observado e o segundo (o ortogranulito máfico) um litotipo subordinado. A composição mineralógica modal de cada um destes dois litotipos é apresentada na Tabela 3. As principais características de campo e petrografia destes dois litotipos são apresentadas a seguir.

Figura 7 – Mapa e perfil geológico da área de estudo, com a localização das estações de campo e das amostras investigadas por petrografia, litogeoquímica, isótopos de Sm-Nd e Sr, e geocronologia U-Pb em zircão.



Fonte: O autor, 2022.

Tabela 3 – Composição modal (% em volume, intervalos obtidos a partir dos valores mínimos e máximos da média aritimética de 10 visadas para cada lâmina descrita) dos litotipos estudados.

	Pl	Qz	Kfs	Opx	Hbl	Bt	Cpx	Zrn	Ap	Op	Ttn	Sec
OF (n=15)	34-55	9-29	9-28	8-14	2-4	4-7	0-3	<0.2	<0.1	0-2	0-0.1	<0.4
OM (n=2)	42-48	1-2	2-4	10-14	17-26	8-11	2-3	<0.2	<0.2	3-4	0	<0.3

Legenda: OF- ortogranulito félsico; OM- ortogranulito máfico; n- número de lâminas descritas; Pl- plagioclásio; Qz- quartzo; Kfs- K-feldspato; Opx- ortopiroxênio; Hbl-hornblenda; Cpx- clinopiroxênio; Zrn- zircão; Ap- apatita; Op – minerais opacos; Grt- granada; Ttn- titanita; e, Sec- minerais secundários (de alteração).

Fonte: O autor, 2022.

4.1.1 Ortogranulito félsico

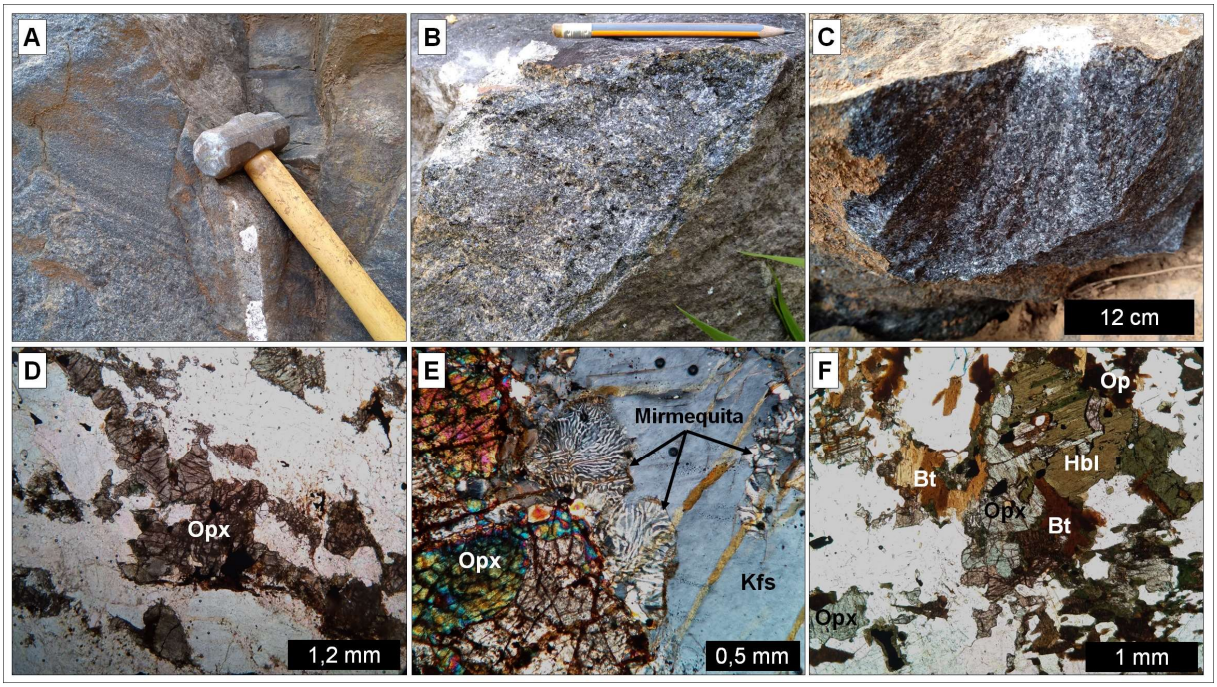
O ortogranulito félsico é o litotipo do CJF mais comumente observado na região estudada. Apresenta coloração em tons de cinza, principalmente cinza médio, cinza escuro e, por vezes, cinza-azulado (Figuras 8A, 8B e 8C). A granulação é equigranular de tamanho médio (entre 1 e 5 mm), com grãos de quartzo, feldspatos e piroxênio visíveis à olho nu. De forma geral, os ortogranulitos félsicos são homogêneos (isotrópicos), com textura granoblástica (trama equigranular quartzo-feldspática) e, subordinadamente, nematoblástica (grãos de ortopiroxênio orientados demarcando uma xistosidade mal desenvolvida – Figura 8D). Embora boa parte dos afloramentos observados sejam bastante homogêneos (quase isotrópicos, com foliação pouco evidente – Figuras 8B e 8C), por vezes observam-se alguns afloramentos mais heterogêneos com bandamento composicional caracterizado pela intercalação de bandas de coloração mais clara (cinza médio e cinza azulado, sobretudo) e bandas de coloração mais escura (cinza escuro – Figura 8A).

Constituem a mineralogia principal dos ortogranulitos félsicos (Tabela 3) plagioclásio (34-55%), quartzo (9-29%), K-feldspato (9-28%) e Opx (8-14%). Biotita (4-7%) ora ocorre como principal ora como fase acessória. Como fases acessórias, ocorrem hornblenda, clinopiroxênio, minerais opacos, apatita, titanita e zircão. Como minerais de alteração, observam-se carbonatos e sericita em algumas poucas amostras, decorrente da alteração de feldspatos.

O Plagioclásio constitui a fase mineral mais abundante da rocha, e a olho nu apresenta cores esverdeadas ou cinza-azuladas. Em lâmina delgada, é xenoblástico e os cristais ocorrem com frequente maclas polissintéticas, com inclusões de biotita, apatita e zircão. O quarzto é invariavelmente xenoblástico, apresentando contatos ameboidais a interlobados e, por vezes, apresenta extinção ondulante. O K-feldspato também ocorre em grãos xenoblásticos, com contatos ameboides a interlobados e com extinção ondulante. Pertitas são comuns e, no contato entre grãos de K-feldspato e plagioclásio são observadas mirmequitas (Figura 8E). Os grãos de ortopiroxênio apresentam cores pálidas com fraco pleocroísmo que varia de rosa a verde em luz natural e cores de interferência em tons de cinza e de amarelo de 1° ordem, comumente são parcialmente substituídos por hornblenda e biotita retrógradas (Figura 8F). A biotita ocorre como grãos idioblásticos a subdioblásticos (predominantemente),

de hábito lamelar, na matriz a xenoblásticos (quando inclusa em plagioclásio e K-feldspato). Em luz natural, apresenta forte pleocroísmo em tons de castanho e marrom (por vezes avermelhadas), e em luz polarizada, apresentam vivas cores de interferência em tons de verde e amarelo de 3° ordem, bem como cores amarronzadas anômalas. Agregados de biotita euedrais e sem orientação preferencial (estrutura decussada) também são observados. A hornblenda ocorre como grãos subdioblásticos a xenoblásticos (com hábito prismático), como forte pleocroísmo em tons de em matiz de verde a verde amarelado, sob luz natural, e, a nicóis cruzados, cores de interferência em tons de verde, rosa e amarelo de 2° ordem. Por vezes, ocorre junto às bordas dos de orto- e clinopiroxênio (Figura 8F), substituindo parcialmente estas fases minerais (retrometamorfismo).

Figura 8 – Principais aspectos de campo e petrografia dos ortogranulitos félsicos.



Legenda: A) afloramento com ortogranulito félsico de estrutura gnáissica (bandada) e intercalação entre bandas com variados tons de cinza; B) detalhe de afloramento com o ortogranulito félsico- granoblástico, de coloração cinza claro a cinza médio, e com porfiroblastos de piroxênio (pontos escuros); C) detalhe de afloramento de ortogranulito félsico granoblástico e de coloração cinza escuro; D) fotomicrografia em luz natural apresentando textura nematoblástica com grãos de ortopiroxênio orientados; E) mirmequitas em feldspatos, em luz polarizada; F) microfotografia em luz natural apresentando grão de ortopiroxênio parcialmente substituído por hornblenda e biotita retrometamórficos.
Fonte: O autor, 2022.

Em relação às fases acessórias, os grãos de clinopiroxênio são subdioblásticos (hábito prismático) a xenoblásticos, incolores ou com cores pálidas em luz natural e,

quando vistos em nicóis cruzados, com cores de interferência azul, verde e amarelo de 2° ordem. Quase sempre ocorrem envolvidos por hornblenda e ou biotita, parcialmente substituído por estes minerais. Os minerais opacos ocorrem como grãos xenoblásticos, como inclusões em minerais máficos (ortopiroxênio, anfibólio e biotita – Figuras 8F). Vistos em lupa apresentam brilho metálico e cores amarelo douradas, sendo identificados como fases sulfetadas e oxidadas. A apatita ocorre como grãos prismáticos a aciculares, sobretudo como inclusões em grãos de plagioclásio, K-feldspato e quartzo. A titanita ocorre como grãos subdioblásticos a xenoblásticos, com relevo alto e cores em tons de castanho em luz natural e cores de interferência em tons de verde e rosa de 2° e 3° ordem em luz polarizada. Os grãos de zircão ocorrem em formas prismáticas, são idioblásticos, incolores em luz natural e, com vivas cores de interferência em tons de amarelo e verde de 3° e 4° ordem e, azul, rosa e roxo de 3° ordem em luz polarizadas. Ocorrem sobretudo como inclusões em grãos de feldspatos, biotita, anfibólio e quartzo.

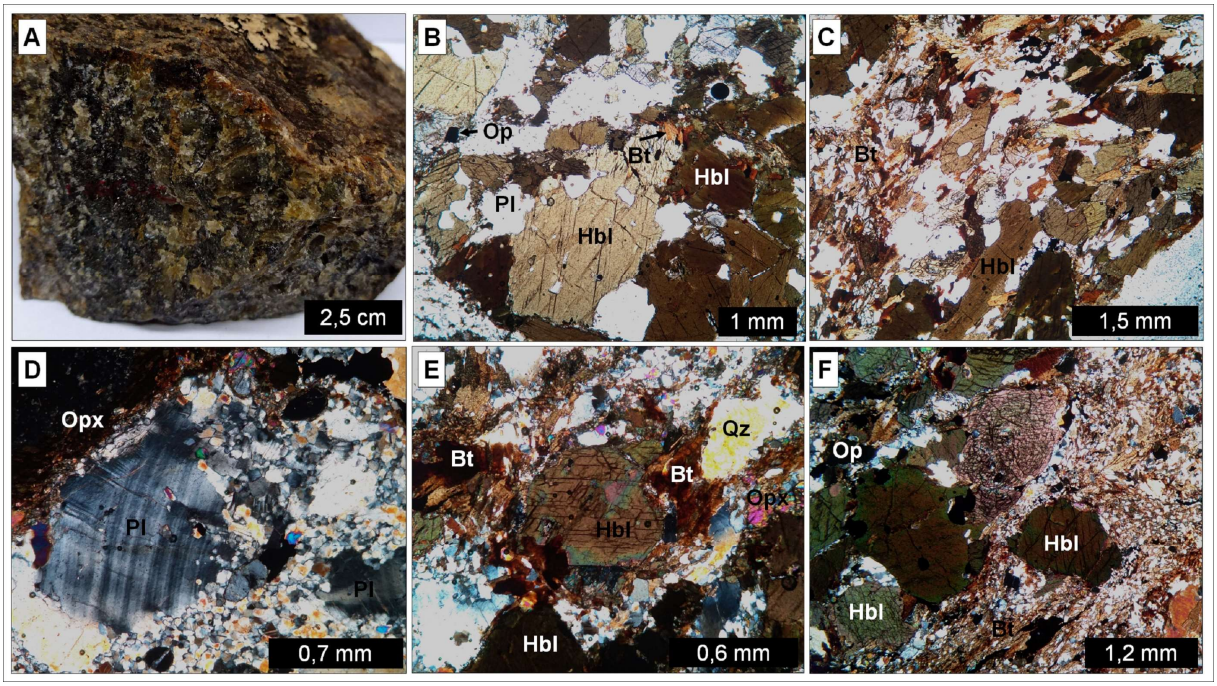
Como fases secundárias, embora observados em pequenas quantitades em algumas amostras (menos de 0,4% em volume modal – Tabela 3), são identificados carbonatos e mica branca/sericita, resultantes sobretudo da alteração de feldspatos.

4.1.2 Ortogranulito máfico

O ortogranulito máfico constitui um litotipo subordinado do CJF na região estudada, sendo observado em um único afloramento (nas proximidades de São Francisco do Glória, ponto CA-01 na Figura 7), sendo este homogêneo. Caracteristicamente, o ortogranulito máfico apresenta cor verde escura (em função, sobretudo, da presença de grãos esverdeados de plagioclásio e hornblenda – Figura 9A) e granulação predominantemente média a grossa. Menos frequentemente são observados porfiroblastos de feldspato e piroxênio de até 1 cm de comprimento. A textura predominante da rocha é a granoblástica, definida por agregados de minerais equidimensionais de granulação média, (sobretudo hornblenda e plagioclásio – Figura 9B). Subordinadamente, observa-se textura lepidonematoblástica, com a orientação de grãos de hornblenda (prismática) e biotita (lamelar), demarcando a foliação da rocha (Figura 9C). Por vezes, são observados agregados máficos de até 3 centimetros

de comprimento, constituídos sobretudo por cristais de anfibólio (de granulação média a grossa) e biotita (de granulação fina) retrógrados.

Figura 9 – Principais aspectos de campo e petrografia dos ortogranulitos máficos.



Legenda: A) detalhe de amostra de mão do ortogranulito máfico, com textura granoblástica, granulação média a grossa e coloração esverdeada; B) agregado granoblástico de hornblenda e plagioclásio em luz natural; C) grãos de hornblenda e biotita orientadas em luz natural – textura nematolepidoblástica; D) porfiroclasto de plagioclásio com macla polissintética, extinção ondulante, com formação de subgrãos e novos grãos, em luz polarizada; E) grão de ortopiroxênio xenoblástico parcialmente substituído por hornblenda e biotita retrometamórficos, também em luz polarizada; e F) grãos de hornblenda com inclusões de minerais opacos xenoblásticos, em luz polarizada.
Fonte: O autor, 2022.

A mineralogia essencial do ortogranulito máfico (Tabela 3) é dada por plagioclásio (42-48%), hornblenda (17-26%), ortopiroxênio (10-14%) e biotita (8-11,5%). Quartzo, K-feldspato, clinopiroxênio, minerais opacos, apatita e zircão constituem fases minerais acessórias (*i.e.*, menos de 5% em volume modal).

O plagioclásio, mineral mais abundante na rocha, ocorre como grãos esverdeados e xenoblásticos, e em lâmina quase sempre exibem geminação polissintética, por vezes, com extinção ondulante (Figura 9D). Os grãos de hornblenda, xenoblásticos (Figuras 9B e 9C) a hipidioblásticos (Figura 9E), exibem forte pleocroísmo em tons de verde claro, verde amarelado e verde escuro em luz natural e vivas cores de interferência em tons de verde e amarelo de 2° ordem ou anômalas (em fortes tons de castanho a amarronzado) em luz polarizada. A típica

clivagem em ângulos de 60 e 120° dos anfibólios é observada na secção basal (Figuras 9E e 9F). Muitas vezes ocorre em contato com grãos de ortopiroxênio e clinopiroxênio substituindo-os (retrometamorfismo – Figura 9E), e em contato com biotita (por vezes sendo substituída por esta – Figura 9E). Ortopiroxênio ocorre como grãos xenoblásticos, de coloração verde claro (pálido) em luz natural e, quando observados em luz polarizada, exibem cores de interferência em tons de amarelo e cinza de 1° ordem. Tais grãos quase sempre são envoltos (e parcialmente substituídos) por grãos de anfibólio (hornblenda - Figura 9E) e biotita retrógrados. A biotita ocorre como grãos subdioblásticos, de hábilo lamelar, a xenoblásticos de granulação fina (Figura 09F), com forte pleocroísmo nos matizes do castanho ao marrom, sob luz natural, e com cores de interferência em tons de verde e amarelo de 3° e 4° ordem ou com cores de interferência anômalas (amarronzadas) e extinção “olho-de-pássaro” em nicóis cruzados. Muitas vezes ocorre junto as bordas de outras fases minerais (*e.g.*, ortopiroxênio e clinopiroxênio, bem como hornblenda e minerais opacos) substituindo parcialmente os mesmos (Figuras 9B e 9E).

Fase mineral menos abundante (acessória), o clinopiroxênio ocorre como grãos subdioblásticos (prismáticos) a xenoblásticos, incolores em luz natural e com vivas cores de interferência em tons de azul, verde e amarelo de 2° ordem em luz polarizada. Comumente encontram-se envolvidos por grãos de anfibólio e biotita retrógrados (sendo parcialmente substituído por estes minerais). Os minerais opacos comumente são observados como grãos totalmente disformes (anédricos), envoltos por hornvlenda e/ou biotita (Figura 9F). Os grãos de zircão são idioblásticos, incolores em luz natural e com cores de interferência em tons de verde e amarelo de 2° ordem e rosa, roxo vermelho de 3° ordem quando analisados em luz polarizada. Ocorrem como inclusões em grãos de biotita, feldspatos, anfibólio e quartzo. A apatita ocorre como grãos prismáticos, idioblásticos, sobretudo como inclusões em plagioclásio.

Como fases secundárias (*i.e.*, de alteração), em diminutas quantitades, são observados em algumas amostras, carbonatos, mica branca/sericita, resultantes sobretudo da alteração de feldspatos.

4.2 **Litogeoquímica**

Dados de litogeoquímica de elementos maiores (em % em peso), menores e traço (em ppm) em rocha total (apresentados na Tabela 4) foram obtidos para 7 amostras representativas dos ortogranulitos félsicos (amostras CA-02, CA-11, CA-14, CA-17, CA-22, CA-23 e CA-24 – Figuras 10 e 11) e para uma amostra do ortogranulito máfico (amostra CA-01 – Figuras 12 e 13). Os dados obtidos para cada um destes litotipos são caracterizados a seguir.

4.2.1 Ortogranulitos félsicos

Os ortogranulitos félsicos compreendem rochas com teores de SiO_2 variando entre 58,41 e 65,79 % em peso, sendo classificadas como dioritos e granodioritos (Figura 10A). São cálcicos a cálcio-alcalinos (Figura 10B) e magnesianos (Figura 10C) com Mg# moderado a alto (entre 0,44 e 0,54). São também metaluminosos a fracamente peraluminosos (Figura 10D), com razão A/CNK entre 0,81 a 1,01. Apresentam altos conteúdos de Ba e Sr (Figura 10E), entre 489 e 1389 ppm, e 377 e 624 ppm, respectivamente. Apresentam ainda, razões Na_2O/K_2O entre 0,71 e 2,34, e conteúdos de Cr e Ni, respectivamente, entre 40 a 110 e <50 ppm. No diagrama de fontes (LAURENT *et al.*, 2014), plotam no campo de rochas máficas de alto K (Figura 10F) e, no diagrama de discriminação de TTGs, sanukitoides, granitoides híbridos e biotita granitos (LAURENT *et al.*, 2014), plotam no campo dos sanukitoides (Figura 10G).

Normalizadas ao REE condrítico (BOYNTON, 1984 – Figura 11A), os ortogranulitos félsicos apresentam fracionamento negativo entre terras raras leves e pesados, razão $La/Yb_{(N)}$ entre 9,55 e 15,15, e anomalias de Eu são ausentes, fracamente negativas a fracamente positivas. Normalizados ao manto primitivo (SUN e McDONOUGH, 1989 – Figura 11B), apresentam anomalias positivas de Ba, K, Pb, Nd e Dy e anomalias negativas de Th, Nb, P, Zr e Ti.

Tabela 4 – Dados analíticos de litogeoquímica – elementos maiores (% em peso), menores e traço (em ppm) obtidos para os ortogranulitos félsicos (OF) e para o ortogranulito máfico (OM). (continua)

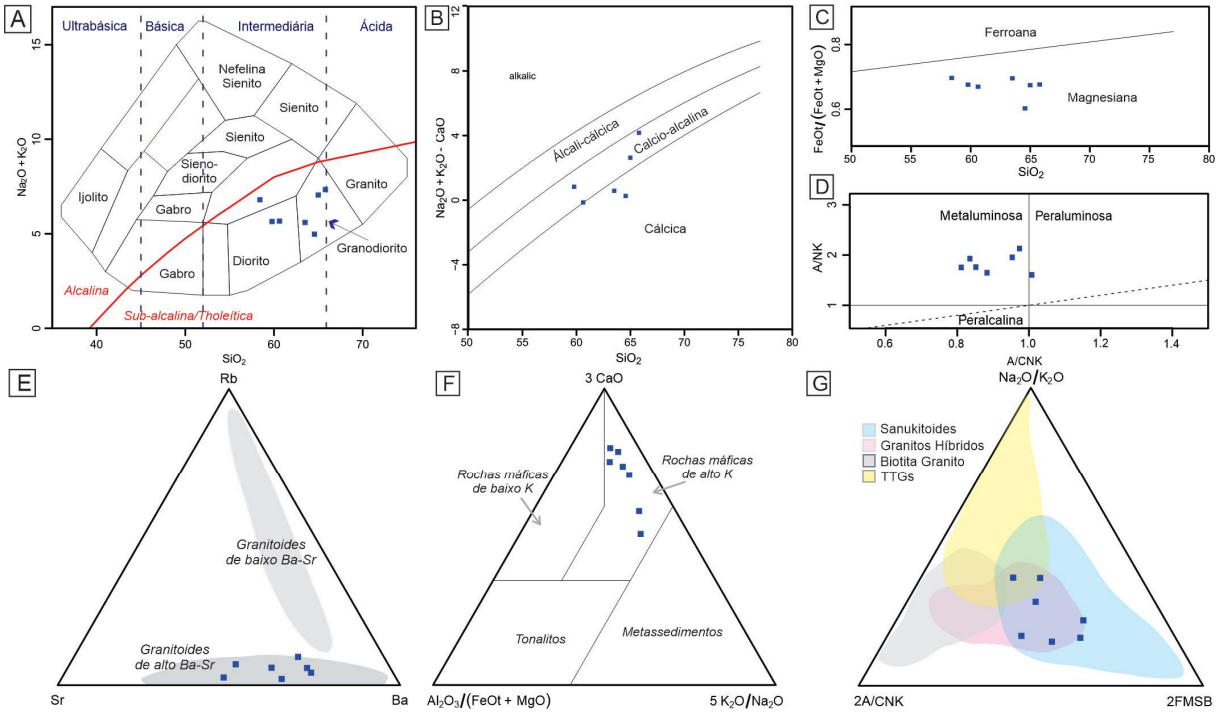
Amostra	OF							OM
	CA-02	CA-11	CA-14	CA-17	CA-22	CA-23	CA-24	CA-01
SiO_2	60,62	58,41	59,78	65,79	63,50	64,56	64,99	48,48
TiO_2	0,87	1,50	0,65	0,51	0,59	0,63	0,55	2,96
Al_2O_3	15,56	16,30	16,31	15,61	13,77	15,39	15,29	14,76
FeO_t	7,00	6,64	7,26	4,00	5,95	4,52	4,25	13,36
Fe_2O_3	7,86	7,46	8,16	4,49	6,68	5,08	4,77	15,01
MnO	0,12	0,11	0,14	0,07	0,09	0,08	0,07	0,18
MgO	3,45	2,89	3,48	1,91	2,60	2,98	2,05	5,62
CaO	5,81	5,43	4,82	3,17	5,02	4,72	4,42	7,08
Na_2O	3,43	3,38	3,96	3,16	3,18	3,26	2,93	3,21
K_2O	2,24	3,42	1,69	4,18	2,42	1,72	4,12	2,19
P_2O_5	0,27	0,47	0,23	0,17	0,19	0,35	0,20	0,86
LOI	-0,14	0,53	1,03	0,95	1,55	1,57	0,95	0,13
Total	100,10	99,89	100,30	99,99	99,59	100,30	100,30	100,50
Sc	27	18	17	7	18	11	14	50
Be	2	2	2	2	2	3	2	2
V	172	134	104	59	109	88	85	294
Ba	1197	1368	509	1081	648	489	1389	866
Sr	624	455	542	414	377	449	482	554
Y	18	36	20	41	34	24	20	65
Zr	148	411	156	278	245	98	194	338
Cr	90	40	110	60	70	50	50	90
Co	30	23	27	17	22	21	22	46
Ni	< 20	< 20	50	20	< 20	< 20	< 20	60
Cu	30	20	50	50	10	20	10	70
Zn	80	80	90	60	70	80	50	170
Ga	18	20	21	20	19	22	20	28
Ge	1	1	1	1	1	1	1	2
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	39	80	28	157	64	71	115	79
Nb	8	21	10	10	16	10	10	35
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	2
Ag	0,5	1,3	0,5	0,9	0,8	< 0,5	0,6	1
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,3
Sn	2	2	1	1	3	1	2	3
Sb	< 0,5	< 0,5	1,4	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cs	< 0,5	< 0,5	< 0,5	2,3	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
La	26,9	63	29,9	35,4	54,2	40,7	38,2	111
Ce	54,2	135	64,5	61,5	117	80,8	83,1	284
Pr	6,66	16,4	8,38	7,12	14,1	9,29	10,6	37,8
Nd	27,4	64	35,6	26	53,7	35,7	44,5	159
Sm	5,7	11,9	7,5	4,7	10,5	7,2	9,4	31
Eu	1,82	2,2	1,6	1,56	1,51	1,39	1,61	3,44
Gd	4,1	8,2	5,2	3,9	7,2	5,1	6,1	19,1
Tb	0,7	1,3	0,9	0,6	1,2	0,9	0,9	2,8
Dy	3,9	7,5	4,3	3,7	6,6	4,8	4,5	14,9

Tabela 4 – Dados analíticos de litogeoquímica – elementos maiores (% em peso), menores e traço (em ppm) obtidos para os ortogranulitos félsicos (OF) e para o ortogranulito máfico (OM). (conclusão)

Amostra	OF							OM
	CA-02	CA-11	CA-14	CA-17	CA-22	CA-23	CA-24	CA-01
Ho	0,7	1,4	0,8	0,8	1,2	0,9	0,8	2,5
Er	2	3,7	2,1	2,5	3,5	2,4	2,1	6,4
Tm	0,29	0,5	0,26	0,36	0,47	0,32	0,28	0,8
Yb	1,9	3,1	1,5	2,2	3	2	1,7	4,7
Lu	0,28	0,46	0,22	0,34	0,45	0,3	0,24	0,65
Hf	3,3	8,7	3,5	7	5,7	2,5	4,9	7,5
Ta	0,5	0,9	0,4	0,6	0,9	0,5	0,4	1,5
W	101	68	56	68	77	65	117	38
Tl	0,1	0,2	< 0,1	0,6	0,2	0,2	0,4	0,3
Pb	6	7	28	19	12	10	13	5
Bi	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
Th	0,4	1,7	0,3	7,8	3,7	3,1	0,6	1,8
U	0,2	0,2	0,3	1,5	0,6	0,4	0,2	0,3
#Mg	0,47	0,44	0,46	0,46	0,44	0,54	0,46	0,43
Na_2O/K_2O	1,53	0,99	2,34	0,76	1,31	1,90	0,71	1,47

Fonte: O autor, 2022.

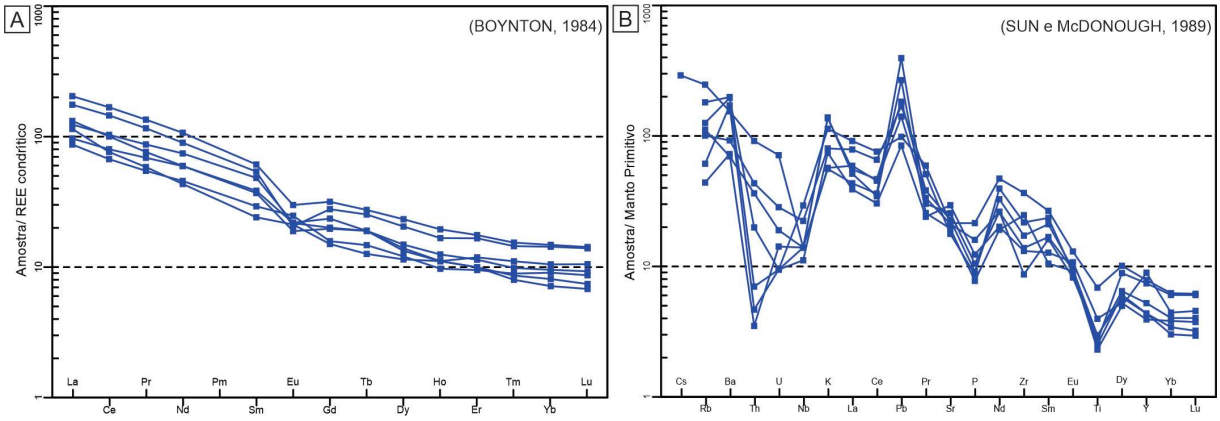
Figura 10 – Diagramas de classificação litogeoquímica e ambientação tectônica para os ortogranulitos félsicos.



Legenda: A) diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979); B) diagrama $Na_2O + K_2O + CaO$ vs. SiO_2 de Frost *et al.* (2001); C) diagrama $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ vs SiO_2 de Frost *et al.* (2001); D) diagrama de Shand (1943); E) diagrama ternário Rb-Ba-Sr com o campo dos granitoides de alto Ba e Sr de Tarney e Jones (1994); F) diagrama de fontes (LAURENT *et al.*, 2014); e F) diagrama de discriminação de TTGs, sanukitoides, biotita granitos e granitos híbridos (LAURENT *et al.*, 2014).

Fonte: O autor, 2022.

Figura 11 – Padrões de elementos terras raras (REEs) dos ortogranulitos félsicos.



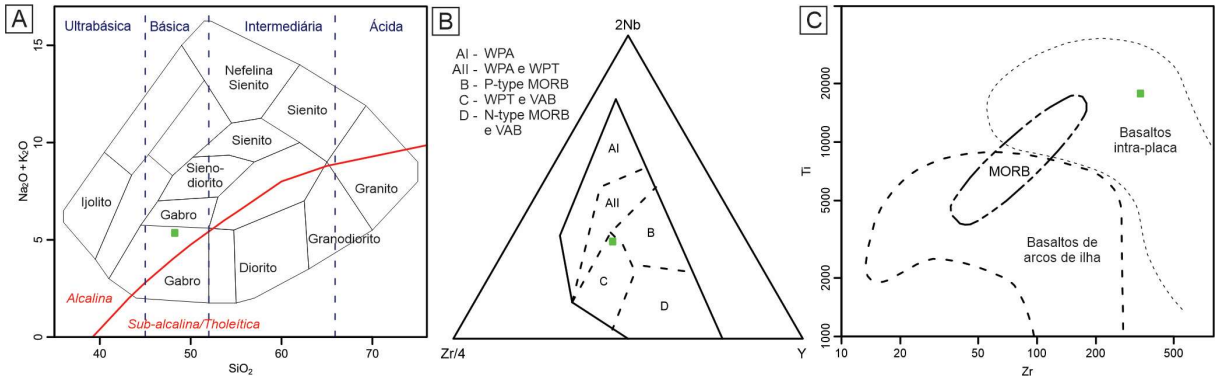
Legenda: A) aranhograma normalizados ao REE condrítico (BOYNTON, 1984); e B) aranhograma normalizado ao Manto Primitivo (SUN e McDONOUGH, 1989).
Fonte: O autor, 2022.

4.2.2 Ortogranulito máfico

A amostra CA-01, um ortogranulito máfico, apresenta composição básica (com conteúdo de SiO_2 igual a 48,48 % em peso), gabroica (Figura 12A). Apresenta moderado conteúdo de MgO com Mg# igual a 0,43 e alto conteúdo de FeO_t (igual a 13,36). Em diagramas de ambientação tectônica e discriminação de basaltos, plota no campo dos basaltos intra-placa (WPAs) e basaltos de arco vulcânico (VABs) (Figura 12B – MESCHEDE, 1986), e no campo dos WPTs (Figura 12C – PEARCE e NORRY, 1979).

Em relação aos elementos terras raras, normalizados ao REE condrítico (BOYNTON, 1984 – Figura 13A), apresentam fracionamento negativo entre LREE HREE (com razão $La/Yb_{(N)}$ igual a 15,92), bem como forte anomalia negativa de Eu (com Eu/Eu* igual a 0,43), sendo também a rocha mais enriquecida em REE que todas as outras investigadas na presente dissertação (com somatório de REEs igual a 678,09). Normalizados em relação ao N-MORB (SUN e McDONOUGH, 1989 – Figura 13B), apresenta altos em Rb, Ba, La, Nd, Sm e Dy, e baixos em U, Pb, Sr, Zr, e Ti.

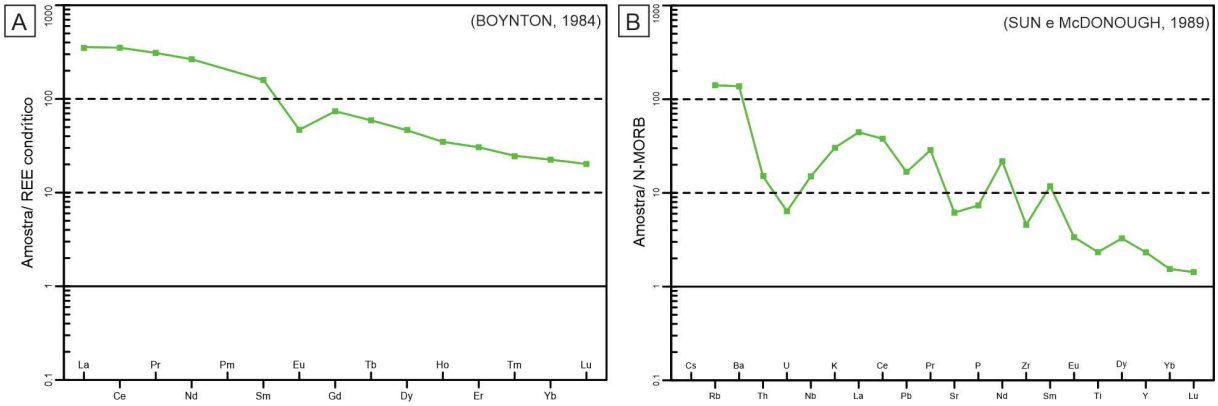
Figura 12 – Diagramas de classificação litogeoquímica e ambientação tectônica para o ortogranulito máfico.



Legenda: A) A) diagrama TAS (COX *et al.*, 1979); B) diagrama de discriminação tectônica de basaltos de Meschede (1986); e B) diagrama de discriminação tectônica de basaltos de Pearce e Norry (1979).

Fonte: O autor, 2022.

Figura 13 – Padrões de elementos terras raras (REEs) do ortogranulito máfico.



Legenda: A) REEs normalizados ao REE condrítico (BOYNTON, 1984); e B) REEs normalizados ao N-MORB (SUN e McDONOUGH, 1989).

Fonte: O autor, 2022.

4.3 **Geocronologia U-Pb em Zircão**

Com base nas características petrográficas e litogeoquímicas, 3 amostras foram selecionadas para investigação por geocronologia U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS (Tabela 5): uma amostra do ortogranulito máfico (amostra CA-01) e duas amostras dos ortogranulitos félsicos (amostras CA-14 e CA-17). As tabelas com os dados analíticos são apresentadas na íntegra como apêndice (APÊNDICE B), a morfologia e textura dos grãos de zircão e as idades de cristalização magmática e de

metamorfismo obtidas para cada amostra (sintetizadas na Tabela 5) são apresentados à seguir.

Tabela 5 – Síntese dos resultados de geocronologia U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS): idades de cristalização magmática e de metamorfismo e razões Th/U obtidas para os diferentes domínios de zircão em cada uma das amostras datadas.

Amostra	Litotipo	Classificação Química/tectônica	Cristalização magmática	Metamorfismo	Razões Th/U	
					Núcleos	Bordas
CA-01	Ortogranulito máfico	OIB	2101 ± 20 Ma	602 ± 44 Ma	0,05-0,42	0,05-0,07
CA-14	Ortogranulito félsico	Sanukitoide	2176 ± 7 Ma	581 ± 12 Ma	0,08-1,22	0,19-0,61
CA-17	Ortogranulito félsico	Sanukitoide	2175 ± 12 Ma	605 ± 26 Ma	0,25-1,02	0,45-1,85

Fonte: O autor, 2022.

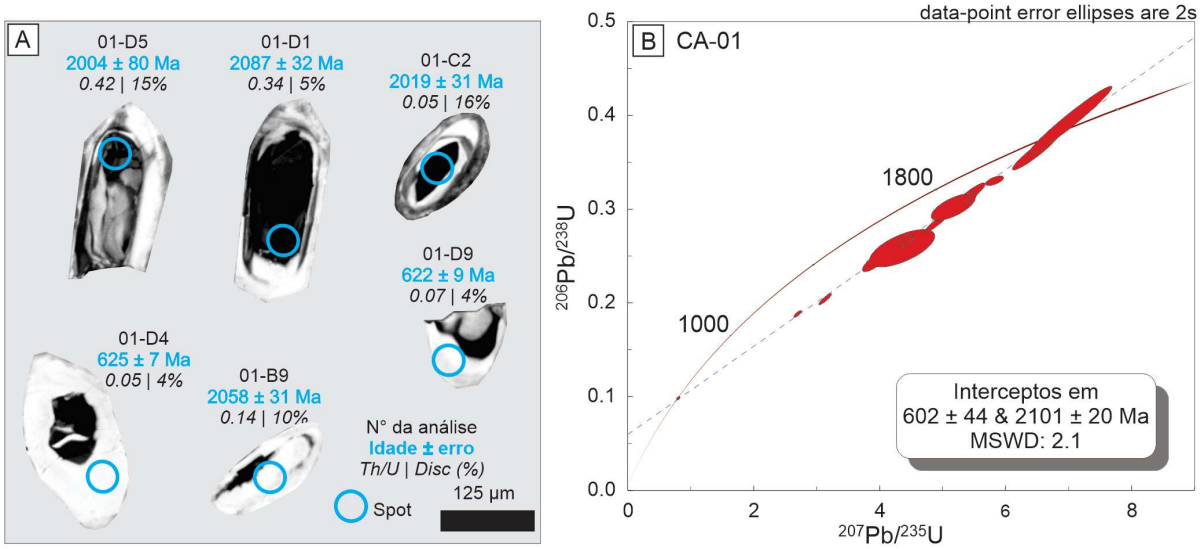
4.3.1 Amostra CA-01 (ortogranulito máfico)

Na amostra CA-01 (ortogranulito máfico), os grãos de zircão são incolores e transparentes, predominantemente euédricos, e por vezes, subédricos. Apresentam em sua maioria, formas prismáticas terminadas em bipirâmides, mas terminações arredondadas também são observadas. Em relação ao tamanho, os grãos variam de 120 a 280 µm em comprimento e razões comprimento/largura de 3:1 são dominantes, embora razões maiores (4:1) e menores (2:1 e 3:2) também sejam observadas. Vistos em imagens de catodoluminescência, a maior parte dos grãos de zircão apresentam dois domínios distintos: núcleos escuros bastante homogêneos; e bordas de coloração mais clara, também bastante homogêneas (Figura 14A).

Dos 85 grãos separados e imageados, 31 foram analisados (evitando-se grãos metamícticos, inclusões e fraturas) com 35 tiros (distribuídos entre núcleos e bordas). Dentre estas 35 análises, 20 foram descatadas por apresentarem chumbo comum alto, grandes erros nas razões isotópicas (> 8) e ou discordâncias muito grandes (neste caso, quando ao mesmo tempo não marcam um *trend* bem definido de perda de chumbo). De forma gráfica, 15 pontos analíticos (a maioria altamente discordante, impossibilitando o cálculo de idades concordantes) se distribuem ao longo de uma reta com intercepto superior em 2101 ± 20 Ma (interpretado como a idade de cristalização magmática da rocha) e intercepto inferior em 602 ± 44 Ma (interpretado como idade de metamorfismo – Tabela 5 e Figura 14B), com um MSWD de 2,1 e

razões Th/U variando de 0,05 a 0,42 nos núcleos e 0,05 a 0,07 nas bordas (Tabela 5 e Figura 14).

Figura 14 – Morfologia e texturas de grãos de zircão representativos e idades obtidas para a amostra CA-01 (ortogranulito máfico).

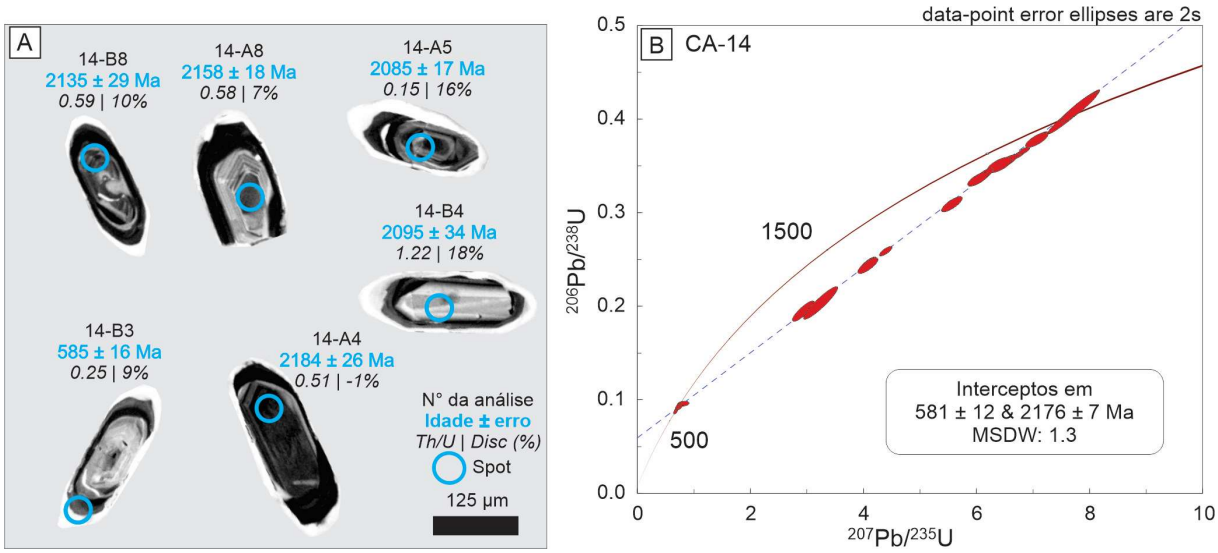


Fonte: O autor, 2022.

4.3.2 Amostra CA-14 (ortogranulito félsico)

Na amostra CA-14 (ortogranulito félsico com assinatura sanukitoide), os grãos de zircão são incolores e transparentes, predominantemente euédricos, e por vezes, subédricos. Apresentam em sua maioria formas prismáticas com extremidades terminadas em formas piramidais ou arredondadas. Os grãos variam de 190 a 350 µm em comprimento e razões comprimento/largura de 3:1 são dominantes, embora razões maiores (4:1) e menores (2:1) também sejam observadas. Em imagens de catodoluminescência, a maioria dos grãos apresentam dois domínios distintos: núcleos com alta luminescência e forte padrão de zoneamento oscilatório; e bordas de coloração mais homogênea, com fraco ou nenhum zoneamento oscilatório (Figura 15A). O limite entre ambos os domínios (núcleo e borda) geralmente é abrupto, com o truncamento do padrão de zoneamento oscilatório pelas zonas de borda sugerindo processos de corrosão do grão seguido de sobrecrescimento metamórfico.

Figura 15 – Morfologia e texturas de grãos de zircão representativos e idades obtidas para a amostra CA-14 (ortogranulito félsico).



Fonte: O autor, 2022.

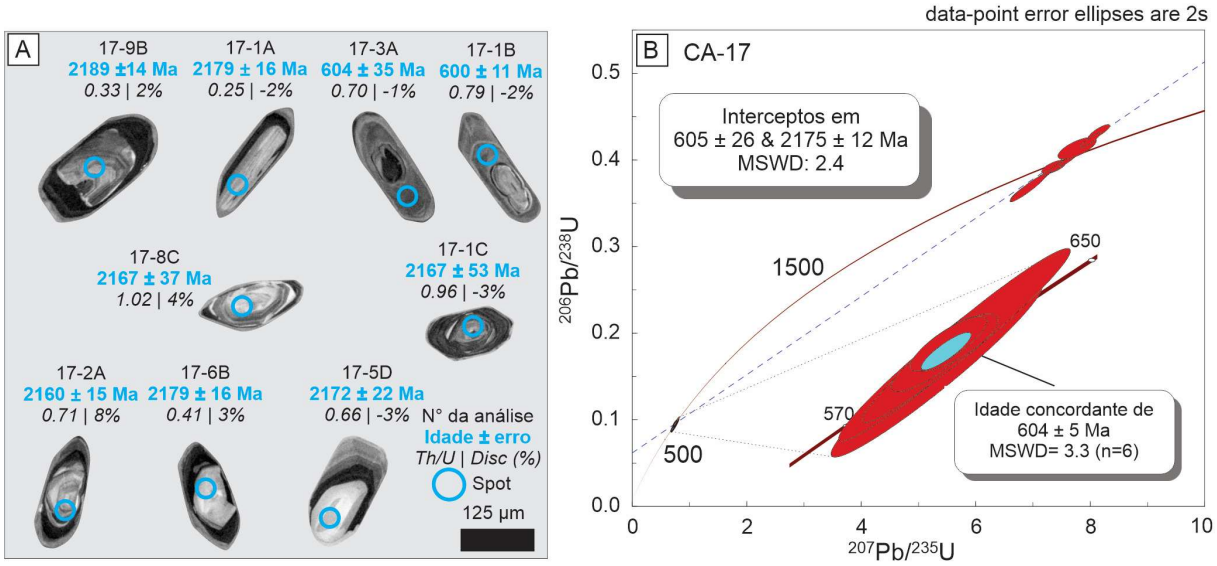
Dos 104 grãos imageados, 32 grãos foram analisados aleatoriamente com 36 tiros (distribuídos entre núcleos e bordas). Destas 36 análises, 16 foram descartadas (pelos mesmos motivos que na amostra CA-01). Os 20 dados analíticos aproveitados se distribuem discordantemente (impossibilitando o cálculo de idades concordantes em 2s) ao longo de uma reta com intercepto superior (interpretado como a idade de cristalização magmática) em 2176 ± 7 Ma e intercepto inferior (interpretado como idade de metamorfismo) em 581 ± 12 Ma (Tabela 5 e Figura 15B), com um MSWD de 1,3. Em relação às razões Th/U, as mesmas variam entre 0,08 e 1,22 nos núcleos e entre 0,19 e 0,61 nas bordas (Tabela 5 e Figura 15).

4.3.3 Amostra CA-17 (ortogranulito félsico)

Na amostra CA-17 (um ortogranulito félsico com assinatura sanukitoide), os grãos são predominantemente subédricos a euédricos, prismáticos com extremidades piramidais a arredondadas. São também incolores e transparentes. Inclusões, embora não muito abundantes também são observadas (Figura 16A). Em tamanho, os grãos de zircão variam de 210 a 360 µm em comprimento e as razões comprimento/largura de 3:1 e 4:1 são dominantes, embora razões de 2:1 e 3:2 também sejam observadas.

As texturas em catodoluminescência são relativamente complexas e muito similares no conjunto amostrado. A maior parte dos grãos exibem núcleos fortemente luminescentes e com zoneamento oscilatório (textura típica de zircão ígneo) cercados por bordas mais homogêneas e fracamente zonadas (Figura 16A). O limite entre estes dois domínios quase sempre é abrupto (da mesma forma que na amostra anterior), onde o zoneamento dos mesmos é truncado por superfícies irregulares que sugerem a corrosão do grão e posterior sobrecrescimento das bordas.

Figura 16 – Morfologia e texturas de grãos de zircão representativos e idades obtidas para a amostra CA-17 (ortogranulito félsico).



Fonte: O autor, 2022.

Dos 66 grãos imageados, 27 foram analisados aleatoriamente com 36 tiros distribuídos entre núcleos e bordas. 21 dados analíticos foram descartados (pelos mesmos motivos que na amostra anterior). Os 15 dados aproveitados se distribuem discordantemente ao longo de uma reta com intercepto superior (idade de cristalização magmática) em 2175 ± 12 Ma e intercepto inferior (idade de metamorfismo) em 605 ± 26 Ma (Tabela 5 e Figura 16B), com um MSWD de 2,4. Também, para as bordas, a partir de 6 dados foi obtida uma idade concordante de 604 ± 5 Ma e um MSWD de 3,3 (Figura 16B). As razões Th/U variam de 0,25 a 1,02 nos núcleos e 0,45 a 1,85 nas bordas (Tabela 5 e Figura 16).

4.4 **Isótopos de Sm-Nd e Sr**

Ao todo, 5 amostras foram selecionadas e tiveram suas composições isotópicas de Sm-Nd e Sr em rocha total analisadas: 4 amostras dos ortogranulitos félsicos (CA-02, CA-14, CA-17 e CA-22) e uma do ortogranulito máfico (CA-01). Os resultados analíticos e o parâmetro petrogenético εNd, as idades modelo de extração do manto empobrecido (T_{DM}) e do reservatório condrítico uniforme (T_{CHUR}), bem como a razão $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$, são apresentados na Tabela 6 e na Figura 17. Os cálculos foram feitos com base no modelo de evolução isotópica de Nd e Sr do manto embobrecido de DePaolo (1981) e na idade de cristalização obtidas para as amostras CA-14 e CA-17 (e assumida para todas as amostras dos ortogranulitos félsicos) e CA-01 (para o ortogranulito máfico).

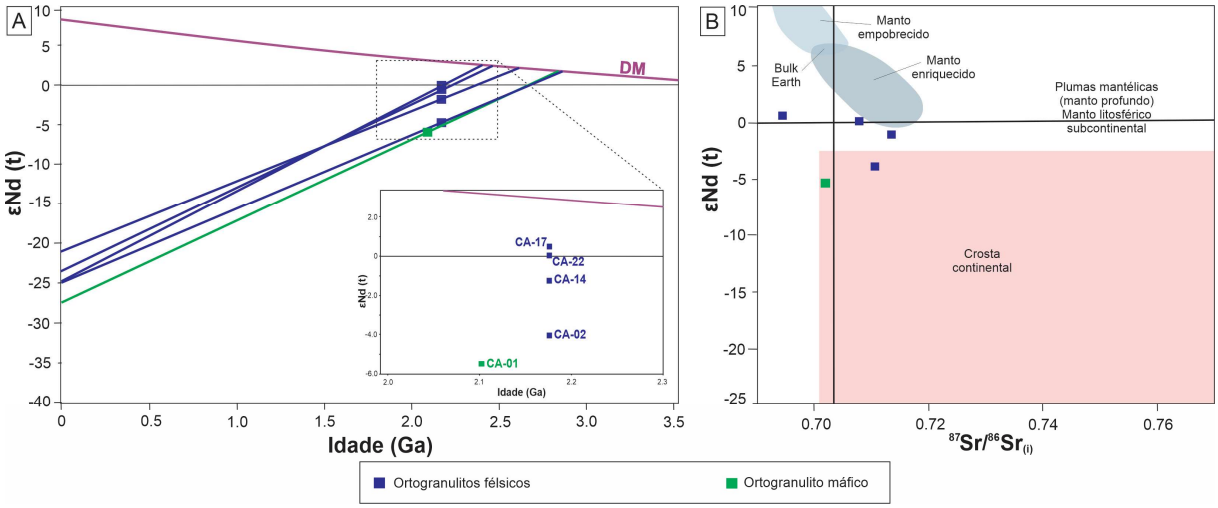
Tabela 6 – Resultados analíticos das análises isotópicas de Sm-Nd e Sr em rocha total e parâmetro petrogenético εNd, idades modelos (T_{DM} e T_{CHUR}) e razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ obtidas para cada uma das amostras estudadas.

	OM	**OF**			
	CA-01	**CA-02**	**CA-14**	**CA-17**	**CA-22**
Sm_{ID}	30,4	5,6	7,5	4,5	10,2
Nd_{ID}	158,7	28,0	35,5	25,7	54,2
Rb*	79,0	39,0	28,0	157,0	71,0
Sr*	554,0	624,0	542,0	414,0	377,0
$^{143}Nd/^{144}Nd_{(m)}$	0,511235	0,511355	0,511573	0,511377	0,511444
Std. Err. Abs (2s)	0,000004	0,000006	0,000004	0,000003	0,000006
$^{147}Sm/^{144}Nd_{(m)}$	0,1157	0,1215	0,1268	0,1070	0,1132
$^{87}Sr/^{86}Sr_{(m)}$	0,714473	0,716290	0,718424	0,728180	0,725007
Std. Err. Abs (2s)	0,000011	0,000010	0,000011	0,000004	0,000005
Idade (Ma)	2,10	2,18	2,18	2,18	2,18
$f_{Sm/Nd}$ (0 Ma)	-0,41	-0,38	-0,35	-0,46	-0,42
ε_{Nd} (t)	-5,5	-4,0	-1,2	0,5	0,0
ε_{Nd} (0 Ma)	-27,4	-25,0	-20,8	-24,6	-23,3
T_{CHUR} (± 0,05 Ga)	2,63	2,60	2,32	2,14	2,18
T_{DM} (± 0,05 Ga)	2,63	2,59	2,31	2,13	2,17
$^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$	0,7020	0,7106	0,7137	0,6937	0,7079

Legenda: ID- diluição isotópica; (*)valores medidos na litogeoquímica; OM- ortogranulito máfico; OF- ortogranulito félsico.
Fonte: O autor, 2022.

Os ortoganulitos félsicos, apresentam $\varepsilon Nd_{(t)}$ entre -4,0 e +0,5 (próximos aos do CHUR – reservatório condrítico uniforme), idades T_{DM} entre 2,57 e 2,12 Ga (neoarqueanas a riacianas, por vezes bem próximas ou coincidentes com às idades de cristalização magmática, se considerado o erro de ± 0,05 Ga) e razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ variando entre 0,6937 e 0,7137 (Tabela 6 e Figura 17). O ortogranulito máfico, por sua vez, apresenta $\varepsilon Nd_{(t)}$ igual a -5,5, idade T_{DM} igual a 2,63 Ga (Neoarqueano) e razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ igual a 0,7020 (Tabela 6 e Figura 17).

Figura 17 – Evolução isotópica de Sm-Nd e Sr dos ortogranulitos félsicos e ortogranulitos máficos.



Legenda: A) diagrama $\varepsilon Nd_{(t)}$ versus idade de cristalização (Ga); e B) diagrama $\varepsilon Nd_{(t)}$ versus razão $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$.
Fonte: O autor, 2022.

5 **DISCUSSÕES**

O conjundo de dados obtidos (observações de campo, petrografia, litogeoquímica, geocronologia U-Pb em zircão e isótopos de Sm-Nd e Sr – sintetizados na Tabela 7) permitem o traçado de importantes ideias sobre a evolução geodinâmica das rochas do CJF na região de Pedra Dourada (MG) e da evolução do sul do Paleocontinente São Francisco. A fim de melhor apresentar as discussões, as mesmas são aqui divididas e pautadas em dois tópicos centrais: *i*) as implicações petrogenéticas do conjunto dos dados obtidos para estas rochas, com a discussão da classificação química/tectônica de cada um dos litotipos e da petrogenênese dos mesmos no Paleo- e Neoproterozoico com a integração dos dados petrográficos, litogeoquímicos, geocronológicos e isotópicos; e *ii*) o significado destes dados na evolução geodinâmica do CJF, com a integração dos dados obtidos com os já disponíveis na literatura para o CJF.

Tabela 7 – Sintese dos dados obtidos (classificação petrográfica, classificação química e tectônica, geocronologia e isotópicos) e principais interpretações geodinâmicas das rochas estudadas.

Litotipo	**Classificação química/ tectônica**	**Idade (Ma)**		**$\varepsilon Nd_{(t)}$**	**T_{DM} (Ga)**	**$^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$**	**Interpretação geodinâmica**
		Cristalização	**Metamorfismo**				
Ortogranulito félsico	Sanukitoides	2175 ± 7 e 2176 ± 12	581 ± 12 e 605 ± 26	-4,0 a +0,5	2,57 a 2,12	0,6937 a 0,7137	Sanukitoides gerados num ambiente de subducção
Ortogranulito máfico	OIB	2101 ± 20	602 ± 44	-5,5	2,61	0,7020	Gabro tipo-OIB gerado em zona de subducção (*slab window*)

Fonte: O autor, 2022.

Um terceiro tópico de discussões é apresentado como apêndice (APÊNDICE A), dentro do manuscrito do artigo "*Rhyacian magmatic arc rocks with sanukitoid geochemical signature from the Juiz de Fora Complex, Minas-Bahia Orogenic System (SE- Brazil)*". Este tópico de discussão complementar é centrado na comparação dos sanukitoides descritos na presente dissertação de mestrado com dados compilados de outros sanukitoides do sul do Paleocontinente São Francisco, objetivando a geraração de interpretações geodinâmicas mais regionais com ênfase no significado destes diferentes sanukitoides na evolução do sul do Paleocontinente São Francisco no Paleoproterozoico.

5.1 Implicações petrogenéticas

5.1.1 Ortogranulitos félsicos (sanukitoides)

Todos os ortogranulitos félsicos do CJF aqui estudados apresentam grandes semelhanças petrográficas, litogeoquímicas, isotópicas e geocronológicas entre si, o que permite a abordagem destas rochas como pertencentes a um mesmo grupo químico (possivelmente cogenético).

Considerando uma natureza ortoderivada e rochas granitoides e dioríticas como protólitos das rochas investigadas (como sugerido pela mineralogia metamórfica e pela classificação química), o conteúdo de elementos maiores (*e.g.*, teor intermediário de SiO_2, afinidade com a série cálcio-alcalina, caráter magnesiano e metaluminoso a fracamente peraluminoso), traço e terras raras (*e.g.*, alto Ba e Sr, moderada razão La/Yb_N, expressivo fracionamento entre ETRs com enriquecimento em LREE e empobrecimento em HREE, anomalias de Eu ausentes ligeiramente positivas ou negativas, os altos conteúdos de LILE e baixos conteúdos de HFSE) sugerem que estas rochas foram geradas em ambientes de arco, a partir da cristalização de magmas oriundos de um manto peridotítico metassomatizados por fluídos e material fundido provindos de crosta metabasaltica em grandes profundidades (*i.e.*, num ambiente de subducção, conforme FOLEY *et al.*, 2002; MARTIN *et al.*, 2010; LAURENT *et al.*, 2014). Em contraste com rochas de arcos modernos, contudo, as rochas estudadas apresentam baixa razão Na_2O/K_2O, alto Mg# e moderadas razões $(La/Yb)_N$, o que as torna próximas da série sanukítica descrita por Stern (1989), Stern e Hanson (1991), Martin *et al.* (2005; 2010), Heilimo *et al.* (2010) e Laurent *et al.* (2014).

Comparando a composição das rochas estudadas com a composição típica de sanukitoides da Província da Karélia (descritos por HEILIMO *et al.*, 2010 – Tabela 8) – ambas apresentam conteúdos intermediários de SiO_2, são cálcio-alcalinas, magnesianas com moderado a alto Mg#, metaluminosas a fracamente peraluminosas, de alto Ba e Sr e com baixa razão Na_2O/K_2O. Contudo, os teores de Ni das rochas estudadas são significativamente mais baixos que os esperados para sanukitoides, bem como a razão $(La/Yb)_N$ (esta, é ligeiramente menor que as típicas razões

encontradas em sanukitoides, porém significativamente maior que as encontradas nas suítes BARDS, em torno de 6 – MARTIN *et al.*, 2005; 2010; HEILIMO *et al.*, 2010). Os valores de Cr são parcialmente concordantes mas não são aqui considerados devido a possibilidade de contaminação na preparação com moinho de tungstênio. Desta forma, dado que as rochas estudadas apresentam inúmeras características químicas parcialmente concordantes com os valores esperados para a série sanukítica (impedindo a classificação como sanukitos em rigor de definição), torna-se apropriada a sua classificação química/tectônica como sanukitoides (num sentido mais amplo).

Tabela 8 – Comparação da média aritimética (AV) e desvio padrão (SD) da composição química dos ortogranulitos félsicos com a composição típica de rochas sanukitoides descritos por Heilimo *et al.* (2010).

	Ortogranulitos félsicos (este trabalho)		Série sanukítica
	AV	SD	(HEILIMO *et al.*, 2010)
SiO_2 (wt. %)	62,52	2,88	55-70
MgO (wt. %)	2,77	0,62	1,5-9
K_2O	2,83	1,07	1,5-5
Ni (ppm)	35,00	21,21	Alto
Cr (ppm)	67,14	24,98	Alto
Mg#	46,66	3,47	45-65
Na_2O/K_2O	1,36	0,61	0,5-3,0
Ba + Sr (ppm)	1432,00	419,47	> 1400
$(La/Yb)_N$	12,66	1,92	14.-47
$(Gd/Er)_N$	1,78	0,34	2-6
Rb/Sr	0,17	0,11	0,10-0,13

Fonte: O autor, 2022.

Em relação aos dados de geocronologia, muitos dos grãos de zircão estudados apresentam texturas de recristalização e sobrecrescimento (com núcleos ígneos parcialmente consumidos e sobrecrescimento de bordas metamórficas) similares aos zircões submetidos à alto grau metamórfico de Corfu *et al.* (2003). Também, as altas razões Th/U obtidas para ambos os domínios texturais de zircão (núcleos ígneos e bordas metamórficas) sugerem alto grau metamórfico (HARLEY *et al.*, 2007; RUBATTO, 2017). Em função desta perturbação térmica decorrente do metamorfismo de alto grau, a maioria das razões isotópicas $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{235}U$ obtidas são discordantes em função de perda episódica de chumbo (WETHERIL, 1956) e distribuem-se ao longo de uma reta que intercepta a curva da concórdia em dois pontos. O intercepto superior, interpretado como idade de cristalização magmática, informa de 2176 ± 7 Ma (amostra CA-14) e 2175 ± 12 Ma (CA-17). Para o intercepto

inferior, interpretado como a idade de metamorfismo, foram obtidas as idades 581 ± 12 Ma (CA-14) e 605 ± 26 Ma (CA-17). O alto grau de discordância dos dados dificulta o cálculo de idades concordantes, e esta mesma dificuldade foi encontrada em inúmeros trabalhos que aplicaram o método U-Pb em rochas do CJF (*e.g.*: MACHADO *et al.*, 1996; HEILBRON *et al.*, 1998; 2010; ANDRÉ *et al.*, 2009; ARAÚJO *et al.*, 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022; FARIA *et al.*, 2022).

As idades de cristalização magmática obtidas para as duas amostras analizadas são Riacianas. Integrando os dados de geocronologia U-Pb em zircão com os dados isotópicos de Sm-Nd e Sr, os ortogranulitos félsicos possuem assinaturas isotópicas moderadamente juvenis (com de εNd próximos aos do CHUR) a ligeiramente evoluídas, as idades T_{DMs} são próximas ou coincidentes às idades de cristalização magmática e, os dados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial apontam fontes com significativa contribuição crustal. Estes dados implicam que a fonte mantélica dos magmas geradores destas rochas experimentou notável assimilação/contaminação crustal, o que é possível em um manto enriquecido pela assimilação de *melts*, fluídos e/ou sedimentos carreados pela placa descendente em um ambiente convergente com prolongado período de subducção (CHAUVEL *et al.*, 2008; ZHANG *et al.*, 2019).

O retrabalhamento destas rochas é evidenciado pela petrografia (com associações minerais com ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio estáveis, típicas dá fácies granulito), pela morfologia e textura dos grãos de zircão e altas razões Th/U. Para este metamorfismo granulítico os dados de geocronologia informam idades entre 581 e 605 Ma (Ediacarano). Também, em algumas amostras, observa-se a substituição parcial de ortopiroxênio, clinopiroxênio e de minerais opacos por anfibólio (hornblenda) e biotita retrógradas, evidenciando retrometamorfismo em condições (prováveis) de fácies anfibolito superior.

5.1.2 Ortogranulito máfico (OIB)

O ortogranulito máfico, com composição gabroica alcalina, fracionamento entre ETRS com enriquecimento em LREE e depleção em HREE (sendo este fracionamento significativamente menos expressivo que nos ortogranulitos félsicos), forte anomalia negativa de Eu e grande enriquecimento de REEs leves e pesados (com somatório

total igual a 678,09 ppm) pode ser classificado como um OIB (*Ocean Island Basalt* – *basalto de ilhas oceânicas*). Contudo, diferente dos típicos OIBs (oriundos caracteristicamente de magmatismo intraplaca), os dados isotópicos de Sm-Nd e Sr – com εNd inicial igual a -5,5 (sendo o mais evoluído de todos os litotipos analizados) e a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial igual a 0,7020 sugerem uma significativa contribuição de fontes crustais.

Estes dados, em conjunto, apontam que este ortogranulito máfico (de ocorrência subordinada) tenha se originado em um ambiente de arco por meio de um *slab-window* (*i.e.*, quando a placa em subducção – o "*slab*" – se quebra ou quando tem-se a subducção de uma dorsal – em ambos os casos, tem-se a abertura de uma janela que permite a ascenção de magmas com características similares quimicamente ao magmatismo intra-placa e, ao mesmo tempo, que este magma assimile parte do manto enriquecido da cunha mantélica e/ou parte de rochas crustais – THORKELSON, 1996; WANG *et al.*, 2018), o que vem sendo reportado para diversos sistemas de arco recentes (WANG *et al.*, 2018; CORRALES *et al.*, 2020; DECOL *et al.*, 2021).

A idade de cristalização magmática obtida para este ortogranulito máfico (igual a 2101 Ma), também é Riaciana, mas é significativamente menor que a obtida para os ortogranulitos félsicos (cristalizados em ~2175 Ma). Sobre o retrabalhamento destas rochas, para o qual foi obtida a idade (pouco precisa) de 602 ± 44 Ma (Ediacarano), o alto grau metamórfico é sugerido pela observação de uma associação mineral de pico metamórfico (ainda que pouco preservada) com ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio em equilíbrio (típica da fácies granulito), pela textura da rocha e morfologia e textura dos grãos de zircão (com bordas sobrecrescidas/recristalizadas e parcial consumo dos núcleos ígneos, de forma similar aos ortogranulitos félsicos).

Também, diferentemente dos ortogranulitos félsicos que apresentam uma associação mineral de pico metamórfico bem preservada, nos ortogranulitos máficos são observados apenas resquícios de uma paragênese de pico metamórfico, sendo a maior parte dela substituída por hornblenda e biotita retrógradas (a assembleia retrometamórfica predomina em porcentagem de volume sobre a assembleia de pico metamórfico). Possivelmente, a hidratação destas rochas é a causa desta maior substituição da assembleia de pico (essencialmente anidra) pela assembleia de retrometamorfismo, com a abundância de minerais hidratados (sendo a entrada de fluídos facilitada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento próximas).

5.2 **Implicações geodinâmicas na evolução do Complexo Juiz de Fora**

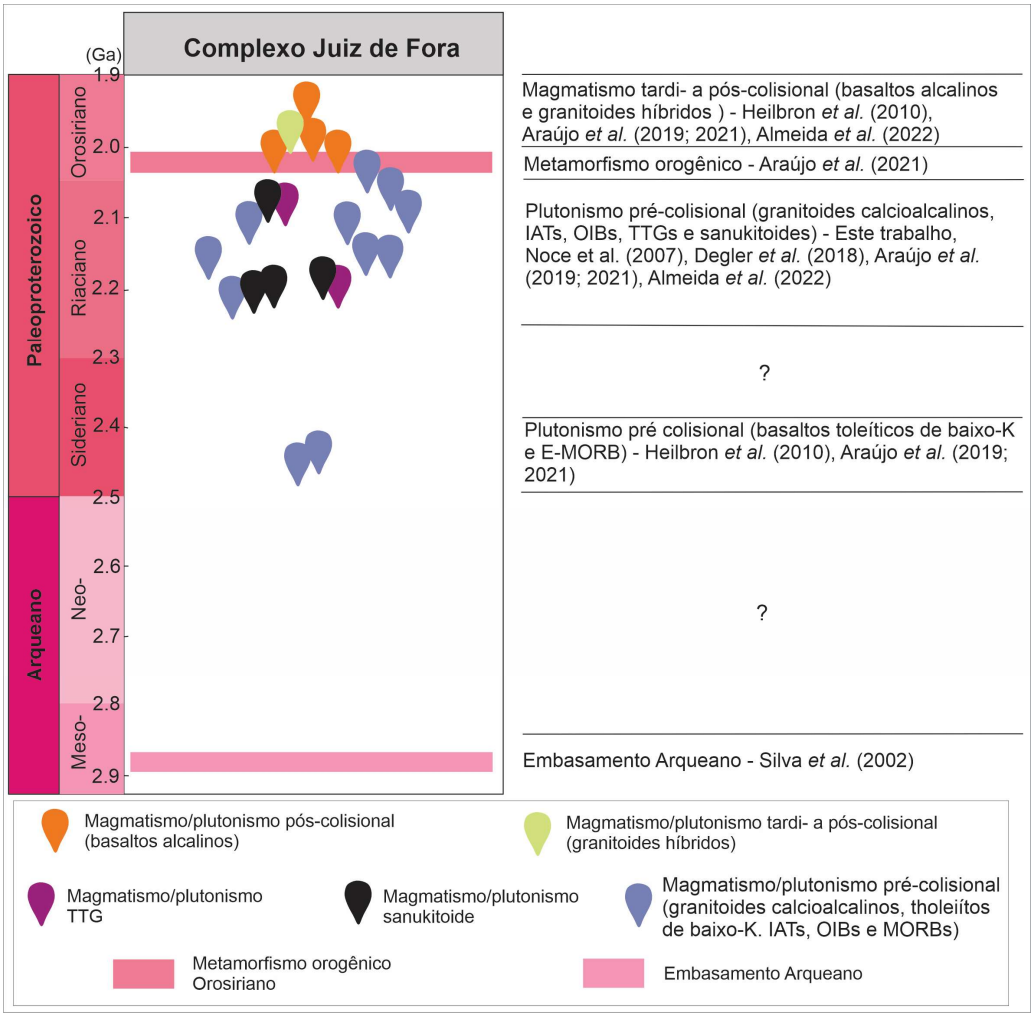
5.2.1 Evolução Paleoproterozoica

Integrando o conjunto de dados obtidos no presente trabalho com os dados disponíveis na literatura para o CJF (Figura 18), as idades obtidas para os ortogranulitos félsicos (~2175 Ma) e para o ortogranulito máfico (~2101 Ma) são compatíveis com o período entendido como o clímax de geração de crosta juvenil no CJF (bem como em todo o Segmento Minas do Sistema Orogênico Minas-Bahia, entre 2,20 e 2,10 Ga – HEILBRON *et al.*, 1998; 2010; SILVA *et al.*, 2002; NOCE *et al.*, 2007; ÁVILA *et al.*, 2010; 2014; SEIXAS *et al.*, 2012; 2013; ALKMIM e TEIXEIRA, 2017; MOREIRA *et al.*, 2018; 2020; BRUNO *et al.*, 2020; 2021a; 2021b; ARAÚJO *et al.*, 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022). Também, os dados obtidos são compatíveis com o modelo de evolução do CJF proposto por Heilbron *et al.* (2010), revisto em Araújo *et al.* (2019; 2021) e Almeida *et al.* (2022). Este modelo evolutivo interpreta a idade de cristalização Mesoarqueana obtida por Silva *et al.* (2002) para um granulito enderbítico das proximidades de Juiz de Fora (MG) como representante do embasamento do CJF (um provável bloco ou microcontinente), descreve dois estágios de magmatismo pré-colisional (um em torno de 2,44 Ga e outro entre 2,2 e 2,07 Ga), a colisão do CJF com o Complexo Mantiqueira entre 2,03 e 2,02 Ga, a colocação de granitoides híbridos e de rochas básicas alcalinas tardi- a pós-colisionais entre 2,02 e 1,93 Ga, e um retrabalhamento e metamorfismo em fácies granulito entre 0,61 e 0,58 Ga, decorrente da colisão do Paleocontinente São Francisco com o Terreno Paraíba do Sul e o Sistema de Arco Interno Cordilheirano (Arco Rio Doce/Serra da Bolívia).

Considerando este modelo, os ortogranulitos félsicos (sanukitoides) e ortogranulito máfico (OIB) descritos no presente trabalho constituem parte do segundo (e mais jovem) estágio de magmatismo pré-colisional do CJF (entre 2,20 e 2,07 Ga). Para este estágio, a geração (por vezes coeva) de TTGs, sanukitoides, e outros granitoides pré-colisionais e IATs caracteriza com consistência o evolução paleoproterozoica do CJF por meio do desenvolvimento de (ao menos) um arco magmático (similar aos modernos arcos da tectônica de placas). Também, dentro deste segundo estágio de magmatismo pré-colisional, é possível o reconhecimento

de dois pulsos de magmatismo sanukitoide (ambos também associados à pulsos de magmatismo TTG – Figura 18): o primeiro entre 2,20 e 2,15 Ga (este trabalho; ARAÚJO *et al.*, 2021) e um segundo significativamente mais jovem, por volta de ~2,07 Ga (ALMEIDA *et al.*, 2022). Entre estes dois momentos de geração de TTGs e sanukitoides, tem-se a geração de granitoides cálcio-alcalinos, IATs e OIBs, tornando ainda mais complexo o cenário evolutivo do CJF e implicando no desenvolvimento de um *slab window* em um arco intra-oceânico em torno de 2,10 Ga.

Figura 18 – Integração e síntese da evolução do Complexo Juiz de Fora.



Fonte: O autor, 2022.

A predominância de ortogranulitos félsicos com assinatura sanukitoide na região estudada sugere que o magmatismo sanukitoide pode ter sido bem mais volumoso nas porções mais centrais e setentrionais do CJF que nas porções mais meridionais do mesmo, onde sanukitoides foram descritos como componentes subordinados (ARAÚJO *et al.*, 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022). Para confirmação desta

observação torna-se o interesse a reavaliação de dados de trabalhos mais antigos (com atenção para a classificação segundo abordagens mais recentes) e a investigação de porções mais setentrionais e orientais do CJF (*e.g.*, no sudoeste do estado do Espírito Santo), para onde poucos dados ainda foram produzidos.

Sobre a colisão das rochas que vieram a constituir o CJF com as rochas do Complexo Mantiqueira, o que resultou em metamorfismo regional por volta de 2030-2020 Ma (registrado em bordas metamórficas de zircão e descrito por ARAÚJO *et al.*, 2021), é importante destacar que este trabalho não encontrou evidências deste retrabalhamento e metamorfismo Orosiniano.

Por último, a caracterização de rochas moderadamente juvenis a ligeiramente evoluídas corrobora com a ideia da participação de um reservatório mais antigo como fonte para algumas rochas do CJF, como sugerido por Araújo *et al.* (2021) e Almeida *et al.* (2022). Tanto para os sanukitoides como para o OIB descrito na presente dissertação, os dados de Sm-Nd e Sr (com ε_{Nd} típico de um manto enriquecido e conteúdo de Sr mais radiogênico) sugerem fontes mantélicas muito enriquecidas, possivelmente pela assimilação de fluídos crustais e *melt* (oriundos de uma crosta metabasáltica e de sedimentos carreados para dentro do manto no processo de subducção) pelo manto peridotítico em longos processos de subducção (CHAUVEL *et al.*, 2008; ZHANG *et al.*, 2019)

5.2.2 Retrabalhamento Neoproterozoico

O metamorfismo de alto grau Neoproterozoico observado nas rochas estudadas (tanto nos ortogranulitos félsicos como no ortogranulito máfico) tem sido caracterizado para todo o CJF, que quase sempre exibe associações minerais de pico metamórfico com ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio (típicas de fácies granulito), mesmo que localmente esta associação mineral granulítica seja parcialmente substituída por associações retrometamórficas com Hbl e Bt (DUARTE *et al.*,1997; 2000; HEILBRON *et al.*, 1997; 1998; 2010; 2013a; 2020a; SILVA *et al.*, 2002; ANDRÉ *et al.*, 2009; MEDEIROS JÚNIOR *et al.*, 2017; KURIBARA *et al.*, 2019; ARAÚJO *et al.*, 2019; 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022). As idades de metamorfismo obtidas no presente trabalho, entre 605 e 605 Ma, são compatíveis com os dados de

trabalhos regionais (MACHADO *et al.*, 1996; HEILBRON e MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2010; 2020a; 2020b; DEGLER *et al.*, 2018; ARAÚJO *et al.*, 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022) que caracterizam para este período (605-580 Ma) intensa deformação e metamorfismo regional decorrente da colisão entre a margem do Paleocontinente São Francisco com o Sistema de Arco Interno Cordilheirano (o Arco Rio Doce/Serra da Bolívia – HEILBRON *et al.*, 2017; 2020a; 2020b; MACHADO *et al.*, 1996; HEILBRON e MACHADO, 2003; SANTOS *et al.*, 2015; TEDESCHI *et al.*, 2016).

É válido destacar que, diferentemente de outras porções do CJF, para onde são caracterizados a predominância de rochas milonitizadas (ANDRÉ *et al.*, 2009; HEILBRON *et al.*, 2013; 2016; 2020a), na região estudada predominam rochas com textura granoblástica e equigranular, com estrutura quase isotrópica (sendo difícil, por vezes, a identificação da foliação principal da rocha).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como síntese, na investigação do CJF na região de Pedra Dourada (MG) são reconhecidos dois litotipos principais: ortogranulitos félsicos (litotipo predominante); e ortogranulitos máficos (litotipo subordinado). Os ortogranulitos félsicos apresentam conteúdos intermediários de SiO_2, alto Ba, Sr, Mg#, alta razão La/Yb_N e baixa razão Na_2O/K_2O, o que torna adequada a classificação como sanukitoides (no sentido amplo do termo). Foram cristalizados em ~2175 Ma e apresentam valores de ε_{Nd} entre -4,0 e +0,5, T_{DM} entre 2.57 e 2.12 Ga e razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ entre 0,6937 e 0,7137, informam assinaturas moderadamente juvenis a ligeiramente evoluídas, sugerindo a origem em magmas oriundos de um manto híbrido extensivamente contamidado por material crustal (fluídos, sedimentos, *melts*) por um longo período de subducção e/ou processos de subducção anteriores. O ortogranulito máfico, por sua vez, com composição gabroica, alto enriquecimento em REEs e forte anomalia negativa de Eu corresponde a um OIB cristalizado em ~2102 Ma. Os dados isotópicos (com ε_{Nd} igual a -5,5, T_{DM} de 2,61 Ga e razão $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ igual a 0,7020) sugerem uma significativa contribuição de fontes crustais e a origem desta rocha em um ambiente de arco por meio de um *slab-window*. Tanto o ortogranulito máfico como o ortogranulito félsico exibem paragêneses de pico metamórfico com ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio estáveis (associação esta, típica da fácies granulito), sendo obtida para este metamorfismo as idades de 581 e 605 Ma, compatíveis com a colisão do Paleocontinente São Francisco com o Sistema de Arco Interno Cordilheirano (Arco Rio Doce/Serra da Bolívia).

A predominância de ortogranulitos félsicos com assinatura sanukitoide na região estudada, sugere que o magmatismo sanukitoide pode ter sido bem mais volumoso nas porções mais centrais e setentrionais do CJF que nas porções mais meridionais do mesmo, onde sanukitoides são descritos como componentes subordinados. Esta observação torna necessária a reavaliação de dados anteriormente publicados para o CJF (tratados e interpretados com uma abordagem tectônica diferente da que vem sido adotada em trabalhos mais recentes) e a obtenção de novos dados para regiões onde os mesmos são mais esparsos ou inexistentes (a exemplo da região sudoeste do estado do ES).

Por último, com a comparação destes sanukitoides com outros sanukitoides do sul do Paleocontinente São Francisco, tem-se a identificação de ao menos dois períodos de geração sanukitoides: o primeiro, entre 2,20 e 2,11 Ga e simultâneo à geração de granitóides cálcio-alcalinos, IATs e TTGs tanto no Cinturão Mineiro como nos complexos Mantiqueira e JFC; e um mais jovem, restrito ao JFC, com a geração de sanukitoides concomitante com a geração de granitóides cálcio-alcalinos e TTGs em ca. 2,07 Ga. Tais associações de rochas com assinaturas distintas atestam um prolongado e complexo sistema acrecionário no sudeste do Paleocontinente São Francisco durante o Riaciano (dentro do Segmento Minas do Sistema Orogênico Minas-Bahia), muito semelhante aos sistemas acrecionários observados na moderna placas tectônicas.

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F. F.; TEIXEIRA, W. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. *In*: HEILBRON, M.; CORDANI, U.; ALKMIM, F. F. (eds.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. Regional Geology Reviews. New York: Springer, p. 71-94, 2017.

ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; CRUZ, S. C. P. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, v. 15, n. 1, p. 25-43, 2007.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the south American Platform. **Earth Science Reviews**, 50, p. 77-111, 2000.

ALMEIDA, R.; ELIZEU, V.; BRUNO, H.; BERSAN, S. M.; ARAÚJO, L. E. B.; DUSSIN, I.; VALERIANO, C. M.; NETO, C.; HEILBRON, M. Rhyacian-Orosirian tectonic history of the Juiz de Fora Complex: Evidence for an Archean crustal reservoir within an island-arc system. **Geoscience Frontiers**, v. 15, n. 5, p. 101292, 2022.

ANDRÉ, J. L. F.; VALLADARES, C. S.; DUARTE, B. P. O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (RJ): litogeoquímica, geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd e Sr. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 4, p. 773-793, 2009.

ÁVILA, C. A.; TEIXEIRA, W.; BONGIOLO, E. M.; DUSSIN, I. A. The Tiradentes suite and its role in the Rhyacian evolution of the Mineiro belt-São Francisco Craton: geochemical and U-Pb geochronological evidences. **Precambrian Research**, v. 243, p. 221-251, 2014.

ÁVILA, C. A.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; MOURA, C. A. V.; PEREIRA, R. M. Rhyacian (2.23-2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil:geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 464-482, 2010.

ARAÚJO, L. E. A. B.; HEILBRON, M.; TEIXEIRA, W.; DUSSIN, I. A.; VALERIANO, C. M.; BRUNO, H.; SATO, K.; PARAVIDINI, G.; CASTRO, M. Siderian to Rhyacian evolution of the Juiz de Fora Complex: Arc fingerprints and correlations within the Minas-Bahia Orogen and the Western Central Africa Belt. **Precambrian Research**, v. 359, p. 106118, 2021.

ARAÚJO, L. E. A. B.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TEIXEIRA, W.; AGUIAR NETO, C. C.; 2019. Lithogeochemical and Nd-Sr isotope data of the orthogranulites of the Juiz de Fora complex, SE-Brazil: insights from a hidden Rhyacian Orogen

within the Ribeira belt. **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 3, p. e20190007, 2019.

BAPTISTA, M. C.; SILVA, A. F.; DANTAS, M. E.; DUARTE, K. S.; ALMEIDA, B. F.; MURICY FILHO, A. F.; COUTINHO, C. I.; PEROSA, L. Aspectos gerais do meio fésico. *In*: MACHADO, M. F.; SILVA, S. F. (Orgs.). **Geodiversidade do estado de Minas Gerais**. Programa Geologia do Brasil – Levantamento da Geodiversidade. Belo Horizonte: CPRM, 2010.

BARBOSA, J. F. S.; PEUCAT, J.-J.; MARTIN, H.; SILVA, F. A.; MORAES, A. M.; CORRÊA-GOMES, L. C.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M.; FANNING, C. M. . Petrogênesis of the late-orogenic Bravo granite and surrounding high-grade country rocks in the Paleoproterozoic orogen os Itabuna-Salvador-Curaçá block, Bahia, Brazil. **Precambrian Research**, v. 167, p. 35-52, 2008.

BARBOSA, A. L.; GROSSI SAD, J. H. Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. *In*: Simpósio de Geologia de Minas Gerais., 2, **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 1-15, 1983a.

BARBOSA, A. L.; GROSSI SAD, J. H. Petrografia dos charnockitos e rochas afins ao longo da divisa RJ/MG. *In*: Simpósio de Geologia de Minas Gerais., 2, **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 63-74, 1983b.

BARBOSA, A. L.; GROSSI SAD, J. H. Geoquímica e petrologia dos charnockitos e rochas afins do Complexo Juiz de Fora – RJ-MG. *In*: Simpósio de Geologia de Minas Gerais., 2, **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 75-84, 1983c.

BARBOSA, J. S. F.; BARBOSA, R. G. The Paleoproterozoic Eastern Bahia orogenic domain. *In*: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U. G. (Eds.), **The São Francisco Craton and its Margins, Eastern Brazil**. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, pp. 57–70, 2017

BARBOSA, J. S. F.; LEAL, A. B. M.; FUCK, R. A.; OLIVEIRA, J. S. S.; GONÇALVES, P.; LEITE, C. M. M. Ultrahigh-temperature metamorphism of 2.0 Ga-Old sapphirine-bearing granulite from the Itabuna-Salvador-Curaçá Block, Bahia, Brazil. **Geologia USP: Série Científica**, v. 17, p. 89-108, 2017.

BARBOSA, N. S.; TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C. A.; MONTECINOS, P. M.; BONGIOLO, E. M. 2.17-2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. **Precambrian Research**, v. 270, p. 204-225, 2015.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. **Precambrian Research**, v. 133, n. 1-2, p. 1-27, 2004.

BEDARD, J. H. Stagnant lids and mantle overturns: implications for a Archean tectonics, mafmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectônics. **Geoscience Frontiers**, v. 9, p. 19-49, 2018.

BERSAN, S.; COSTA, A. F. O.; DANDERFER, A.; ABREU, F. R.; LANA, C.; QUEIROGA, G.; STOREY, C.; MOREIRA, H. Paleoproterozoic juvenile magmatism within the northeastern sector of the São Francisco paleocontinent: Insights from the shoshonitic high Ba–Sr Montezuma granitoids. **Geoscience Frontiers**, v. 11, n. 5, p.1821-1840, 2020.

BERSAN, S. M.; DANDERFER FILHO, A.; ABREU, F.; LANA, C. Geoquímica e geocronologia da Suíte Paciência: implicações para o fim da evolução riaciana do Bloco Itacambira-Monte Azul. **Geologia USP: Série Científica**, v. 18, n. 1, p. 185-206, 2018.

BLICHERT-TOFT, J. The Hf isotopic composition of zircon reference material 91500. **Chemical Geology**, v. 253, p. 242-257, 2008.

BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. *In*: HENDERSON, P. (Ed.). **Rare Earth Element Geochemistry**. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, pp. 63–114, 1984.

BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 3, p. 493-518, 2014.

BRUNO, H.; ELIZEU, V.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; STRACHAN, R.; FOWLER, M.; BERSAN, S.; MOREIRA, H.; DUSSIN, I.; SILVA, L. G. E.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J. C. H.; NETO, C.; STOREY, C. Neoarchean and Rhyacian TTG-Sanukitoid suites in the Southern São Francisco Paleocontinent, Brazil: evidence for diachronous change towards modern tectonics. **Geoscience Frontiers**, v. 11,p. 1763-1787, 2020.

BRUNO, H.; HEILBRON, M.; STRACHAN, R.; FOWLER, M.; VALERIANO, C. M.; BERSAN, S.; MOREIRA, H.; CUTTS, K.; DUNLOP, J.; ALMEIDA, R.; ALMEIDA, J.; STOREY, C. Earth's new tectonic regime at the dawn of the Paleoproterozoic: Hf isotope evidence for efficient crustal growth and reworking in the São Francisco craton, Brazil. **Geology**, v. 49, n. 10, p. 1214–1219, 2021b.

BRUNO, H.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; STRACHAN, R.; FOWLER, M.; BERSAN, S.; MOREIRA, H.; MOTTA, R.; ALMEIDA, J.; ALMEIDA, R.; CARVALHO, M.; STOREY, C. Evidence for a complex accretionary history preceding the amalgamation of Columbia: The Rhyacian Minas-Bahia Orogen, southern São Francisco Paleocontinent, Brazil. **Gondwana Research**, v. 92, 149-171, 2021a.

CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 36., **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 6, p. 2631-2648, 1990.

CAWOOD, P. A.; HAWKESWORTH, C. J.; DHUIME, B. The continental record and the generation of continental crust. **GSA Bulletin**, v. 125, n. 1-2, p. 14-32, 2013.

CAWOOD, P. A.; KRÖNER, A.; COLLINS, W. J.; KUSKY, T. M.; MOONEY, W. D.; WINDLEY, B. F. Accretionary orogens through Earth history. *In*: CAWOOD, P. A.;

KRÖNER, A. (eds). **Earth acrretionary systems in space and time**. The Geological Society, London, Special Publications, v. 318, p. 1-36, 2009.

CAWOOD, P. A.; KRÖNER, A. (eds). **Earth acrretionary systems in space and time**. The Geological Society, London, Special Publications, v. 318, 2009.

CAXITO, F. A.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; BRUNO, H.; PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F.; CHEMALE, F.; HARTMANN, L. A.; DANTAS, E.; BASEI, M. A. S. Integration of elemental and isotope data supports a Neoproterozoic Adamastor Ocean realm. **Geochemical Perspectives**, v. 17, p. 6-11, 2021.

CAXITO, F. A.; SANTOS, L. C. M. L.; GANADE, C. E.; BENDAOUD, A.; FETTOUS, E-H.; BOUYO, M. H.; Tward na integrated modelo f geological evolution for NE Brazil-NW Africa: the Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shilds) and Central African orogens. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 2, p. e20190122, 2020.

CAXITO, F. A.; HARTMANN, L. A.; HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; BRUNO, H.; BASEI, M. A. S.; CHEMALE, F. Multi-proxy evidence for subduction of the Neoproterozoic Adamastor Ocean and Wilson cycle tectonics in the South Atlantic Brasiliano Orogenic System of Western Gondwana. **Precambrian Research**, v. 376, n. 15, p. 106678, 2022.

CHAUVEL, C.; LEWIN, E.; CARPENTIER, M.; ARNDT, N.; MARINI, F-C. Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf–Nd mantle array. **Nature Geoscience**, v. 1, p. 64-67, 2008.

COLLINS, W. J.; VAN KRANENDONK, M. J.; TEYSSIER, C. Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. **Journal of Structural Geology**, v. 9-10, p. 1405-1424, 1998.

CONDIE, K.C. A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga?. **Geoscience Frontiers**, v. 9, p. 51-60, 2018.

CONDIE, K. C. TTGs and adakites: are they both slab melts?. **Lithos**,v. 80, p. 33-44. 2005.

CONDIE, K. C.; KRÖNER, A. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. **Geological Societ of America (Special Papers)**, v. 440, p. 281-294, 2008.

CORDANI, U. G.; DELHAL, J.; LEDENT, O. Orogeneses superposeés dans le Precambrien du Bresil sud-oriental (Etats du Rio de Janeiro et de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, p. 1-22, 1973.

CORRALES, F. F. P.; DUSSIN, I. A.; HEILBRON, M.; BRUNO, H.; BERSAN, S.; VALERIANO, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; TEDESCHI, M. Coeval high ba-Sr arc-related and OIB Neoproterozoic rocks linking pre-collisional magmatismo f the Ribeira and Araçuaí orogenic belts, SE-Brazil. **Precambrian Research**, v. 337, p. 105476, 2020.

COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. **The Interpretation of Igneous Rocks**. Allen & Unwin, London, 1979.

CUTTS, K.; LANA, C.; ALKMIM, F.; PERES, G. G. Metamorphic imprints on units of the southern Araçuaí belt, SE Brazil: The history of superimposed Transamazonian and Brasiliano orogenesis. **Gondwana Research**, v. 58, p. 211- 234, 2018.

CUTTS, K.; LANA, C.; MOREIRA, H.; ALKMIM, F.; PERES, G. G. Zircon U-Pb and Lu-Hf record from high-grade complexes within the Mantiqueira Complex: first evidence of juvenile crustal input at 2.4-2.2 Ga and implications for the Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton. **Precambrian Research**, v. 338, p. 105567, 2020.

DECOL, J.; HEILBRON, M.; PEIXOTO, C.; BRUNO, H.; BERSAN, S. M.; RODRIGUES, S. W. O.; CORRALES, F.; EIRADO, L. G.; TUPINAMBÁ, M. A. Adakites and assiated granitoids from the Serra da Prata Arc: evidence for a Tonian subduction setting within the Araçuaí-Ribeira orogenic system (AROS), SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 111, p. 103481, 2021.

DEGLER, R.; PEDROSA-SOARES, A.; NOVO, T.; TEDESCHI, M.; SILVA, L. C.; DUSSIN, I.; LANA, C. Rhyacian-Orosirian isotopic records from the basement of the Aracuai-Ribeira orogenic system (SE Brazil): links in the Congo-Sao Francisco palaeocontinent. **Precambrian Research**, v. 317, 179-195, 2018.

DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L. C.; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C. R.; PERROTTA, M. M.; HEINECK, C. A. . Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: BIZZI, L.A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, pp. 227-258, 2003

DePAOLO, D. J. A Neodymium and Strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholihs of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, Califórnia**. Journal of Geophysical Research**, V. 86, n. B11, p. 10470-19488, 1981.

DINIZ, J. A. O.; MONTEIRO, A. B.; SILVA, R. C.; PAULA, T. L. F. **Mapa hidrogeológico do Brasil ao milionésimo**. Recife: CPRM, 2014.

DUARTE, B. P. (Coord.). **Folha Itaperuna, SF.24-V-C-I, escala 1:100.000**. Rio de Janeiro:CPRM/UERJ, 2009.

DUARTE, B. P. **Evolução tectônica dos complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora: Geologia, Petrologia e Geoquímica**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Tectônica) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 1998.

DUARTE, B. P.; FIGUEIREDO, M. C. H.; CAMPOS NETO, M.; HEILBRON, M. Geochemistry of the granulite fácies orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, V. 27, n. 1, p. 67-82, 1997.

DUARTE, B. P.; HEILBRON, M.; CAMPOS NETO, M. C. Granulite/charnockite from the Juiz de Fora Domain, central segmento f the Brasiliano Ribeira Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, 30, n. 3, p. 358-362, 2000.

EBERT, H. Pesquisas na parte sudeste do estado de Minas Gerais – Relatório de atividades. In: DNPM. **Relatório Anual do Diretor da Div. Geol. Min. Ano 1954**, pp. 79-89, 1955.

EBERT, H. Relatório de Atividades. *In*: DNPM. **Relatorio Anual do Diretor da Div. Geol. Min.**, Rio de Janeiro: DNPM, Ano 1956, p. 97-107, 1957.

EBERT, H. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogenica: Hipótese sobre sua origem. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 40, p. 215- 229, 1968.

FARIA, T. G.; ALVES, M. I.; POTRATZ, G. L.; SILVA, L. F.; RODRIGUES, S. W. O.; MARTINS, M. V. A.; GERALDES, M. C. The Serra do Caparaó Complex, Mantiqueira Province, Brazil, revisited: metamorphic age constraints by U-Pb and Lu-Hf method in zircon by LA-ICP-MS. **Journal of the Geological Survey of Brazil**, v. 5, n. 1, p. 49-80, 2022.

FERREIRA, S. L. M.; MARQUES, R. A.; MELO, M. G.; MEDEIROS JUNIOR, E. B.; REIS, S. V.; SILVA, R. M.; VALLE, H. F.; QUEIROGA, G. N. Petrografia e termobarometria de granitoides diatexíticos portadores de anfibólio da região de São José de Ubá e São João do Paraíso. **Geologia USP: Série Científica**, v. 20, n. 4, p. 23-37, 2020.

FETTES, D.; DESMONS, J. (Orgs.). 2014. **Rochas Metamórficas: Classificação e glossário**. São Paulo: Oficina de Textos, 2014.

FIGUEIREDO, M. C. H.; CAMPOS NETO, M. C.; REGO, I. T. S. F. Geoquímica dos terrenos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. In: Workshop de Geoquímica Isotópica, Geocronologia e Litogeoquímica das regiões Sul e Sudeste do Brasil. **Boletim de resumos**. São Paulo: SBGq/USP, p. 41-45, 1989.

FIGUEIREDO, M. C. H.; CAMPOS NETO, M. C. Geochemistry of charnockitic rocks from Itaperuna region, Rio de Janeiro, Brazil. *In*: Congresso de Geoquímica dos Paises de Língua Portuguesa 2, **Anais...** Porto, Portugal, 1993.

FOLEY, S. F.; TIEPOLO, M.; VANNUCCI, R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. **Nature**, v. 417, p. 637–640, 2002.

FONSECA, M. J. G.; SILVA, Z. C. G.; CAMPOS, D. A. TOSATO, O. **Mapa e texto explicativo das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguapé, na escala de 1:1.000.000 (SF.23, SF.24 e SG.30)**. Brasília: DNPM, 1979.

FOSSEN, H.; CAVALCANTE, G. C.; ALMEIDA, R. P. Hot versus cold orogenic behavior: comparing the Araçuaí-West Congo and the Caledonian Orogens. **Tectonics**, v. 36, n. 10, p. 2159-2178, 2017.

FOSSEN, H.; CAVALCANTE, C.; KONOPÁSEK, J.; MEIRA, V. T.; ALMEIDA, R. P.; HOLANDA, M. H. B. D.; TROMPETE, R. A critical discussion of the subduction-collision model for the neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen. **Precambrian Research**, v. 343, 105715, 2020.

FREITAS, N. C.; ALMEIDA, J.; HEILBRON, M.; CUTTS, K.; DUSSIN, I. The Cabo Frio Thrust: A folded suture zone, Ribeira belt, SE Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 149, p. 104379, 2021.

FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 42, p. 2033–2048, 2001.

GOUVÊA, L. P.; MEDEIROS, S. R.; MENDES, J. C.; SOARES, C.; MARQUES, R.; MELO, M. Magmatic activity period and estimation of P-T metamorphic conditions of pre-collisional opx-metatonalite from Araçuaí-Ribeira orogens boundary, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 99, p. 102506 2020.

GROSSI SAD, J. H.; B ARBOS A, L. M. 1985. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. *In*: SBG/MG. **Contribuições a Petrologia e a Mineralogia**, p. 15-27, 1985.

HARLEY, S. L., KELLY, N. M.; MÖLLER, A. Zircon Behaviour and the Thermal Histories of Mountain Chains. **Elements**, v. 3, n. 1, p. 25-30, 2007.

HASUI, Y. A grande colisão Pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional., **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. m. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociência**s, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.

HAWKESWORTH, C. J.; DHUIME, B.; PIETRANIK, A. B.; CAWOOD, P. A.; KEMP, A. I. S.; STOREY, C. D. The generation and evolution of the continental crust. **Journal of Geological Society of London**, v. 167, p. 229–248, 2010.

HEILBRON, M. **Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG – Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira**. Tese (Doutorado Geoquímica e Tectônica) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 1993.

HEILBRON, M.; DE MORISSON VALERIANO, C.; PEIXOTO, C.; TUPINAMBÁ, M.; NEUBAUER, F.; DUSSIN, I.; CORRALES, F.; BRUNO, H.; LOBATO, M.; HORTA DE ALMEIDA, J. C.; GUILHERME DO EIRADO SILVA, L. Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: a review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 102710, 2020b.

HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; VALERIANO, C. M.; SIMONETTI, A.; MACHADO, N.; NOGUEIRA, J. R.; 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**, v. 178, p. 136-148, 2010.

HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R. The Juiz de Fora granulite complex of the Central Ribeira Belt, SE Brazil: a Paleoproterozoic Crustal Segment Thrust During the Pan-African Orogeny. **Gondwana Research**, v. 1, n.3, p. 373-381, 1998.

HEILBRON, M.; EIRADO, L. H.; ALMEIDA, J. (Coords.). **Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Rio de Janeiro, escala de 1:400.000**. Rio de Janeiro: CPRM/UERJ, 2016.

HEILBRON, M.; EUZÉBIO, R.; PEIXOTO, C.; TUPINAMBÁ, M.; GUIA, C.; PETERNEL, R.; SILVA, L. G.; RAGATKY, C. D. O Complexo Juiz de Fora na Folha Santo Antônio de Pádua 1:100.000: geologia e geoquímica. **Geociências**, v. 32, p. 10-23, 2013a.

HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M. C. H.; MACHADO, R. Lithogeochemistry of Paleoproterozoic orthogranulites from Rio Preto (MG) – Vassouras (RJ) region, central Ribeira Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 83-99, 1997.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 125, n. 1-2, p. 87-112, 2003.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SILVA, L. C.; CAMPOS NETO, M. C.; TROUW, R. A. J. Província Mantiqueira. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, pp. 203–234, 2004.

HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; VALERIANO, C. M.; PACIULLO, F. V. P.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. A. J.; TUPINAMBÁ, M.; SILVA, L. G. E. The Ribeira belt. *In*: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Eds.), **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. Regional Geology Reviews. Springer International Publishing Co., Switzerland, pp. 277–304, 2017.

HEILBRON, M.; SILVA, L. G. E.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; PEIXOTO, C.; VALERIANO, C. M.; LOBATO, M.; RODRIGUES, S. W. O.; RAGATKY, C. D.; SILVA, M. A.; MONTEIRO, T.; FREITAS, N. C.; MIGUENS, D.; GIRÃO, R. Proterozoic to Ordovician geology and tectonic evolution of Rio de Janeiro State, SE-Brazil: insights on the central Ribeira Orogen from the new 1:400,000 scale geologic map. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 2, p. e20190099, 2020a.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; VALERIANO, C. M.; ARMISTRONG, R.; SILVA, L. G. E.; MELO, R. S.; SIMONETTI, A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; MACHADO, N. The Serra da Bolívia Complex: the record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira Belt. **Precambrian Research**, v. 238, p. 158-175, 2013b.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; VALLADARES, C. S.; MACHADO, N. A orogênese Brasiliana no segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p. 245-266, 1995.

HEILIMO, E.; HALLA, J.; HÖTTÄ, P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). **Lithos**, v. 115, p. 27-39, 2010.

HEINECK et al. **Mapa Geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000**. Belo Horizonte: CPRM/COMIG/UFMG, 2003.

HORN, A. H.; FARIA, B.; GARDINI, G. M.; VASCONSELOS, L.; OLIVEIRA. **Folha Espera Feliz – SF.24-V-A-IV, escala 1:100.000**. Belo Horizonte: CPRM, 2007.

IBGE. **Mapa de clima do Brasil, escala 1:5.000.000**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1978.

JACKSON, S. E.; PEARSON, N. J.; GRIFFIN, W. L.; BELOUSOVA, E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. **Chemical Geology**, v. 211, p. 47-69, 2004.

JANOUSEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47, n. 6, p. 1255-1259, 2006.

KARNIOL, T. R.; MACHADO, R.; BILAL, E.; MOUTTE, J. Geotermobarometria de granulitos do Cinturão Ribeira na porção norte do estado do Rio de Janeiro: seção Italva (RJ) – Patrocínio do Muriaé (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 3, p. 519-532, 2009.

KURIBARA, Y.; TSUNOGAE, T.; TAKAMURA, Y.; SANTOSH, M.; TAKAMURA, Y.; COSTA, A.; ROSIÉRE, C. Eoarchean to Neoproterozoic crustal evolution of the Mantiqueira and the Juiz de Fora Complexes, SE Brazil: Petrology, geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes. **Precambrian Research**, v. 323, p. 82-101, 2019.

LANA, C.; ALKMIM, F. F.; ARMSTRONG, R.; SCHOLZ, R.; ROMANO, R.; NALINI JR., H. A.The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 231, 157–173, 2013.

LAURENT, O.; DOUCELANCE, R.; MARTIN, H.; MOYEN, J-F. Differentiation of the late-Archaean sanukitoid series and some implications for crustal growth: Insights from geochemical modelling on the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa. **Precambrian Research**, v. 227, p. 186-203, 2013.

LAURENT, O.; MARTIN, H.; MOYEN, J. F.; DOUCELANCE, R. 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**, v. 205, p. 208–235, 2014.

LUDWIG, K. R. **Isoplot/Ex Version 4: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Geochronology Center**. Berkeley, California, USA, 2011.

MACHADO, M. S.; CARDOSO, L. M. C.; BONIFÁCIO, J. F.; HIRAGA, R.; ALVES, M. I.; NOGUEIRA, J. R.; COELHO, M. H. P. A.; TAVARES, A. D. T.; GERALDES, M. C. Geocronologia U-Pb e Lu-Hf em ortognaisses da região de Espera Feliz (MG):

contribuição à evolução crustal do embasamento Riaciano no limite dos orógenos Ribeira e Araçuaí. **Revista Geociências**, v. 40, n. 3, p. 583-610, 2021

MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. **Precambrian Research**, v. 79, p. 347-361, 1996.

MACHADO FILHO, L. M.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R. C. B.; PIRES, W. T.; TEIXEIRA, W. CASTRO, H. E. F. Geologia. In: **Folhas SF.32/32 Rio de Janeiro/Vitória**. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, p. 27-304, 1983.

MARQUES, R. A.; DUARTE, B. P.; TUPINAMBÁ, M. A.; MEDEIROS JUNIOR, E. B.; MAURI, S. Contrasting P-T conditions of Oriental Terrane and Central Superterrane (Ribeira Belt), NW of Rio de Janeiro state, Brazil. **Pesquisas em Geociências**, v. 48, n. 3, p. e108406, 2021.

MARTIN, H.; MOYEN, J. F.; RAPP, R. Sanukitoids and the Archaean-Proterozoic boundary. **Transctions of the Royal Society of Edinburg (Earth Sciences)**, v. 100, p. 15–33, 2010.

MARTIN, H.; SMITHIES, R. H.; RAPP, R.; MOYEN, J-F.; CHAMPION, D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. **Lithos**, v. 79, p. 1–24, 2005.

MEIRA, T.M.; GARCIA-CASCO, A.; HYPPOLITO, T.; JULIANI, C.; SCHORSCHER, J. H. D. Tectono-metamorphic evolution of the Central Ribeira Belt, Brazil: a case of Late Neoproterozoic intracontinental Orogeny and flow of partially molten deep crust during the assemply of West Gondwana. **Tectonics**, v. 38, n. 8, p. 3182-3209, 2019.

MESCHEDE, M. A method of discriminating between diferent types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, v. 56, p. 207-218, 1986.

MOREIRA, H.; SEIXAS, L.; STOREY, C.; FOWLER, M.; LASALLE, S.; STEVENSON, R.; LANA, C. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, Southern São Francisco Craton. **Geosciense Frontiers**, v. 9, p. 977-995, 2018.

MOYEN, J. F.; LAURENT, O. Archean tectonic systems? A view from igneous rocks. **Lithos**, v. 302–303, p. 99–125, 2018.

MOYEN, J. F.; MARTIN, H. Forty years of TTG research. **Lithos**, v. 148, p. 312–336, 2012.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 1989.

NOCE, C. M.; NOVO, T. A.; FIGUEIREDO, C. M. S.; PEDROSA-SOARES, A. C. **Folha SF.23-X-B-VI Carangola, escala 1:100.000.** Belo Horizonte: CPRM/UFMG, 2009.

NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; PIUZANA, D. Evolution of polycyclic basement in the Araçuaí Orogen based on U-Pb SHRIMP data: implications for the Brazil-Africa links in the Paleoproterozoic time. **Precambrian Research**, v. 159, p. 60-78, 2007.

NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SILVA, L. C.; ALKMIM, F. F. O embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí. **Geonomos**, v. 15, n. 1, p. 17-23, 2007.

NOCE, C. M.; TEIXEIRA, W.; QUEMÉNÉUR, J. J. G.; MARTINS, V. T. S.; BOLZAQUINI, E. 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 Sciences**, v. 13, p. 225-239, 2000.

NOVO, T. A. **Significado geotectônico das rochas charnockíticas da região de Carangola: implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira**. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociêencias da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.

NOVO, T. A. **Caracterização do Complexo Pocrane, magmatismo básico Mesoproterozoico e unidades Neoproterozoicas do Sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em Geocronologia U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS).** Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociênias da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2013.

NOVO, T. A.; NOCE, C. M.; BATISTA, G. A. P.; QUÉMÉNEUR, J. J. G.; MARTINS, B. S.; SANTOS, S. W. M.; CARNEIRO, G. A.; HORN, A. H. **Folha SF.24-V-A-I – Manhumirim, escala 1:100.000**. Belo Horizonte: CPRM/UFMG, 2010.

NOVO, T. A.; NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; BATISTA, G. A. P. Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí. **Geonomos**, v. 19, n. 20, p. 70-77, 2011.

OLIVEIRA, M. A. F. Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. I-3, p. 369-374, 1982.

OLIVEIRA, E. P.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R. Mesoarchaean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna–Salvador–Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 338, p. 263–286, 2010.

O'NEILL, C.; DEBAILLE, V. The evolution of Hadean-Eoarchean geodynamics. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 406, p. 49-58, 2014.

PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R. R.; TROUW, R. A. J. The Andrelândia Basin, a Neoproteozoic intraplate continental margin, Southern Brasília Belt, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 200-202, 2000.

PALIN, R. M.; SANTOSH, M. Plate tectonics: what, where, why, and when?. **Gondwana Research**, v. 207, p. 103172, 2020.

PEDROSA-SOARES, A. C.; DE CAMPOS, C. P.; NOCE, C.; SILVA, L. C.; NOVO, T.; RONCATO, R.; MEDEIROS, S.; CASTAÑEDA, C.; QUEIROGA, G.; DANTAS, E.; DUSSIN, I.; ALKMIM, F. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 350, p. 25-51, 2011.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDEMANN, C. M.; PINTO, C. P. The Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil: Na overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**, v. 110, p. 307-323, 2001.

PEIXOTO, C. A.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D.; ARMSTRONG, R.; DANTAS, E.; VALERIANO, C. M.; SIMONETTI, A. Tectonic evolution of the Juvenile Tonian Serra da Prata magmatic arc in the Ribeira belt, SE Brazil: Implications for early west Gondwana amalgamation. **Precambrian Reserarch**, v. 302, p. 221-254, 2017.

PEARCE, J. A.; NORRY, M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks**. Contrib. Mineral. Petrol**., v. 69, p. 33-47, 1979.

RODRIGUES, D. L.; OLIVEIRA, J. S. S.; MORAES, R. Geotermobarometria de safirina e granada granulito do afloramento da Praia da Paciência, Salvador, Bahia – Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim. **Geologia USP, Série Científica**, v. 20, n. 4, p. 53-78, 2020.

RUBATTO, D. **Zircon: the metamorphic mineral**. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, v. 83, p. 261-295, 2017.

SANTIAGO, R.; CAXITO, F. A.; PEDROSA-SOARES, A.; NEVES, M. A.; CALEGARI, S.; LANA, C. Detrital zircon U–Pb and Lu–Hf constraints on the age, provenance and tectonic setting of arc-related high-grade units of the transition zone of the Araçuaí and Ribeira orogens (SE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 116, p. 103861, 2022.

SANTIAGO, R.; CAXITO, F. A.; PEDROSA-SOARES, A.; NEVES, M. A.; DANTAS, E. L. Tonian island. Arc remnants in the northern Ribeira orogen of Western Gondwana: the Caxixe batholith (Espírito Santo, SE Brazil). **Precambrian Research**, 351, p. 105944, 2020.

SANTOS, T. B.; MUNHÁ, J. M.; TASSINARI, C. G. G.; FONSECA, P. E.; DIAS NETO, C. Metamorphic P-T evolution of granulites in the central Ribeira Fold Belt, Se Brazil. **Geosciences Journal**, v. 15, n. 1, p. 27-51, 2011.

SANTOS, T. M. B.; TASSINARI, C. C. G.;FONSECA, P. E. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. **Precambrian Research**, v. 260, p. 1-22, 2015.

SEIDENSTICKER, U.; WIEDEMANN, C. M. Geochemistry and origino f lower crustal granulite facies rocks in Serra do Caparaó region, Espírito Santo/Minas Gerais, Brazil. **Journal of South American Earh Sciences**, v. 6, n. 4, p. 289-298, 1992.

SEIXAS, L. A. R.; DAVID, J.; STEVENSON, R. Geochemistry, Nd isotopes and U-Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton. **Precambrian Research**, v. 196, p. 61-80, 2012.

SEIXAS, L. A. R.; BARDINTZEFF, J. M.; STEVENSON, R.; BONIN, B.Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão suite: evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, Southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 238, 18–41, 2013.

SIGNORELLI, N. (Org.). **Afonso Cláudio, Folha SF.24-V-A-II: estados do Espírito Santo e Minas Gerais**. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM, 1993.

SCHOBBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, pp. 5-25, 2003.

SHAND, S. J. **Eruptive Rocks**, 2ed. John Wiley, New York, pp. 1–444, 1943.

SCHIMITT, R. S.; TROW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochrnological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 133, p. 29-61, 2004.

SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; NOCE, C. M.; CARNEIRO, M.; PIMENTEL, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; LEITE, C.; VIEIRA, V. S.; SILVA, M.; PAES, V.; CARDOSO-FILHO, J. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, p. 513-528, 2002.

SIMON, M. B.; BONGIOLO, E. M.; ÁVILA, C. A.; TEIXEIRA, W.; MARIMON, R. S.; OLIVEIRA, E. P. Archean sodic metagranitoids from the Southern São Francisco Craton: review, petrogenesis, and tectonic implications. **Lithos**, v. 398-399, p. 106246, 2021.

SOARES, C. C. V.; QUEIROGA, G.; PEDROSA-SOARES, A. C.; GOUVÊA, L. P.; VALERIANO, C. M.; MELO, M. G.; MARQUES, R. A.; FREITAS, R. D. A. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc in the Araçuaí – Ribeira boundary sector. Southeast Brazil: Lithochemistry and isotopic (Sm-Nd and Sr) signatures. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 104, p. 102880, 2020.

SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBERDIEFENBACH, K. Die Krustenentwicklung in der Küstenregion nördlich von Rio de Janeiro, Bresilien. **Münchner Geologische**, v. 4, p. 1- 100, 1991.

STERN, R. A.; HANSON, G. N Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. **Journal of Petrology**, v. 32, p. 201-238, 1991.

STERN, R. A.; HANSON, G. N.; SHIREY, S. B. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoid rocks) in southwestern Superior Province. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 26, n. 9, p. 1688-1712, 1989.

SUN, S.-S.; MCDONOUGH, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERSAND, A. D., NORRY, M. J. (Eds.), **Magmatism in the Ocean Basins**. Geol. Soc. Spec. Publ., pp. 313–345, 1989.

TANG, M.; CHEN, K.; RUDNICK, R. Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics. **Science**, v. 351, n. 6271, p. 372-375, 2016.

TEDESCHI, M.; NOVO, T.; PEDROSA-SOARES, A; C.; DUSSIN, I.; TASSINARI, C.; SILVA, L. C.; GONÇALVES, L.; ALKMIM, F.; LANA, C.; FIGUEIREDO, C.; DANTAS, E.; MEDEIROS, S.; DE CAMPOS, C.; CORRALES, F.; HEILBRON, M. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, p. 167-186, 2016.

TARNEY, J.; JONES, C. E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. **Journal of Geological Society**, v. 151, n. 5, p. 855–868, 1994.

TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C. A.; DUSSIN, I. A.; CORRÊA NETO, A. V.; BONGIOLO, E. M.; SANTOS, J. O. S.; BARBOSA, N. Zircon U-Pb-Hf, Nd-Sr constraints and geochemistry of the Resende Costa Orthogneiss and coeval rocks: new clues for a juvenile accretion episode (2.36-2.33 Ga) in the Mineiro belt and its role to the long-lived Minas accretionary orogeny. **Precambrian Research**, v. 256, p. 148-169, 2015.

TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. A.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P. N. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the archean evolution of gneissic granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 78, p. 151–164, 1996.

TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M.C.H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: A review. **Precambrian Research**, v. 53, n. 1–2, p. 1–22, 1991.

TEIXEIRA, W.; OLIVEIRA, E. P.; MARQUES, L. S. The nature and evolution of the archean crust of the São Francisco craton. *In*: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U. G. (Eds.). **São Francisco Craton, Eastern Brasil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, pp. 29e56, 2017.

THORKELSON, D. J. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation, **Tectonophysics**, v. 255, n. 1-2, p. 47-63, 1996.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J. C. H.; SILVA, L. G. E; MEDEIROS, S. R.; GUIA, C.; MIRANDA, A. W. A.; RAGATKY, C. D.; MENDES, J.; LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexão com a Faixa Araçuaí. **Geonomos**, v. 15, p. 67-79, 2007.

VIEIRA, V. S. (Org.). **Cachoeiro de Itapemirim – Folha SF.24-V-A, escala 1:250.000.** Programa Levantamentos Geológico do Brasil, CPRM, Brasília, 1997.

VIEIRA, V. S.; MENEZES, R. G. **Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do estado do Espírito Santo – escala 1:400.000**. CPRM, Belo Horizonte, 2015.

WETHERILL, G. W. Discordant Uranium-Lead Ages, I. **Transactions of the American Geophysical Union**, v. 37, n. 3, p. 320-326, 1956.

WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 95, p. 185-187, 2010.

WINDLEY, B. F.; KUSKY, T.; POLAT, A. Onset of plate tectonics by the Eoarchean. **Precambrian Research**, v. 352, p. 105980, 2021.

WANG, Y.; GAN, C.; TAN, Q.; ZHANG, Y.; HE, H.; XIN, Q.; ZHANG, Y. Early Neoproterozoic (~840 Ma) slab window in South China: Key magmatic records in the Chencai Complex. **Precambrian Research**, v. 314, p. 434-451, 2018.

ZHANG, C.; SANTOSH, M.; LUO, Q.; JIANG, S.; LIU, L.; LIU, D. Impact of residual zircon on Nd-Hf isotope decoupling during sediment recycling in subduction zone. **Geoscience Frontiers**, v. 10, p. 241-251, 2019.

ZINCONE, S.; OLIVEIRA, E. P.; LAURENT, O.; ZHANG, H.; ZHAI, M. 3.30 Ga high-silica intraplate volcanic-plutonic system of the Gavião Block, São Francisco Craton, Brazil: evidence of an intracontinental rift following the creation of insulating continental crust. **Lithos**, v. 266-267, p. 414-434, 2016.

APÊNDICE A – Manuscrito do artigo "*Rhyacian magmatic arc rocks with sanukitoid geochemical signature from the Juiz de Fora Complex, Minas-Bahia Orogenic System (SE- Brazil)*"[1]

Sandro Mauri[a]*, Monica Heilbron[b], Henrique Bruno[b], Rodson A. Marques[c], Carla Neto[a], Cláudio de Morisson Valeriano[b], Samuel Bersan[b], Luiz Felipe Romero[a], Mauro Cesar Geraldes[b]

[a]Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) – Programa de Pós-graduação em Geociências, Faculdade de Geologia. Rua São Francisco Xavier, 524, 4° andar/Bloco A, Maracanã, Rio de Janeiro (RJ), Brazil. CEP 20551-100.
[b]Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) – Faculdade de Geologia. Rua São Francisco Xavier, 524, 4° andar/Bloco A, Maracanã, Rio de Janeiro (RJ), Brazil. CEP 20551-100.
[c]Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) – Departamento de Geologia. Campus Morro do Cruzeiro, s/n Bauxita, Ouro Preto (MG), Brazil. CEP 35400-000.

*Corresponding author at: Programa de Pós-Graduação em Geociências – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rua São Francisco Xavier, 524, 4º andar/Bloco A, Maracanã - Rio de Janeiro (RJ), Brazil. CEP: 20550-900. E-mail: sandromauriferreira@gmail.com.

Abstract

The sanukitoid series comprises granitoids with intermediate geochemical and isotopic characteristics between TTG suites and granites from modern magmatic arcs, and are regarded as markers of the transition from typically Archean geodynamics to those observed in modern plate tectonics. Although most of the known sanukitoid suites were formed during the Neo- and Mesoarchean, numerous works have characterized Paleoproterozoic magmatic arc granitoid rocks with affinity with the sanukitoid series. This work presents new field, lithogeochemistry, zircon U-Pb

[1] Manuscrito submetido para avaliação ao *Brazilian Journal of Geology* em 18 de maio de 2022 e aceito para publicação em 06 de outubro de 2022

geochronology and Sm-Nd and Sr isotopic data from granodioritic granulites with sanukitoid signature from the Juiz de Fora Complex (JFC), one of the Paleoproterozoic tectonic components of the Minas-Bahia Orogenic System (MBOS) in the southern São Francisco Paleocontinent (Southeastern Brazil). These rocks crystallized at ~2175 Ma, and present εNd_t between -4.0 and +0.5, T_{DM} between 2.57 and 2.12 Ga, and $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ between and 0.6937 and 0.7137. These rocks are interpreted as the result of crystallization of magmas from a hybrid mantle source extensively contaminated by crustal material during protracted subduction. In the southeast of the São Francisco Paleocontinent, the association of sanukitoid rocks with other magmatic arc rocks points to a complex and prolonged Rhyacian accretionary system similar to modern plate tectonics.

Keywords: Sanukitoid rocks; Granodioritic granulites; Zircon U-Pb geochronology; Sm-Nd and Sr isotopes; Rhyacian.

1 Introduction

The growth of continental masses throughout the Earth's history occurred through the addition of mantle-derived magma to the continental crust (Cawood *et al.* 2009; Niu and O'Hara 2009; Hawkesworth *et al.* 2010). Conditioned by global tectonic evolution, such magmatism gave rise to three principal products: the typical Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite associations (TTG – Condie 2005; Martin *et al.* 2005; Moyen and Martin 2012; Laurent *et al.* 2014; Moyen and Laurent 2018), the modern basalt-andesite-dacite-rhyolite association (the BADR suites – Foley *et al.* 2002; Martin *et al.* 2010), and the sanukitoid rocks, a subordinate component, with chemical and isotopic characteristics distinct from TTG and BADR suites (Stern *et al.* 1989; Stern and Hanson 1991; Martin *et al.* 2005, 2010; Heilimo *et al.* 2010; Laurent *et al.* 2013, 2014).

The sanukitoid rocks make up a magmatic series that includes rocks of intermediate to acidic composition, high Sr, Ba, Ni, Cr, and MgO, high Mg#, high $(La/Yb)_N$ and moderate to low Na_2O/K_2O ratios, and low light enrichment in rare earth elements – LREE (Stern *et al.* 1989; Stern and Hanson 1991; Martin *et al.* 2005, 2010; Heilimo *et al.* 2010; Laurent *et al.* 2013, 2014). It is understood that sanukitoids were generated from the partial melting of peridotite mantle rocks that were previously enriched by the incorporation or addition of fluids or melts from subducted hydrated

metabasaltic crust (Stern *et al.* 1989; Stern and Hanson 1991; Martin *et al.* 2010; Laurent *et al.* 2013, 2014; Semprich *et al.* 2015). In that context, these rocks have been interpreted as representing the transition from typical Archean geodynamics to Paleoproterozoic modern plate tectonics (Martin *et al.* 2005, 2010; Heilimo *et al.* 2010; Bruno *et al.* 2020). Although most of the known sanukitoid suites were formed in the Neo- and Mesoarchean (*e.g.*, Oliveira *et al.* 2009, 2010; Martin *et al.* 2010; Heilimo *et al.* 2010; Laurent *et al.* 2014; Sun *et al.* 2020; Valeriano *et al.* 2022), numerous works have characterized Proterozoic and Phanerozoic magmatic arc granitoid rocks with affinity with the sanukitoid series (*e.g.*, Seixas *et al.* 2013; Fowler and Rollinson 2012; Moreira *et al.* 2018, Bruno *et al.* 2020, 2021a; Raza *et al.* 2021; Zhang *et al*. 2021). Therefore, the investigation of sanukitoid rocks has direct implications for better understanding of when and how stable and long-lived subduction settings.

The southeastern region of Brazil records a complex geotectonic evolution involving the accretion and collage of several crustal terranes/blocks during at least two orogenic events: the Paleoproterozoic of the Minas-Bahia orogenic System (MBOS), culminating with the formation of the São Francisco Paleocontinent (Heilbron *et al.* 2010, 2017; Alkmim and Teixeira 2017; Degler *et al.* 2018; Bruno *et al.* 2020, 2021a, 2021b); and the Neoproterozoic Brasiliano/Pan-African orogenies that resulted in the amalgamation of the Western Gondwana (Pedrosa-Soares *et al.* 2001; Noce *et al.* 2007; Tupinambá *et al.* 2012; Heilbron *et al.* 2017, 2020a, 2020b; Caxito *et al.* 2022). The Brasiliano orogenic event reworked the margins of the São Francisco Paleocontinent and was responsible for the inversion of Meso- to Neoproterozoic sedimentary basins and the generation of widespread pre-, syn-, late-, and post-collisional magmatic suites (Heilbron *et al.* 2010, 2020a). Thus, the preserved regional structure is complex, with Paleoproterozoic basement inliers (*e.g.*, Juiz de Fora Complex - JFC) tectonically juxtaposed with Neoproterozoic supracrustal units (*e.g.*, Raposos/Andrelândia Group – Paciullo *et al.* 2000; Heilbron *et al.* 2020a), both metamorphosed up to granulite facies, and intruded by multiple Brasiliano granitoid rocks (Heilbron *et al.* 2010, 2017, 2020a, 2020b).

The JFC comprises granitoid rocks metamorphosed in under granulite facies with a wide compositional variation which are interpreted to have been formed in an intra-oceanic magmatic arc environment during the Siderian (Duarte *et al.* 1997, 2000; Heilbron *et al.* 1998, 2010, 2013; Degler *et al.* 2018; Araújo *et al.* 2021), with isotopic evidence of mesoarchean crust reworking (Almeida *et al.* 2022). The JFC rocks were

agglutinated along with the other components of the MBOS during the formation of the São Francisco Paleocontinent during the early Orosirian and were intensively reworked during the Neoproterozoic by the Brasiliano/Pan-African orogeny (Heilbron *et al.* 2010, 2017; Alkmim and Teixeira 2017; Araújo *et al.* 2021; Almeida *et al.* 2022). Considering that the JFC has ca. 400 km in length, the present work focuses on its northern segment. Combining Sm-Nd and Sr isotopes, together with whole-rock lithogeochemistry, petrography and field observations, magmatic arc rocks with sanukitoid signature were characterized, and their ages determined by U-Pb geochronology. The new data are compared with a compilation of other Paleoproterozoic sanukitoid suites from the southern Brazil, which allowed important insights regarding the petrogenesis of sanukitoid rocks and the geodynamic evolution of the São Francisco Paleocontinent.

2 Tectonic framework

2.1 The São Francisco Paleocontinent

The São Francisco Paleocontinent is the precursor of the present São Francisco Craton, cropping out in the southeastern and northeastern regions of Brazil (Figure 1A). It was agglutinated from the collage of several Archean crustal blocks (e.g., Gavião, Jequié, Piedade, Belo Horizonte, Bonfin) during the Paleoproterozoic, with the formation of several orogenic belts (such as the MBOS) during the Siderian and Orosirian periods (Figure 1B – Teixeira *et al.* 2015, 2017; Alkmim and Teixeira 2017; Barbosa and Barbosa 2017). During the development of the Neoproterozoic Brasiliano/Pan-African orogenic system, the São Francisco Paleocontinent had its margins variably reworked (Figure 1B). Some of its constituents, such as the JFC, the Guanhães Block and the Mantiqueira Complex, crop out as reworked inliers within the Neoproterozoic orogens (Heilbron *et al.* 1998, 2010; Silva *et al.* 2002; Noce *et al.* 2007; Novo *et al.* 2011; Degler *et al.* 2018; Araújo *et al.* 2021; Grochowski *et al.* 2021; Almeida *et al.* 2022). This Paleoproterozoic orogenic system is preserved in two sectors of the São Francisco Craton: one to the north, in Bahia state (the Bahia Segment), and the other one further south, in Minas Gerais state (the Minas Segment of the MBOS – Figure 1B).

In the southernmost sector of the São Francisco Paleocontinent, Archean blocks are bounded by Siderian-Rhyacian-Orosirian orogenic belts in the Minas Segment of the MBOS (Ávila *et al.* 2010, 2014; Seixas *et al.* 2013; Barbosa *et al.* 2015;

Teixeira *et al.* 2015, 2017; Alkmim and Teixeira 2017; Moreira *et al.* 2018; Bruno *et al.* 2020, 2021a, 2021b). The Archean exposures are represented by greenstone belt remnants (Pimhuí, Rio das Velhas, and Pitangui) and several metamorphic complexes (*e.g.*, Bonfim, Belo Horizonte, Campo Belo, and Piedade complexes) comprising gneisses, migmatites, and granitoid rocks. These crustal complexes/blocks have acquired stability by the late-Neoarchean, establishing the core of the São Francisco Paleocontinent, that was further amalgamated with other Archean blocks (Piedade and others) between the Siderian and Early Orosirian, resulting in the formation of the Minas segment of the MBOS (Barbosa *et al.* 2015; Teixeira *et al.* 2015, 2017; Alkmim and Teixeira 2017; Bruno *et al.* 2020, 2021a).

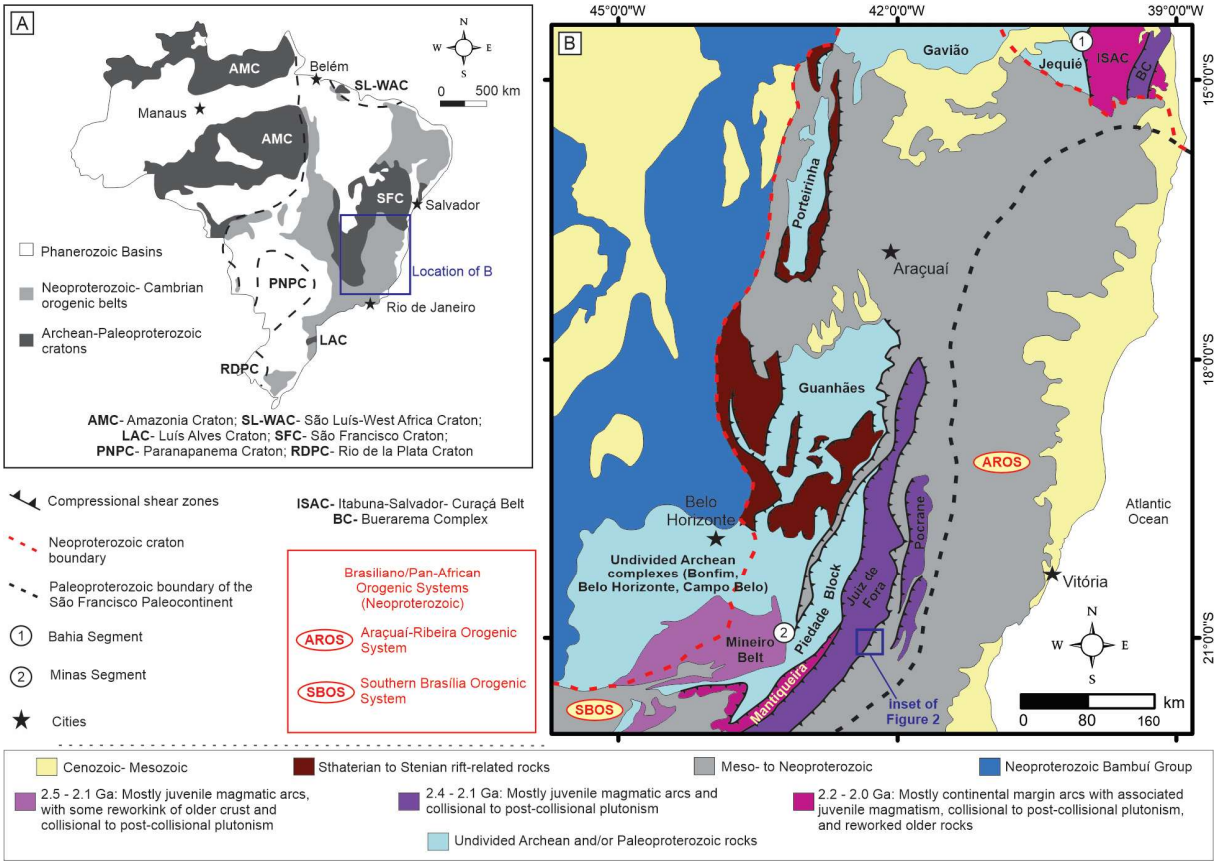


Figure 1. Tectonic framework of the São Francisco Paleocontinent: A) Geological compartments of Brazil (modified from Heilbron *et al.* 2017); B) Archean blocks and Paleoproterozoic magmatic arcs of the Minas-Bahia Orogenic System in the São Francisco Paleocontinent (modified from Alkmim and Teixeira 2017; Barbosa and Barbosa 2017; Degler *et al.* 2018; Bersan *et al.* 2020; Bruno *et al.* 2021a).

2.2 The Minas Segment of the MBOS

The Minas segment comprises the Mineiro Belt and the Mantiqueira and Juiz de Fora complexes. The Mineiro Belt, with TTG suites, sanukitoid and granitoid rocks, diorites, gabbros and supracrustal sequences, corresponds to juvenile to mature magmatic arcs built between 2.45 and 2.10 Ga, resulting from the westward accretion of the Piedade Block to the core of the São Francisco Paleocontinent (Figure 1B – Noce *et al.* 2000; Ávila *et al.* 2010, 2014; Barbosa *et al.* 2015; Seixas *et al.* 2012, 2013; Teixeira *et al.* 2015, 2017; Alkmim and Teixeira 2017; Moreira *et al.* 2018; Bruno *et al.* 2020, 2021a).

To the east of the Piedade Block, the Mantiqueira Complex comprises TTG suites and biotite-hornblende gneisses with continental to mantle-derived signatures. They were intruded by late to post-collisional basic rocks (Duarte *et al*. 2004; Teixeira *et al.* 2017; Bruno *et al.* 2020). The Mantiqueira Complex has been interpreted a reworked Archean microcontinent accreted to the Piedade Block between 2.10 and 2.00 Ga, and reworked during the Neoproterozoic as a result of the development of the Araçuaí-Ribeira Orogenic System (Duarte *et al*. 2004; Noce *et al.* 2007; Heilbron *et al.* 2010; Degler *et al.* 2018; Kuribara *et al.* 2019; Cutts *et al*. 2020; Bruno *et al.* 2020, 2021a, 2021b).

2.3 **The Juiz de Fora Complex**

The JFC orthogranulites protolits comprises magmatic arc calc-alkaline granitoid rocks, TTG and sanukitoid suites, associated with mafic rocks of different geochemcial signatures (mid-oceanic ridge basalt - MORB, island arc tholeiitic – IAT, and post-collision alkaline basalts) with crystallization ages ranging from 2.40 to 1.90 Ga (Table 1 - Heilbron *et al.* 1998, 2010, 2013; Silva *et al.* 2002; André *et al.* 2009; Degler *et al.* 2018; Araújo *et al.* 2019, 2021; Kuribara *et al.* 2019; Almeida *et al.* 2022; Faria *et al.* 2022). While previous works have interpreted the JFC as an initially juvenile intra-oceanic magmatic arc that evolved into a more mature one (Duarte *et al.* 1997, 2000; Heilbron *et al.* 1998, 2010, 2013; Araújo *et al.* 2019, 2021), recent works have shown some evidence of reworking of some older Mesoarchean crust within this complex (Araújo *et al.* 2021; Almeida *et al.* 2022). The JFC represents the last magmatic arc to be accreted onto the southern margin of the São Francisco Paleocontinent, having collided with the Mantiqueira Complex during the early Orosirian (between 2.03 and 2.02 Ga – Heilbron *et al.* 1998, 2010; Noce *et al.* 2007;

Degler *et al.* 2018; Araújo *et al.* 2019, 2021; Bruno *et al.* 2020, 2021a, 2021b; Almeida *et al.* 2022).

Table 1. Compilation of Juiz de Fora Complex zircon U-Pb geochronology data.

Sample	Lithotype	Tectonic classification	Method	Age (Ma)			References
				Inherited	Magmatic	Metamorphic	
5B	Felsic granulite	-	TIMS	-	2134	579	Machado *et al.* (1996)
LC-17	Enderbitic granulite	-	SHRIMP	-	2985 ± 17	808 ± 360	Silva *et al.* (2002)
LC-17	Enderbitic granulite	-	SHRIMP	-	2985 ± 17	2856 ± 10	Silva *et al.* (2002)
LC-32	Charnokitic granulite	-	SHRIMP	-	2195 ± 15	587 ± 9	Silva et al. (2002)
1070	Mafic granulite	E-MORB	LA-MC-ICP-MS		2427 ± 9	654 ± 12	Heilbron *et al.* (2010)
1076	Enderbitic granulite	-	LA-MC-ICP-MS		1966 ± 38	587 ± 15	Heilbron *et al.* (2010)
1065	Charnokitic granulite	-	LA-MC-ICP-MS		2199 ± 17	633 ± 140	Heilbron *et al.* (2010)
CJE-44	Mafic granulite	-	LA-MC-ICP-MS		1765 ± 34	586 ± 14	Heilbron *et al.* (2010)
1062	Charno-enderbitic granulite	-	LA-MC-ICP-MS		1656 ± 69	590 ± 5	Heilbron *et al.* (2010)
LC-66	Norite	-	SHRIMP		2119 ± 16	579 ± 5	Noce *et al.* (2007)
UB-1	Enderbite	-	SHRIMP		2084 ± 13	594 ± 37	Noce *et al.* (2007)
IV-48	Granodioritic orthogneiss	-	SHRIMP		2107 ± 71	580 ± 19	Degler et al. (2018)
M-03	Tonalitic orthogneiss	-	LA-MC-ICP-MS		2110 ± 12	-	Degler *et al.* (2018)
LC-07	Tonalitic orthogneiss	-	SHRIMP		2122 ± 11	565 ± 7	Degler *et al.* (2018)
RC-101	Enderbitic orthogneiss	-	SHRIMP		2144 ± 13	-	Degler *et al.* (2018)
RC-103	Enderbitic orthogneiss	-	SHRIMP		2143 ± 21	-	Degler *et al.* (2018)
VA-LM-07B	Enderbitic granulite	Low-K tholeiite	SHRIMP	-	2446 ± 10	-	Araújo *et al.* (2019, 2021)
RP-LM-04	Charnokitic granulite	Sanukitoid	SHRIMP	-	2182 ± 13	561 ± 41	Araújo *et al.* (2019, 2021)
RP-LM-04	Charnokitic granulite	Sanukitoid	SHRIMP		2182 ± 13	2021 ± 29	Araújo *et al.* (2019, 2021)
BP-LM-13	Charno-enderbitic granulite	Sanukitoid	SHRIMP	-	2200 ± 7	-	Araújo *et al.* (2019, 2021)
BP-LM-12	Charno-enderbitic granulite	TTG	SHRIMP	2364 ± 16	2197 ± 13	588 ± 18	Araújo *et al.* (2019, 2021)
BP-CM-151	Mafic orthogranulite	Tholeiite	LA-MC-ICP-MS	2395 ± 19	2134 ± 43	544 ± 19	Araújo *et al.* (2019, 2021)
RB13A	Charnokite	-	LA-MC-ICP-MS	-	2039 ± 22	589 ± 6	Kuribara *et al.* (2019)
MAJF26	Enderbitic orthogranulite	TTG	LA-ICP-MS	2380 ± 19	2085 ± 24	591 ± 10	Almeida *et al.* (2022)
CTVC 8D	Mafic orthogranulite	IAT	LA-ICP-MS	-	2101 ± 12	-	Almeida *et al.* (2022)
ADVC 241A	Enderbitic orthogranulite	Sanukitoid	LA-ICP-MS	-	2067 ± 6	-	Almeida *et al.* (2022)
SJVC 72A	Mafic orthogranulite	E-MORB	LA-ICP-MS	-	2038 ± 5	512 ± 11	Almeida *et al.* (2022)
MRVC 23A	Charnokitic orthogranulite	Hybrid granitoid	LA-ICP-MS	-	2019 ± 16	636 ± 39	Almeida *et al.* (2022)
MAJF 14	Charno-enderbitic granulite	Hybrid granitoid	LA-ICP-MS	2730 ± 19	1982 ± 18	600 ± 41	Almeida *et al.* (2022)
CPR-03	Granulitic orthogneiss	-	LA-MC-ICP-MS	-	2209 ± 22	596 ± 20	Faria *et al.* (2022)
CPR-04	Granulitic orthogneiss	-	LA-MC-ICP-MS	-	2199 ± 21	603 ± 20	Faria *et al.* (2022)
CPR-08	Granulitic orthogneiss	-	LA-MC-ICP-MS	-	2104 ± 16	622 ± 46	Faria *et al.* (2022)
CPR-10	Granulitic orthogneiss	-	LA-MC-ICP-MS	-	2196 ± 14	633 ± 22	Faria *et al.* (2022)
CPR-13	Migmatitic orthogneiss	-	LA-MC-ICP-MS	-	2176 ± 26	600 ± 18	Faria *et al.* (2022)
CPR-18	Migmatitic orthogneiss	-	LA-MC-ICP-MS	-	2160 ± 39	584 ± 29	Faria *et al.* (2022)
CPR-20	Migmatitic orthogneiss	-	LA-MC-ICP-MS	-	2121 ± 18	596 ± 16	Faria *et al.* (2022)

Previous tectonic models for the evolution of the JFC suggest an early evolutionary stage with moderately juvenile tholeiitic magmatism at 2.44 Ga, followed by moderately juvenile to evolved TTG-sanukitoid magmatic pulses between 2.20-2.18

and 2.07 Ga, and moderately juvenile tholeiitic magmatic pulses at 2.13 Ga (Araújo *et al.* 2019, 2021; Almeida *et al.* 2022). The JFC rocks record two high-grade metamorphic events: one in the beginning of the Orosirian (~2.03-2.02 Ga), interpreted as resulting from the collision of the JFC with the Mantiqueira Complex during the terminal phases of the São Francisco Paleocontinent amalgamation (Araújo *et al.* 2021); and another one in the Ediacaran (around 600 to 580 Ma) interpreted as the reworking of the continental margin by the Brasiliano/Pan-African orogenic system (Machado *et al.* 1996; Heilbron *et al.* 1998, 2010, 2020a; Kuribara *et al.* 2019; Cutts *et al.* 2020; Araújo *et al.* 2021; Almeida *et al.* 2022; Faria *et al.* 2022).

3 Materials and methods

The development of the present work involved field survey, petrographic descriptions, lithogeochemical analyses, whole rock Sm-Nd and Sr isotopic analyses and zircon U-Pb geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma source mass spectrometer (LA-MC-ICP-MS). Seven samples were pulverized at the Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA/UERJ) and sent to Activation Laboratories Ltd (Actlabs- Ancaster, Canada) for lithogeochemical analyses. For the Sm-Nd and Sr whole rock isotope analysis, four samples were pulverized in the LGPA (UERJ) and sent to the Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR/UERJ), where the chemical separation of Sm, Nd and Sr was carried out in cleanrooms and measurement of isotopic ratios were performed using a TRITON (Thermo Scientific) thermal ionization mass spectrometer (TIMS). For zircon U-Pb geochronology, two samples were analyzed at the Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais (MultiLab/UERJ) with a LA-MC-ICP-MS Neptune Plus mass spectrometer. Further details of the sample preparation routine, the analytical techniques, and equipment used, as well as the treatment of lithogeochemistry, Sm-Nd and Sr isotopes, and zircon U-Pb geochronology data, are presented as supplementary material (Supplementary Material A).

4 Results

4.1 Field relationships and petrography

The JFC Paleoproterozoic JFC rocks occur in razed anticline cores and as thrust slices interlieaved with Neoproterozoic paragneiss and migmatitic paragneisses from the Raposos/Andrelândia Group and Neoproterozoic anatetic I-type granitoids

from the Salvaterra Suite (Figure 2). The contacts between JFC rocks and Neoproterozoic units are tectonic (faults, thrust zones and shear zones). The main metamorphic foliation has a NNE-SSW strike and moderate to steep dips towards SE, and its distribution reflects large regional folds with vergence to W or NW (see geological cross-section in Figure 2).

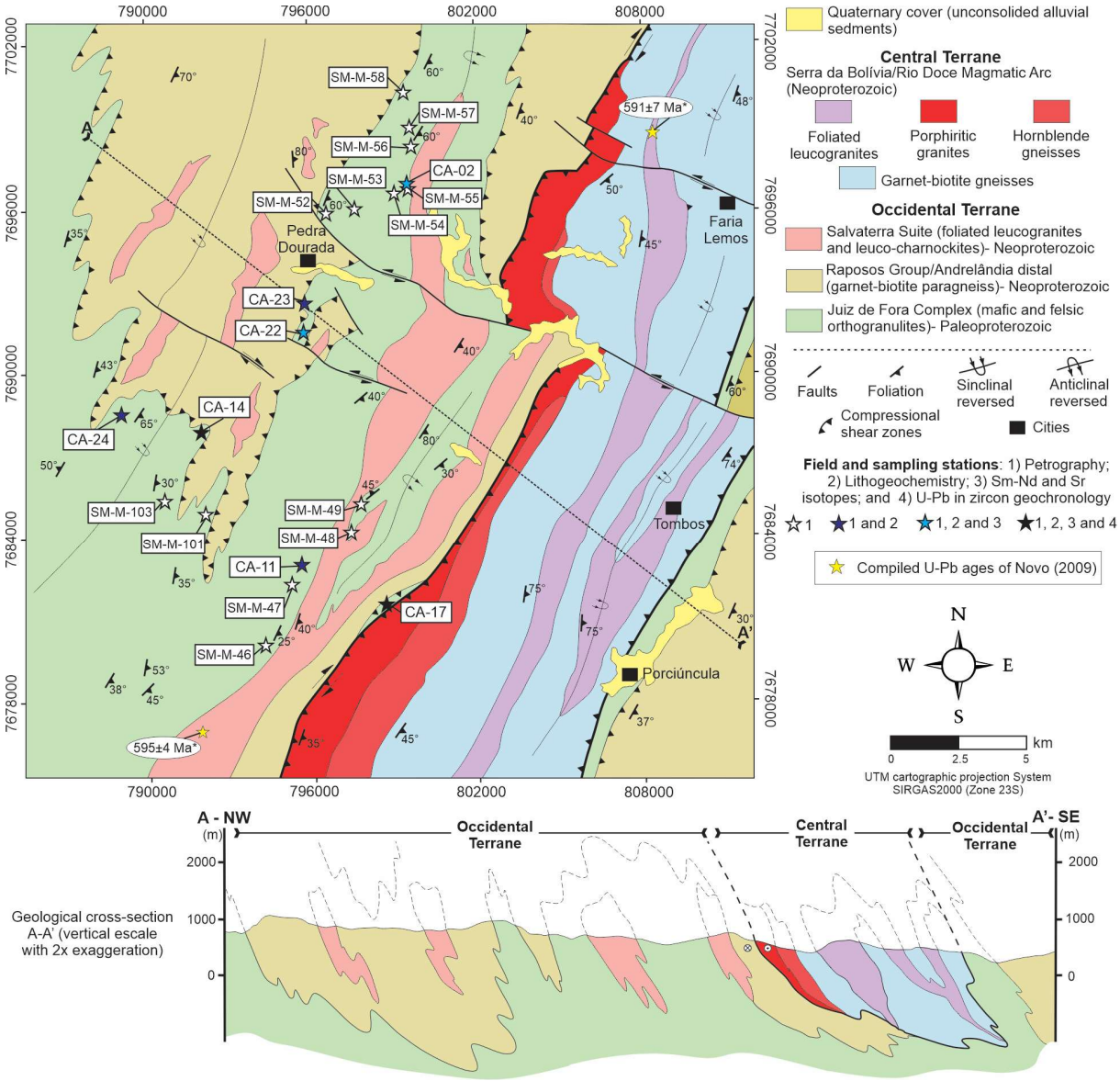


Figure 2. Map and geological section of the study area, with field stations and sampling locations for lithogeochemistry, Sm-Nd, and Sr isotopes, and U-Pb geochronology data. Source: integration of regional geological maps (Carangola quadrangle, Noce *et al.* 2009) and authors' data.

The rocks of the JFC are granodioritic felsic granulites ranging from bluish-gray to deep gray colour (Figures 3A, 3B and 3C) and display medium grain size with predominant granoblastic (Figure 3B) and subordinate nematoblastic textures defined by oriented orthopyroxene grains (Figure 3D). Millimeter- to centimeter compositional banding characterized by - light and dark gray tones is locally observed (Figure 3A). The main mineralogy of the rocks is defined by plagioclase (34-55%), quartz (9-29%), K-feldspar (9-28%), and orthopyroxene (8-14%). Biotite (4-7%) occurs either as main or accessory phase. Clinopyroxene (0-3%), opaque minerals (0-2%), apatite (<0.1%), zircon (<0.2%) and titanite (0-0.1%) constitute the accessory phases.

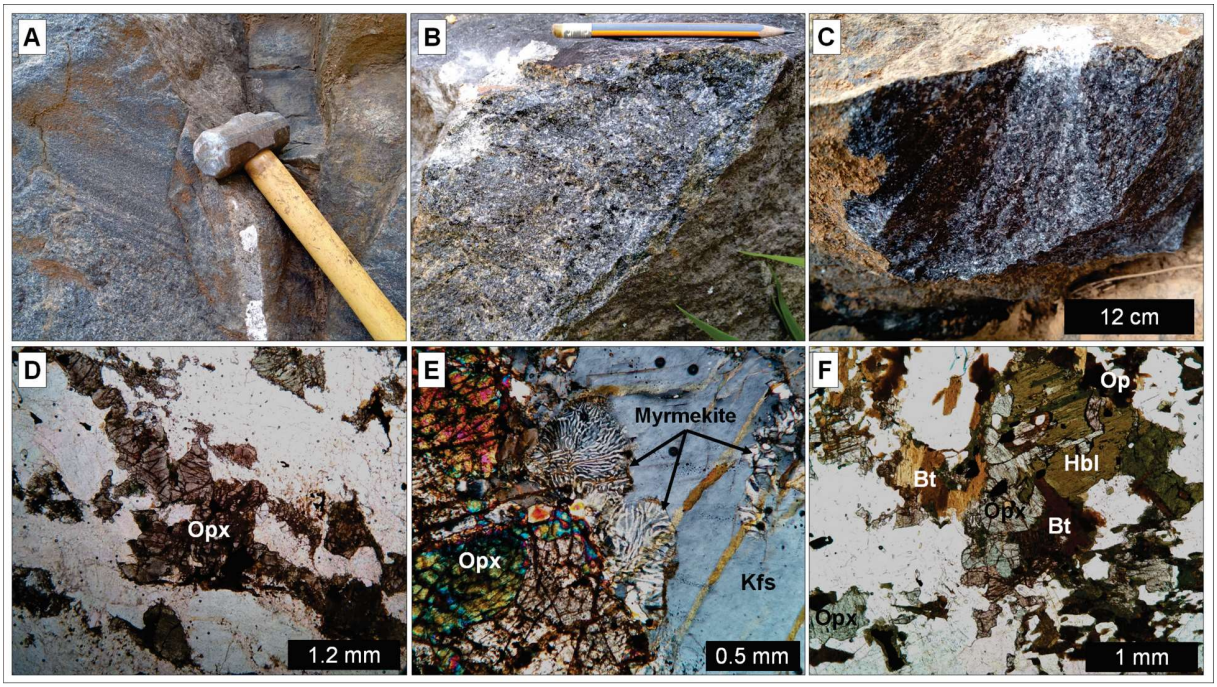


Figure 3. Field and petrographic aspects of the Juiz de Fora Complex granodioritic granulites in the Pedra Dourada region (MG): A) compositional banding of light gray and medium grey granodioritic granulites; B) detail of the granodioritic granulite with pyroxene porphyroblasts (dark spots); C) detail of a dark gray granulite; D) photomicrograph in plane-polarized light showing nematoblastic texture with oriented orthopyroxene (Opx) grains; E) photomicrograph in cross-polarized light showing myrmekite within K-feldspar (Kfs) and Plagioclase (Pl) crystals; F) photomicrograph in plane-polarized light showing orthopyroxene (Opx) and opaque minerals (Op) grains partially replaced by retrometamorphic hornblende (Hbl) and biotite (Bt).

Orthopyroxene crystals are xenoblastic (Figure 3B) and often surrounded by retrometamorphic hornblende and biotite (Figure 3F). Plagioclase (without twinning) occurs as equigranular aggregates, whereas K-feldspar crystals are microperthitic and quartz usually shows amoeboid to interlobed contacts. Mirmekitic intergrowth of quartz between plagioclase and K-feldspar (Figure 3E) is a common feature. Sub-idioblastic to idioblastic biotite flake aggregates without preferential orientation (decussate texture) are also observed.

Two distinct mineral parageneses can be distinguished: one with plagioclase + quartz + K-feldspar + orthopyroxene ± clinopyroxene + opaque minerals ± titanite, with metamorphic peak characteristics; and another with hornblende + biotite, of retrometamorphic origin, partially replacing orthopyroxene, clinopyroxene, and opaque minerals.

4.2 Whole-rock geochemistry

The whole-rock lithogeochemical data obtained for seven granodioritic granulites show that the investigated samples share many compositional affinities, allowing their characterization as a single igneous suite. They display intermediate SiO_2 contents (58.4 to 65.8 wt. %), moderate to high Mg# values (0.44 to 0.54) and plot in the diorite-granodiorite fields of the TAS diagram (Figure 4A). The felsic orthogranulites are calcic, calc-alkaline to alkali-calcic (Figure 4B) and share a typical magnesian and dominantly metaluminous affinity, with A/CNK ratios between 0.81 and 1.01 (Figures 4C and 4D). They also have moderate to high Ba (between 489 and 1389 ppm) and Sr (377 to 624 ppm) contents (Figure 4E). Other important geochemical characteristics are the Na_2O/K_2O ratios between 0.71 and 2.34 and Cr and Ni contents between 40-110 ppm and <50 ppm, respectively. In the ternary diagrams proposed by Laurent *et al.* (2014) the samples plot in the sanukitoid and high-K mafic sources fields (Figures 4F and 4G).

The chondrite-normalized REE diagrams (Figure 5A) show moderate fractionation between light and heavy REE, with $(La/Yb)_N$ ratios ranging between 9.55 and 15.15. Eu anomalies are absent to weakly negative or positive. In the primitive mantle normalized diagrams (Figure 5B), the samples show enrichment of Ba, K, Pb, Nd, and Dy, as well as depletion of Th, Nb, P, Zr, and Ti.

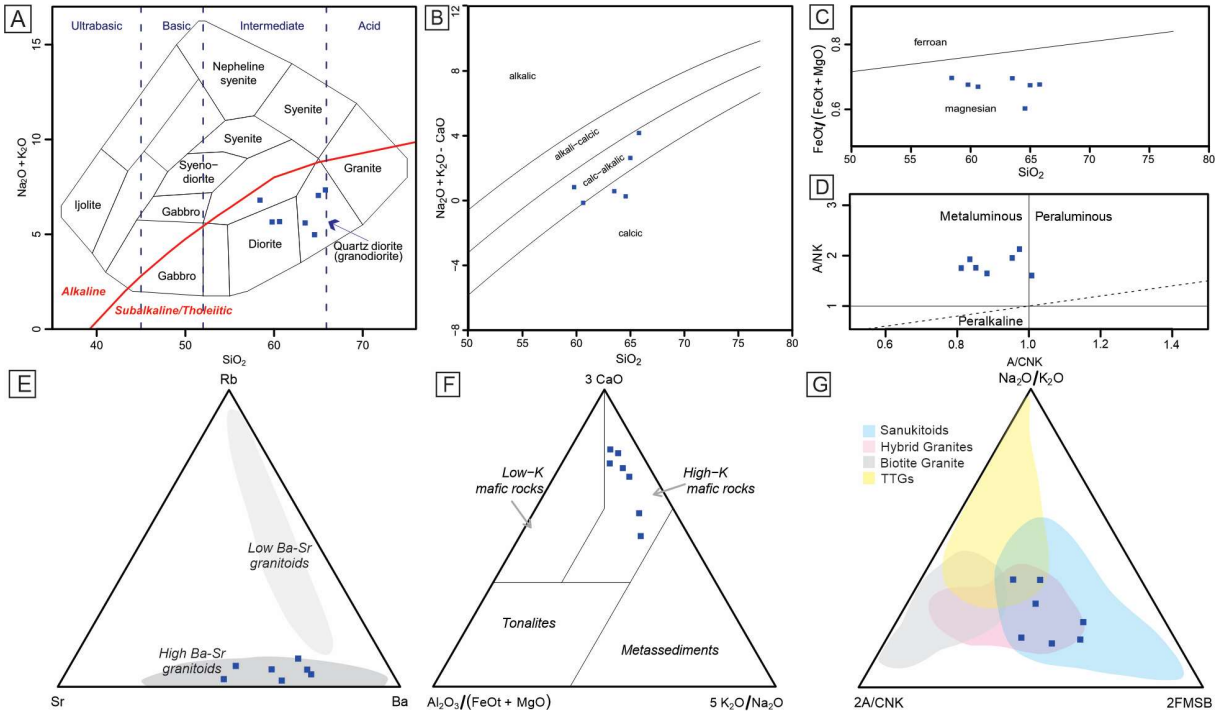


Figure 4. Lithogeochemical classification diagrams and tectonic setting for the Juiz de Fora Complex granodioritic granulites: A) TAS diagram by Cox *et al.* (1979); B) $Na_2O + K_2O + CaO$ vs. SiO_2 diagram from Frost *et al.* (2001); C) $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ vs SiO_2 diagram by Frost *et al.* (2001); D) A/NK vs. A/CNK diagram by Shand (1943); E) Triangular diagram Rb–Ba–Sr with the field for high Ba–Sr granites from Tarney and Jones (1994); F) Source diagram by Laurent *et al.* (2014); and G) ternary classification diagram for late-Archean granitoids by Laurent *et al.* (2014).

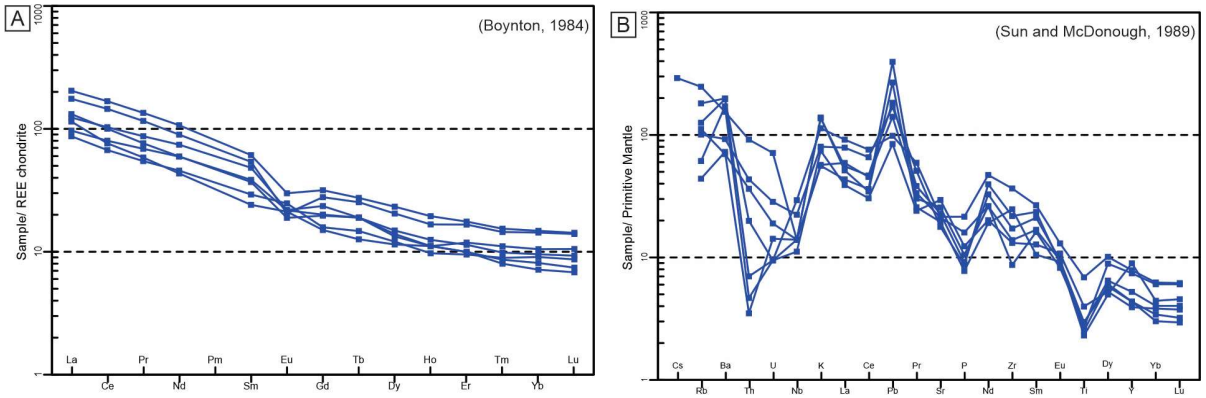


Figure 5. REE patterns for the Juiz de Fora Complex granodioritic granulites: A) chondrite-normalized to REE diagrams (Boynton *et al.* 1984); and B) primitive mantle-normalized REE diagrams (Sun and McDonough 1989).

4.3 Zircon U-Pb geochronology data

Zircon grains from samples CA-14 and CA-17 were analyzed by LA-MC-ICP-MS U-Pb techniques. The morphology and internal textures of the grains are shown in Figure 6. The relationship between the U-Pb ages and Th/U ratios obtained for the different textural domains identified in the zircon grains for each of the analyzed samples are presented in Table 2.

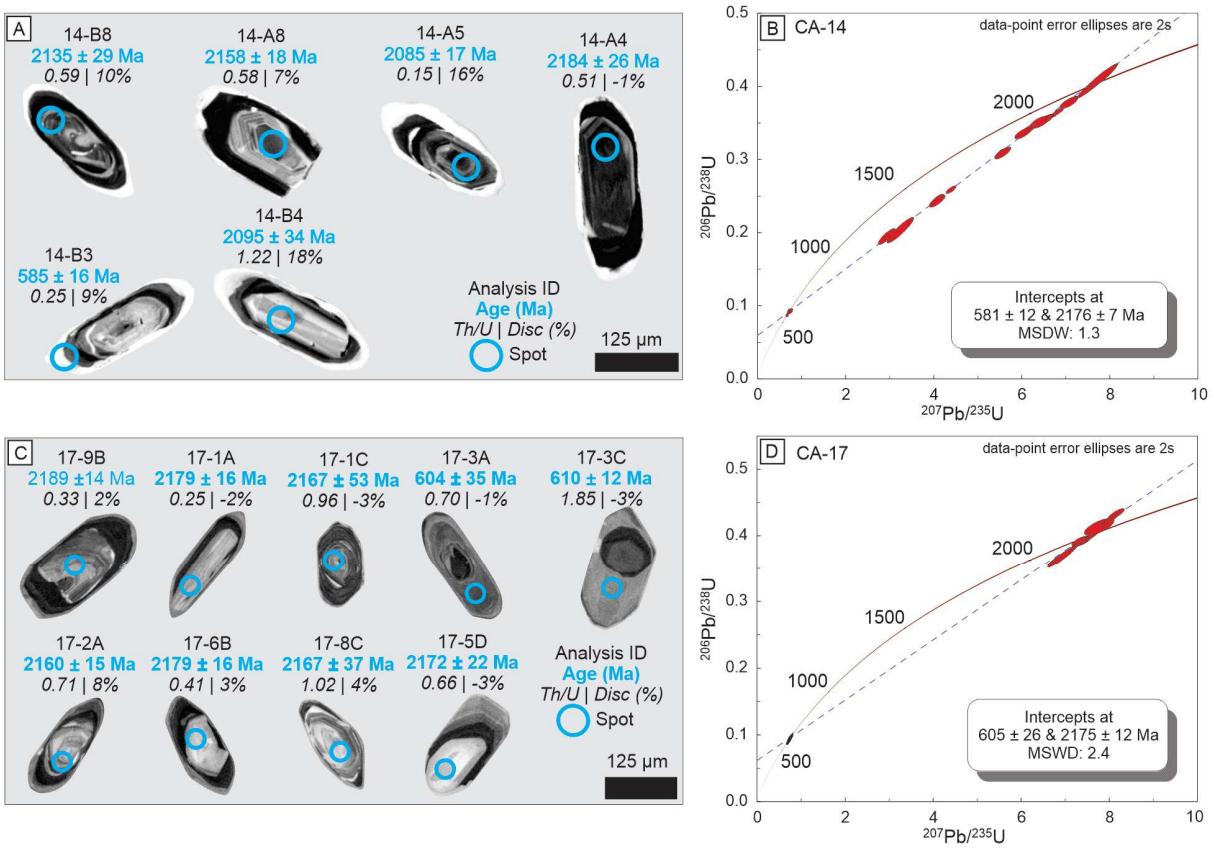


Figure 6. U-Pb Concordia diagrams and cathodoluminescence images of representative zircon grains from the Juiz de Fora Complex granodioritic granulites: A and B) sample CA-14; C and D) sample CA-17.

Table 2. Relationships between zircon U-Pb ages and Th/U ratios obtained for the different zircon domains of the analyzed samples (CA-14 and CA-17).

Sample	Domain	Age (Ma)	Th/U	Interpretation
CA-14	Core	2176 ± 7	0.15-1.22	Crystallization age
	Rimm	581 ± 12	0.19-0.61	Metamorphism age
CA-17	Core	2175 ± 12	0.25-1.02	Crystallization age
	Rimm	605 ± 26	0.45-1.85	Metamorphism age

Zircon grains from sample CA-14 are colorless, transparent, and display euhedral and subordinately subhedral morphology. They are mostly prismatic with pyramidal or rounded tips. Grain size ranges from 190 to 350 μm in length with dominant aspect ratios of 3:1, although ratios of 4:1 and 2:1 are also observed. In the cathodoluminescence (CL) images, most grains show two distinct domains: highly luminescent cores, with strong oscillatory zoning, and more homogeneous rims, with weak to no oscillatory zoning (Figure 6A). The boundary between cores and rims is usually abrupt, with truncation of the oscillatory zoning pattern by the rim, suggesting processes of grain corrosion followed by metamorphic overgrowth. Thirty-six analyses in cores and rims were performed in thirty-two zircon grains, avoiding metamictic crystals and grains with inclusions and fractures. From the analyzed grains, 16 spot data were rejected because of high of common Pb contents, and/or large uncertainties of their isotopic ratios. Data from 20 spots define a discordia with an upper intercept age of 2176 ± 7 Ma (MSWD = 1.3), interpreted as magmatic crystallization age, and a lower intercept at 581 ± 12 Ma, interpreted to reflect the age of metamorphic overprint (Figure 6B and Table 2).

In sample CA-17, the zircon grains are predominantly subhedral to euhedral, prismatic with a pyramidal to rounded tips, and also colorless and transparent. Inclusions, although not very abundant, are also observed. Zircon grains have lengths ranging between 210 to 360 μm and aspect ratios of 3:1 and 4:1, with subordinate ratios of 2:1 and 3:2. CL textures are relatively complex. Most of the grains exhibit strongly luminescent cores with oscillatory zoning (typical of igneous zircons) surrounded by more homogeneous and weakly zoned rims (Fig. 6C). As in the previous sample, the boundary between these two domains is commonly abrupt. Thrirty-six analysis in cores and rims were performed in twenty-seven zircon grains. Twenty-one spots were discarded using the same criteria described for sample CA-14. The data from fifteen spots were used to construct a discordia with upper intercept age of 2175 ± 12 Ma (MSWD = 2.4) and lower intercept at 605 ± 26 Ma, interpreted respectively as the magmatic crystallization and as a metamorphic ages (Figure 6D and Table 2).

4.4 Sm-Nd and Sr isotopes

Four samples were selected for the determination of ID-TIMS Sm-Nd, and natural Sr isotopic compositions (Table 3). The Nd and Sr isotope ratios were

calculated to initial values according to the U-Pb crystallization ages obtained from samples CA-14 and CA-17 (2176 and 2175 Ma, respectively).

Table 3. Petrogenetic parameters and model age (T_{CHUR} and T_{DM}) calculated from isotopic analyzes of Sm-Nd and Sr in whole rock of the granodioritic granulites from the Juiz de Fora Complex.

Sample	CA-02	CA-14	CA-17	CA-22
Sm_{ID}	5.6	7.5	4.5	10.2
Nd_{ID}	28.0	35.5	25.7	54.2
Rb*	39.0	28.0	157.0	71.0
Sr*	624.0	542.0	414.0	377.0
$^{143}Nd/^{144}Nd_{(m)}$	0.511355	0.511573	0.511377	0.511444
Std. Err. Abs (2s)	0.000006	0.000004	0.000003	0.000006
$^{147}Sm/^{144}Nd_{(m)}$	0.1215	0.1268	0.1070	0.1132
$^{87}Sr/^{86}Sr_{(m)}$	0.716290	0.718424	0.728180	0.725007
Std. Err. Abs (2s)	0.000010	0.000011	0.000004	0.000005
Age (Ma)	2.18	2.18	2.18	2.18
$f_{Sm/Nd}$ (0 Ma)	-0.38	-0.35	-0.46	-0.42
ε_{Nd} (t)	-4.0	-1.2	0.5	0.0
ε_{Nd} (0 Ma)	-25.0	-20.8	-24.6	-23.3
T_{CHUR} (± 0.05 Ga)	2.60	2.32	2.14	2.18
T_{DM} (± 0.05 Ga)	2.59	2.31	2.13	2.17
$^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$	0.7106	0.7137	0.6937	0.7079

*Values from lithogeochemical data.

Sample CA-02 has the most negative initial εNd (-4.0) and the oldest T_{DM} (2.57 Ga). Samples CA-14, CA-17, and CA-22, in turn, present initial near-CHUR εNd values, between -1.2 and 0.5, as well as T_{DM} ages between 2.30 and 2.12 Ga, which are near or even coincident with the age of magmatic crystallization. The obtained initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios range from 0.6937 to 0.7137 (Table 3).

5 Discussion

5.1 Petrogenetic implications

The geochemical data strongly suggest that these rocks were generated in a magmatic arc setting: intermediate SiO_2 contents, affinity with the calc-alkaline series, magnesian and metaluminous to weakly peraluminous character, moderate to high Ba, Sr, and LILE contents and low HFSE contents, moderate $(La/Yb)_N$ ratios, and significantly fractionation between LREE and HREE, with slightly positive or negative to absent Eu anomalies (Hawkesworth *et al.*, 1994; Foley *et al.* 2002; Rustioni *et al.* 2021). Depletion in Nb and Ti together with Pb enrichment are also the main

characteristics of modern magmatic arcs (Kelemen et al. 1993). Moderate to high Mg# are also evidence for mantle melting (Zheng 2019; Zhang *et al.* 2019) and enrichment in Ba and K suggest the participation of fluids derived from a descending plate as a metasomatic agent (Pearce and Parkinson 1993; Zheng 2019; Nielsen *et al.* 2020; Rustioni *et al.* 2021).

Based on the main geochemical characteristics highlighted above, the studied rocks are interpreted to have derived from a magma sourced from the peridotitic mantle metasomatized by fluids and melts derived from subducting oceanic crust. In contrast to modern BADR magmatic arc rocks, the studied samples show characteristics which are more similar to those of the sanukite series, as described by Stern *et al.* (1989), Stern and Hanson (1991), Martin *et al.* (2005, 2010) and Heilimo *et al.* (2010): moderate to low Na_2O/K_2O ratios, and moderate to high Mg# and $(La/Yb)_N$ ratios (Table 4).

Comparing the composition of the studied rocks with that of typical sanukitoid rocks (Table 4), both are magnesian calc-alkaline with intermediate SiO_2, with high Mg#, metaluminous to weakly peraluminous, with high Ba and Sr and low Na_2O/K_2O ratios. Alghough Cr contents are similar with those of sanukitoids, the Ni contents of the studied samples are comparatively lower, as well as the $(La/Yb)_N$ ratios around 6.0, but significantly higher than those found in the BADRS suites (Table 3 – Martin *et al.* 2005, 2010; Heilimo *et al.* 2010). Thus, given that the studied rocks present most chemical characteristics in agreement with the values expected for the sanukitic series, their chemical/tectonic classification as sanukitoid is appropriate.

Integrating the zircon U-Pb geochronology with the Sm-Nd and Sr isotopic data, the studied rocks have chondritic to slightly contaminated initial ε_{Nd} isotopic signatures, between -4.0 and 0.5. Their juvenile character is indicated by the T_{DM} model ages that are either coincident with, or slightly older than, the magmatic crystallization ages. On the other hand, the initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios point to some significant crustal contribution within its metasomatized mantle source. These data imply that the mantle source of the magmas that generated these rocks feature enriched mantle signature, probably associated with the assimilation of fluids and sediments recycled back to the mantle by descending oceanic plates during protracted events of subduction in modern convergent margin settings, as discussed by Hawkesworth *et al.* (1994), Chauvel *et al.* (2008), and Zhang *et al.* (2019).

Table 4. Comparison of the chemical composition of the felsic orthogranulites studied in the present work with the typical composition of the sanukitic series, Archean sanukitoids, Paleoproterozoic Sanukitoids, and modern arc granitoids.

	Sanukitic Serie[1, 2, 3]	Archean Sanukitoids[4] (n=104)	Archean Sanukitoids of Karelian Province[5] (n=161)	Paleoproterozoic sanukitoides of the Aravalli craton, India[6] (n=20)	Modern arc granitoids[4] (n=250)	Sanukitoides from northern Juiz de Fora Complex (This work)							
						Average (n=7)	CA-11	CA-14	CA-02	CA-22	CA-23	CA-04	CA-17
SiO_2	55-73	58.65	55-70	62.01	68.1	62.52	58.41	59.78	60.62	63.50	64.56	64.99	65.79
MgO	5.2-9.17	3.90	1.5-9	1.44	1.55	2.77	2.89	3.48	3.45	2.60	2.98	2.05	1.91
K_2O	0.5-4	3.11	1.5-5	5.40	3.4	2.83	3.42	1.69	2.24	2.42	1.72	4.12	4.18
Ba	> 1000	1471	706-1613	1174	715	954.43	1368	509	1197	648	489	1389	1081
Sr	> 500	1108	513-941	213	316	477.57	455	542	624	377	449	482	414
Cr	≤ 150	104	6-184	16.7	23	67.14	40.0	110.0	90.0	70.0	50.0	50.0	60.0
Ni	90-205	54	8-85	12.6	10.5	35	< 20	50.0	< 20	< 20	< 20	< 20	20.0
Mg#	0.43-0.62	0.53	45-65	0.33	0.41	0.47	43.69	46.07	46.78	43.81	54.02	46.26	46.00
Na_2O/K_2O	~3	1.38	0.5-3	0.39	1.08	1.18	0.99	2.34	1.53	1.31	1.90	0.71	0.76
Ba+Sr	> 1500	> 1466*	> 1400	1387	1031	1432	1823	1051	1821	1025	938	1871	1495
$(La/Yb)_N$	-	30.5	14-47	14.95	6.4	12.66	13.7	13.44	9.55	12.18	13.72	15.15	10.85
Rb/Sr	0.01-0.16	0.08	0.10-0.13	0.69	0.35	0.17	0.18	0.05	0.06	0.17	0.16	0.24	0.38

References: ([1]) Shirey and Hanson (1984); ([2]) Stern *et al.* (1989); ([3]) Stern e Hanson (1991); ([4]) Martin *et al.* (2010); ([5]) Heilimo *et al.* (2010); ([6]) Raza *et al.* (2021).

5.2 Neoproterozoic metamorphic overprint

The metamorphic ages obtained between 581 and 605 Ma are compatible with data presented in previous regional studies (Machado *et al.* 1996; Heilbron and Machado 2003; Heilbron *et al.* 2010; 2020a, 2020b; Degler *et al.* 2018; Kuribara *et al.* 2019). During the Brasiliano/Pan-African overprint at ~580 Ma, intense deformation and regional metamorphism resulted from the collision stage of the Araçuaí-Ribeira Orogenic System (with the collision between the São Francisco Paleocontinent margin and the Inner Arc System – Rio Doce and Serra da Bolívia magmatic arcs – Heilbron and Machado 2003; Heilbron *et al.* 2017, 2020a, 2020b). As evidenced by the morphology of the zircon grains and high Th/U ratios, the high metamorphic grade of the rocks is also evidenced by mineral peak metamorphic associations typical of the granulite facies (with orthopyroxene + clinopyroxene + plagioclase) in all studied samples.

The Neoproterozoic granulite metamorphism is common in the entire JFC (Duarte *et al.* 1997, 2000; Heilbron *et al.* 1998, 2010; Medeiros Júnior *et al.* 2017) and is also observed in nearby units, such as the paragneisses from the Raposos and Bom Jesus do Itabapoana groups and in the orthogneisses from the Neoproterozoic Serra da Bolivia/Rio Doce magmatic arc (Karniol *et al.* 2009; Santos *et al.* 2011; Gouvêa *et al.* 2020; Marques *et al.* 2021). Also, the observation of hornblende and biotite partially substituting orthopyroxene and clinopyroxene in some samples suggests retrometamorphism in conditions of upper amphibolite facies, also in agreement with regional works (Santos *et al.* 2011; Ferreira *et al.* 2020; Marques *et al.* 2021).

5.3 Sanukitoid suites in the southern São Francisco Paleocontinent

Several Neoarchean to the late Rhyacian sanukitoid suites related to the accretionary processes that formed the São Francisco Paleocontinent have been previously described in the Minas Segment of the MBOS, (Seixas *et al.* 2013; Moreira *et al.* 2018; Bruno *et al.* 2020, 2021a, 2021b; Araújo *et al.* 2019, 2021; Almeida *et al.* 2022). The generation of these different sanukitoid suites, mostly following the formation of TTG suites, have been interpreted as evidence of the diachronism on Earth's geodynamic processes that changes from typical Archean tectonic regimes to tectonic regimes more likely to those currently active (Moreira *et al.* 2018, 2020; Bruno *et al.* 2020, 2021a, 2021b). In order to generate more regional interpretations, the dataset obtained was compared with compiled data from different Paleoproterozoic

sanukitoid suites from the Minas Segment of the MBOS (Figure 7 and Table 5), which occur in the southern JFC (Araújo *et al.* 2019, 2021; Almeida *et al.* 2022), in the Mantiqueira Complex (Bruno *et al.* 2020) and in the Mineiro Belt (Seixas *et al.* 2013; Moreira *et al.* 2018; Bruno *et al.* 2021a). The considerations in this topic assume that the sanukitoid suites of each of these compartments have an independent (not cogenetic) evolution.

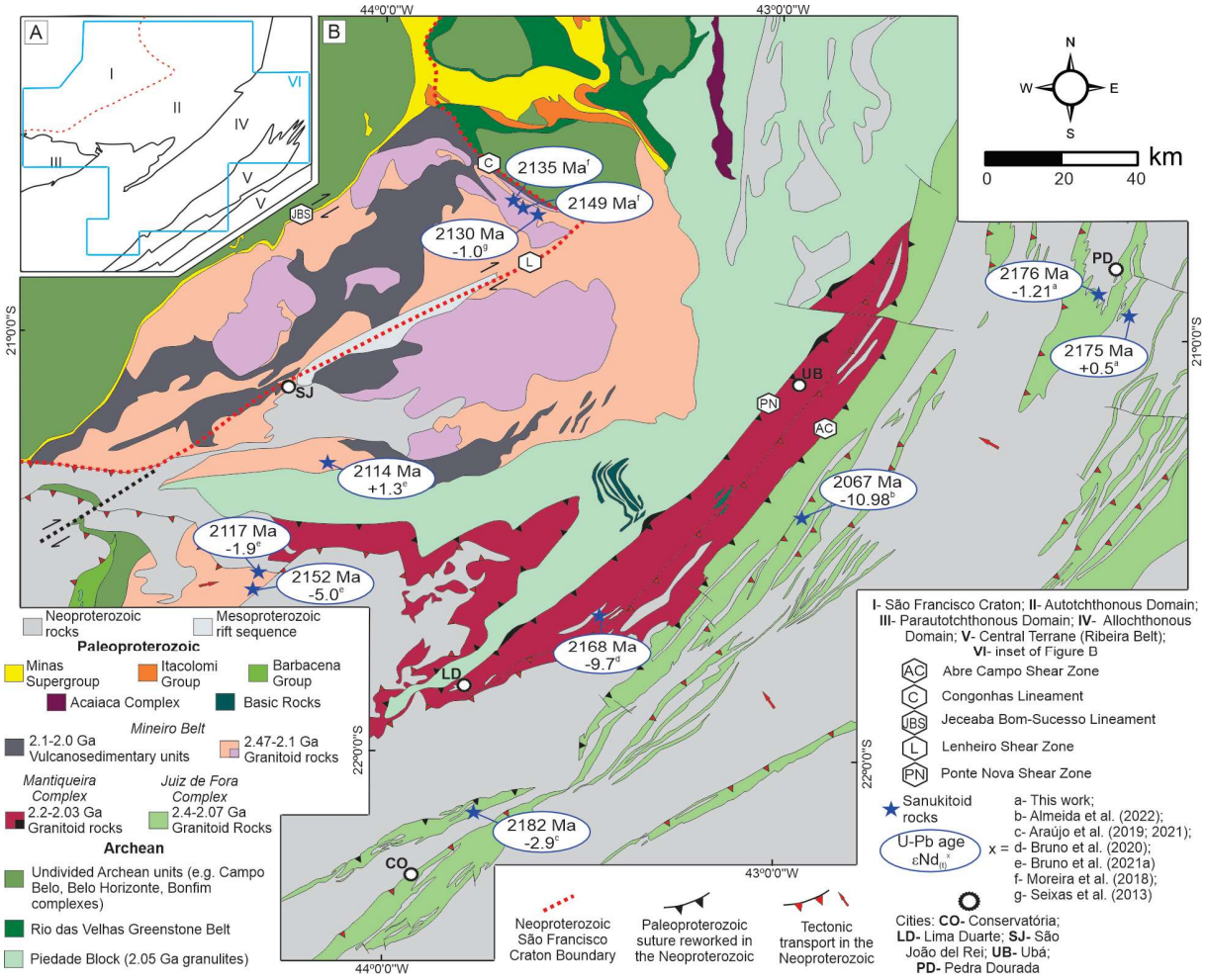


Figure 7. Location of sanukitoid occurrences in southern São Francisco Paleocontinent. A) regional tectonic-structural compartmentalization; and B) simplified regional geological map and sanukitoid rocks occurrences (with U-Pb and Sm-Nd data). Compiled from Seixas *et al.* (2013), Moreira *et al.* (2018), Araújo *et al.* (2019; 2021), Bruno *et al.* (2020; 2021a) and Almeida *et al.* (2022).

Table 5. Comparison of the different Paleoproterozoic sanukitoid suites from the south of the São Francisco Paleocontinent with ages of magmatic crystallization, initial ε_{Nd}, and T_{DM}.

Unit	Lithotypes	Age (Ma)	εNd (t)	T_{DM} (Ga) (± 0.05)	References
Juiz de Fora Complex	Granodioritic granulites	2176 to 2175	-4.0 to + 0.5	2.57 to 2.12	This work
	Charno-enderbitic granulite	2200 to 2180	-4.8 to -2.9	2.62 to 2.46	Araújo et al. (2019, 2021)
	Enderbitic orthogranulite	2068	-11.0	3.05	Almeida et al. (2022)
Mantiqueira Complex	Hbl-Bt orthogneiss	2168	-9.7	3.18	Bruno et al. (2020)
Mineiro Belt	Tonalite	2130	-0.8 to + 0.9	2.40 to 2.30	Seixas et al. (2013)
	Bt-Hbl tonalites	2149 to 2135	-	-	Moreira et al. (2018)
	Granodioritic Hbl-Bt orthogneiss	2152 to 2114	-5.0 to + 1.3	2.64 to 2.21	Bruno et al. (2021a)

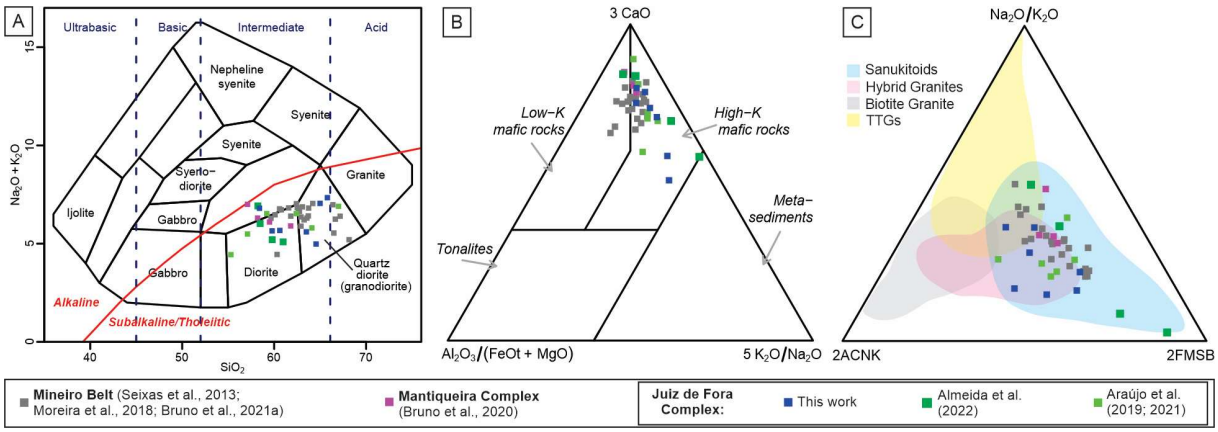


Figure 8. Comparison of major element composition of sanukitoid suites from southern São Francisco Paleocontinent: A) TAS diagram of Cox *et al.* (1979); B) source diagram of Laurent *et al.* (2014); and ternary classification diagram for late-Archean granitoids of Laurent *et al.* (2014).

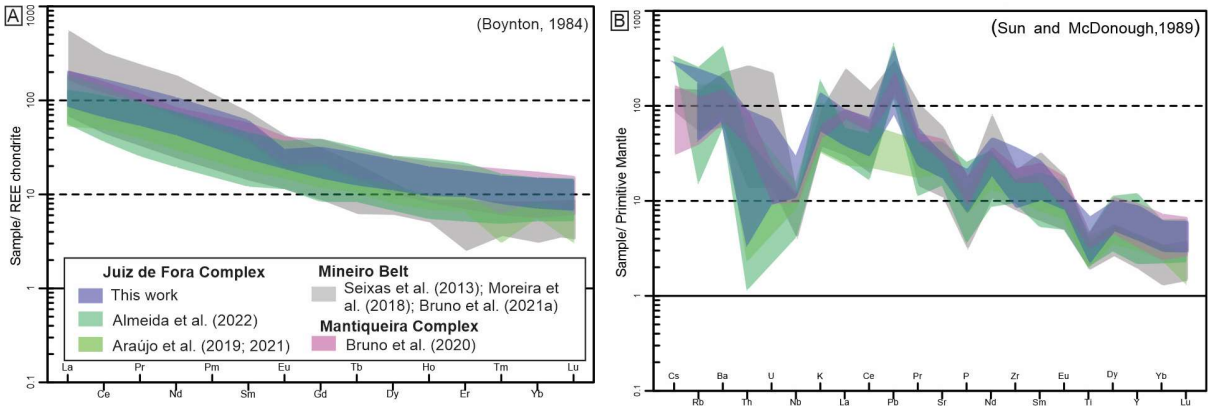


Figure 9. REE patterns of the differents sanukitoid suites from southern São Francisco Paleocontinent: A) chondrite-normalized REE (Boynton 1984); B) primitive mantle-normalized REE (Sun and McDonough 1989).

Regarding the major element compositions, all suites in question are very similar, with predominance of rocks with intermediate SiO_2 contents and normatively classified as diorites and granodiorites (Figure 8A). Their calc-alkaline character with high-K mafic rocks sources (Figure 8B) are expected since they are all classified as sanukitoid rocks (Figure 8C). When analyzing their REEs patterns (Figures 9A and 9B), differences begin to become more noticeable. The JFC sanukitoid rocks are quite similar to the other sanukitoid rocks of southern São Francisco Paleocontinent and, in general, all suites have similar characteristics (fractionation between LREE and HREE; absent, slightly positive, or slightly negative Eu anomalies; enrichment in LILE and deplection in HFSE). However, for the JFC sanukitoid rocks, those described in this work and in Araújo *et al.* (2021) are noticeably more enriched in LREE than those described by Almeida *et al.* (2022), where the fractionation between LREE and HREE is less expressive. This implies that these rocks were generated by lower degrees of partial melting or fractionation processes than the others. Moreover, the sanukitoid rocks of southern JFC described by Almeida *et al.* (2022) show higher enrichment in fluid-mobile elements (*e.g.*, Ba and Sr – Zheng 2019; Nielsen *et al.* 2020) and depletion in Th (melt-mobile – Zheng 2019).

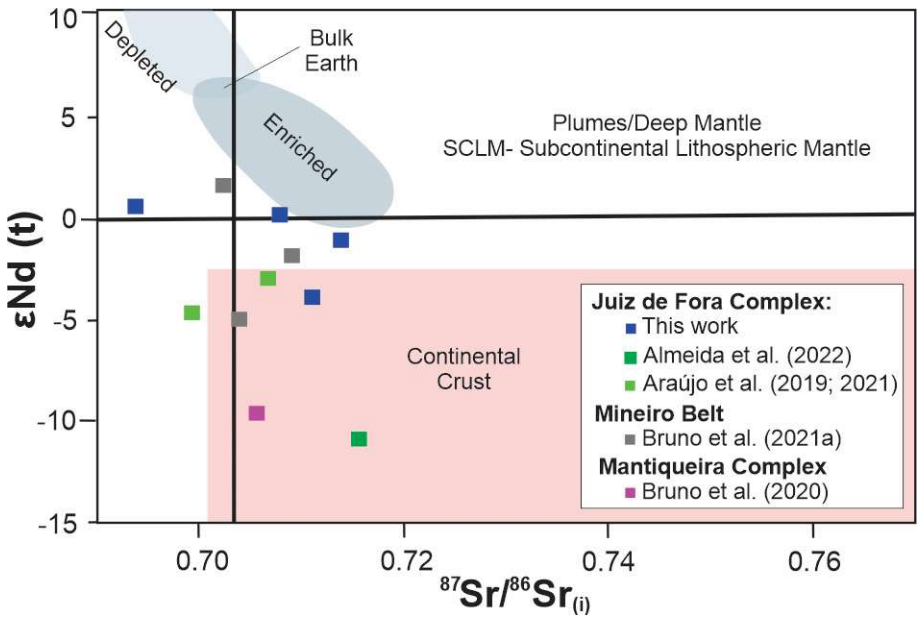


Figure 10. Initial ε_{Nd} versus initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ of the differents sanukitoid suites from the southern São Francisco Paleocontinent.

The differences between these different sanukitoid suites become more explicit when their crystallization ages and their Sm-Nd isotopic signatures are compared (Table 5, and Figures 7 and 10). In general, most of them (the sanukitoid suites of the JFC, Mantiqueira Complex, and Mineiro Belt) have Rhyacian crystallization ages, initial ε_{Nd} between -5.0 to +1.3 (moderately juvenile) and Neoarchean to Siderian and Rhyacian T_{DM} Nd model ages. The exceptions are the sanukitoid rocks of the southern CJF (Almeida *et al*. 2022) and Mantiqueira Complex (Bruno *et al.* 2020), both with significantly lower initial ε_{Nd} (-10.98 and -9.7, respectively) and Mesoarchean T_{DM} ages. Also, the southern JFC sanukitoid rocks described by Almeida *et al.* (2022), with crystallization age of 2068 Ma, are the youngest sanukitoid rocks reported from the southern São Francisco Paleocontinent.

In the regional scenario (Figure 7), the integration and analysis of these data suggest that the rocks from the Minas segment of the MBOS, in the southern São Francisco Paleocontinent, record at least two stages of sanukitoid generation: the first and more long-lived event, between 2.20 and 2.11 Ga, is coincident with the climax of juvenile crust formation within the Minas Segment of the MBOS and coeval with the generation of different sanukitoid suites (along with TTG suites and granitoid rocks) from the Mineiro Belt (Seixas *et al.* 2013; Moreira *et al.* 2018; Bruno *et al.* 2021a) and the Mantiqueira and JFC complexes (Bruno *et al.* 2020; Araújo *et al.* 2021; and this work); the second and younger event, dated at ca. 2.07 Ga, is restricted to the JFC (Almeida *et al.*, 2022) and was emplaced immediately before the regional metamorphism resulting from the diachronic collision of Archean blocks and Paleoproterozoic magmatic arcs during the final stages of São Francisco Paleocontinent amalgamation, as suggested by emplacement of syn-collisional granitoid rocks and metamorphism ages between 2.05 Ga in Mineiro Belt (Moreira *et al.* 2018; Bruno *et al.* 2020, 2021a), and 2.03 Ga in the JFC (Araújo *et al.* 2021).

Regarding the geodynamic processes responsible for the generation of these rocks, the generation of pre-collisional rocks with a sanukitoid signature in the midst of calc-alkaline granitoid suites, magmatic arc tholeiites, and TTG suites allows the interpretation of a scenario with a complex accretionary system during the Paleoproterozoic in these different compartments (*i.e.*, Mineiro, and the Mantiqueira and Juiz de Fora complexes – Figure 11). In contrast to the typical sanukites, the sanukitoid magmatic arc signature depicted by the rocks from the Minas Orogen show a lower fractionation between LREE and HREE, with intermediate $(La/Yb)_N$ ratios

between typical Archean sanukitoid and BADR suites from modern magmatic arcs. This difference implies lower degrees of interaction between melts from the subducting plate and the peridotite mantle, limiting the metasomatism of the mantle wedge in the subduction zone almost exclusively by fluids released from the descending plate at depth, in a process that is intermediate between the generation of typical sanukitoids and modern BADR suites, which is possible with an increase in the dip angle of the descending plate – as presented by Martin *et al.* (2010). Regarding the sources of these rocks, the initial ε_{Nd} varying between close to 0 and -11 (Table 5 and Figure 10) attest to the origin of these magmas in a hybrid mantle, significantly modified by the assimilation of crustal material (fluids and melt) from the subducting plate and sediments carried into the mantle by the descending slab over an extended period of time and/or by earlier subduction processes – as discussed in Hawkesworth *et al.* (1994), Chauvel *et al.* (2008), and Zhang *et al.* (2019).

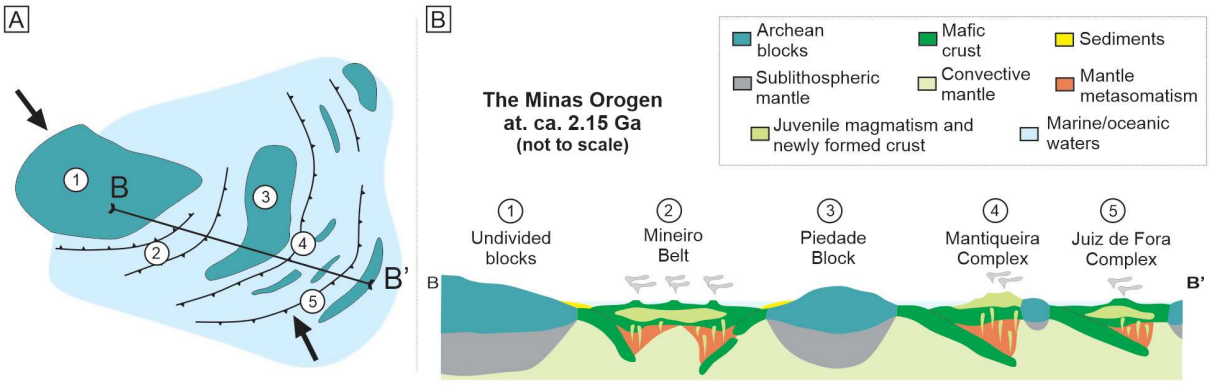


Figure 11. The Minas Orogen at about 2.15 Ga: A) paleogeographic reconstruction of the configuration of the crustal blocks and magmatic arcs of southeastern São Francisco Paleocontinent at ca. from 2.15 Ga (modified from Alkmim *et al.* 2017; Bruno *et al.* 2021a; and B) schematic tectonic cross-section of the generation of mantle-derived rocks (*e.g.*, sanukitoids) in the Mineiro Belt and in the Mantiqueira and Juiz de Fora complexes in ca. of 2.15 Ga (modified from Bruno *et al.* 2021b).

6 Conclusions

The studied rocks are granodioritic granulites, with chemical characteristics compatible with those of sanukitoid rocks: they are intermediate SiO_2, with moderate to high Ba, Sr, Mg#, high $(La/Yb)_N$ ratio, and low Na_2O/K_2O ratio. They have crystallized at ca. 2175 Ma and were underwent high-grade metamorphism at ca. 605-580 Ma

during the Brasiliano orogenic events. Also, initial εNd between -4.0 and +0.5, T_{DM} between 2.57 and 2.12 Ga, and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios between 0.6937 to 0.7137 are typical of moderately juvenile to slightly evolved (contaminated?) isotope sources and suggest that the genesis of these rocks is related to a hybrid mantle source contaminated with crustal material (fluids, sediments, melts) during protracted periods of subduction and/or by previous subductions.

In the Paleoproterozoic scenario of southern São Francisco Paleocontinent, there are at least two periods of generation of magmatic arc rocks with sanukitoid signatures: the first one, between 2.20 and 2.11 Ga, is associated with calc-alkaline granitoid rocks, IAT and TTG rocks in the Mineiro Belt, Mantiqueira and JFC complexes; and a younger one, restricted to the JFC, with the generation of sanukitoid rocks, calc-alkaline granitoid and TTG rocks at ca. 2.07 Ga. Such rock associations with distinct signatures attest to a complex and enduring accretionary system to the southeast of the São Francisco Paleocontinent during the Rhyacian (within the Minas Segment), very similar to those of modern plate tectonics accretionary settings.

Acknowledgements

The authors thank CAPES for the master's scholarship granted to the first author (process n° 88887.601073/2021-00), to CNPQ and FAPERJ for funding the activities, and to the technicians and coordinators of MultiLab and LAGIR, for their assistance and commitment in carrying out the geochronological and isotopic analysis, respectively. Here we also express our gratitude to the professionals from the LGPA (UERJ) and LPA (UFES) for their help with the preparation of the samples, and to Matheus Alves for his help in the field surveys. MH and CMV acknlowledge their CNPq-PQ and FAPERJ-CNE grants. The authors also thank the reviewers for their valuable contributions, and the editor, for his dedication in leading the editorial process.

References

Alkmim F.F., Teixeira W. 2017. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. *In*: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F.F. (eds.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. 1 ed. Springer, v. 1, p. 71-94.

Almeida R., Elizeu V., Bruno H., Bersan S.M., Araújo L.E.A.B., Dussin I., Valeriano C.M., Neto C., Heilbron M. 2021. Rhyacian-Orosirian tectonic history of the Juiz de Fora Complex: evidence for an Archean crustal reservoir within an island-arc system. *Geosciences Frontiers*, **13**(5): 101292. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101292

André J.L.F., Valladares C.S., Duarte B.P. 2009. O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (RJ): litogeoquímica, geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd e Sr. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(4): 773-793.

Araújo L.E.A.B., Heilbron M., Valeriano C.M., Teixeira W., Aguiar Neto C.C. 2019. Lithogeochemical and Nd-Sr isotope data of the orthogranulites of the Juiz de Fora Complex, SE-Brazil: insights from a hidden Rhyacian Orogen within the Ribeira belt. *Brazilian Journal of Geology*, **49**(3): e20190007. https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190007

Araújo L.E.A.B., Heilbron M., Teixeira W., Dussin I.A., Valeriano C.M., Bruno H., Sato K., Paravidini G., Castro M. 2021. Siderian to Rhyacian evolution of the Juiz de Fora Complex: arc fingerprints and correlations within the Minas-Bahia Orogen and the Western Central Africa Belt. *Precambrian Research*, **359**: 106118. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106118

Ávila C.A., Teixeira W., Bongiolo E.M., Dussin I.A., Vieira T.A.T. 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **243**: 221-251. http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.028

Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M. 2010. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**(2): 464-482. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.009

Barbosa J.S.F., Barbosa R.G. 2017. The Paleoproterozoic Eastern Bahia orogenic domain. *In*: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F. (eds.). *The São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectônic Genealogy of a Miniature Continent*. 1 ed. Springer, v. 1, p. 57–70.

Barbosa N.S., Teixeira W., Ávila C.A., Montecinos P.M., Bongiolo 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. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.09.010

Bersan S.M., Costa A.F.O., Danderfer A., Abreu F.R., Lana C., Queiroga G., Storey C., Moreira H. 2020. Paleoproterozoic juvenile magmatism within the northeastern sector of the São Francisco paleocontinent: insights from the shoshonitic high Ba–Sr Montezuma granitoids. *Geosciences Frontiers*, **11**(5), 1821–1840. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.017

Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. *In*: Henderson, P. (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, p. 63–114.

Bruno H., Elizeu V., Heilbron M., Valeriano C.M., Strachan R., Fowler M., Bersan S., Moreira H., Dussin I., Silva L.G.E., Tupinambá M., Almeida J.C.H., Neto C., Storey C. 2020. Neoarchean and Rhyacian TTG-Sanukitoid suites in the Southern São Francisco Paleocontinent, Brazil: evidence for diachronous change towards modern

tectonics. *Geosciences Frontiers*, **11**(5): 1763-1787. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.015.

Bruno H., Heilbron M., Valeriano C.M., Strachan R., Fowler M., Bersan S., Moreira H., Motta R., Almeida J., Almeida R., Carvalho M., Storey C. 2021a. Evidence for a complex accretionary history preceding the amalgamation of Columbia: the Rhyacian Minas-Bahia Orogen, southern São Francisco Paleocontinent, Brazil. *Gondwana Research*, **92**: 149-171. https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.12.019

Bruno H., Heilbron M., Strachan R., Fowler M., Valeriano C.M., Bersan S., Moreira H., Cutts K., Dunlop J., Almeida R., Almeida J., Storey C. 2021b. Earth's new tectonic regime at the dawn of the Paleoproterozoic: Hf isotope evidence for efficient crustal growth and reworking in the São Francisco craton, Brazil. *Geology*, **49**(10): 1214–1219. https://doi.org/10.1130/G49024.1.

Cawood P.A., Kröner A., Collins W.J., Kusky T.M., Mooney W.D., Windley B.F. 2009. Accretionary orogens through Earth history. In: Cawood P.A. Kröner A. (eds). *Earth acrretionary systems in space and time*. The Geological Society, London, v. 318, p. 1-36.

Caxito F.A., Hartmann L.A., Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Bruno H., Basei M.A.S., Chemale F. 2022. Multi-proxy evidence for subduction of the Neoproterozoic Adamastor Ocean and Wilson cycle tectonics in the South Atlantic Brasiliano Orogenic System of Western Gondwana. *Precambrian Research*, **37**6(15): 106678. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106678

Chauvel C., Lewin E., Carpentier M., Arndt N., Marini F-C. 2008. Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf–Nd mantle array. *Nature Geoscience*, **1**: 64-67. https://doi.org/10.1038/ngeo.2007.51

Condie K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts?. *Lithos*, **80**(1-4): 33-44. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.11.001

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen & Unwin, London.

Cutts K., Lana C., Moreira H., Alkmim F., Peres G.G. 2020. Zircon U-Pb and Lu-Hf record from high-grade complexes within the Mantiqueira Complex: first evidence of juvenile crustal input at 2.4–2.2 Ga and implications for the Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton. *Precambrian Research*, **338**: 105567. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105567

Degler R., Pedrosa-Soares A., Novo T., Tedeschi M., Silva L.C., Dussin I., Lana C. 2018. Rhyacian-Orosirian isotopic records from the basement of the Araçuaí-Ribeira orogenic system (SE Brazil): links in the Congo-Sao Francisco paleocontinent. *Precambrian Research*, **317**: 179-195. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.08.018.

Duarte B.P., Figueiredo M.C.H., Campos Neto M., Heilbron M. 1997. Geochemistry of the granulite facies orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(1): 67-82. http://doi.org/10.25249/0375-7536.19976782.

Duarte B.P., Heilbron M., Campos Neto M.C. 2000. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 358-362.

Duarte B.P., Valente S.C., Heilbron M., Campos Neto M.C. 2004. Petrogenesis of the Orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: An Archaean to Palaeoproterozoic Basement Unit Reworked During the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, **7**(2): 437-450. https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70795-4

Faria T.G., Alves M.I., Potratz G.L., Silva L.F., Rodrigues S.W.O., Martins M.V.A., Geraldes M.C. 2022. The Serra do Caparaó Complex, Mantiqueira Province, Brazil, revisited: metamorphic age constraints by U-Pb and Lu-Hf method in zircon by LA-ICP-MS. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, **5**(1): 49-80. https://doi.org/10.29396/jgsb.2022.v5.n1.1

Ferreira S.L.M., Marques R.A., Melo M.G., Medeiros Junior E.B., Reis S.V., Silva R.M., Valle H.F., Queiroga G.N. 2020. Petrografia e termobarometria de granitoides diatexíticos portadores de anfibólio da região de São José de Ubá e São João do Paraíso. *Geologia USP: Série Científica*, **20**(4): 23-37. https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v20-167607

Foley S.F., Tiepolo M., Vannucci R. 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, **417**: 837–840. https://doi.org/10.1038/nature00799

Fowler M., Rollinson H. 2012. Phanerozoic sanukitoids from Caledonian Scotland: Implications for Archean subduction. *Geology*, **40**(12): 1079-1082. https://doi.org/10.1130/G33371.1

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**(11): 2033–2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Hawkesworth C.J., Dhuime B., Pietranik A.B., Cawood P.A., Kemp A.I.S., Storey C.D. 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of Geological Society*, **167**: 229–248. https://doi.org/10.1144/0016-76492009-072

Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F., 1994. Destructive plate margin magmatism: geochemistry and melt generation. *Lithos*, **22**(1-3): 169-188. https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)90059-0

Gouvêa L.P., Medeiros S.R., Mendes J.C., Soares C.C., Marques R., Melo M. 2020. Magmatic activity period and estimation of P-T metamorphic conditions of pre-collisional opx-metatonalite from Araçuaí-Ribeira orogens boundary, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **99**: 102506. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102506

Grochowski J., Kuchenbecker M., Barbuena D., Novo T. 2021. Disclosing Rhyacian/Orosirian orogenic magmatism within the Guanhães basement inlier, Araçuaí Orogen, Brazil: a new piece on the assembly of the São Francisco-Congo

paleocontinent. *Precambrian Research*, **363**(1): 106329. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106329

Heilbron M., Duarte B.P., Nogueira J.R. 1998. The Juiz De Fora Granulite Complex of the Central Ribeira Belt, SE Brazil: A Paleoproterozoic Crustal Segment Thrust During the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, **1**(3-4): 373-381. https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70853-4

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**(1-4): 136-148. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.002

Heilbron M., Euzébio R., Peixoto C., Tupinambá M., Guia C., Peternel R., Silva L.G., Ragatky C.D. 2013. O Complexo Juiz de Fora na Folha Santo Antônio de Pádua 1:100.000: geologia e geoquímica. *Geociências*, **32**(1): 10-23.

Heilbron M., Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, **125**(1-2): 87-112. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00082-2

Heilbron M., Ribeiro A., Valeriano C.M., Paciullo F.V.P., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J., Tupinamba M., Silva L.G.E. 2017. The Ribeira belt. *In*: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Springer, Switzerland, p. 277–304. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0

Heilbron H., Silva L.G.E., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Peixoto C., Valeriano C.M., Lobato M., Rodrigues S.W.O., Ragatky C.D., Silva M.A., Monteiro T., Freitas N., Miguens D., Girão R. 2020a. Proterozoic to Ordovician geology and tectonic evolution of Rio de Janeiro State, SE-Brazil: insights on the central Ribeira Orogen from the new 1:400,000 scale geologic map. *Brazilian Journal of Geology*, **50**(2), e20190099. https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190099

Heilbron M., Valeriano C.M., Peixoto C., Tupinambá M., Neubauer F., Dussin I., Corrales F., Bruno H., Lobato M., Almeida, J.C.H., Eirado Silva, L.G., 2020b. Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, **103**: 102710. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102710.

Heilimo E., Halla J., Höttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**: 27-39. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001

Karniol T.R., Machado R., Bilal E., Moutte J. 2009. Geotermobarometria de granulitos do Cinturão Ribeira na porção norte do estado do Rio de Janeiro: seção Italva (RJ) – Patrocínio do Muriaé (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(3): 519-532.

Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**(2-4): 111-134. https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90234-Z

Kuribara Y., Tsunogae T., Santosh M., Takamura Y., Costa A., Rosière C. 2019. Eoarchean to Neoproterozoic crustal evolution of the Mantiqueira and the Juiz de Fora Complexes, SE Brazil: petrology, geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes. *Precambrian Research*, **323**: 82-101. http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2019.01.008

Laurent O., Doucelance R., Martin H., Moyen J-F. 2013. Differentiation of the late-Archaean sanukitoid series and some implications for crustal growth: insights from geochemical modelling on the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa. *Precambrian Research*, **227**: 186-203. http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.07.004

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. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012

Machado N., Valladares C.S., Heilbron M., Valeriano C.M. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, **79**(3-4): 347-361. https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00103-4

Marques R.A., Duarte B.P., Tupinambá M.A., Medeiros Junior E.B., Mauri S. 2021. Contrasting P-T conditions of Oriental Terrane and Central Superterrane (Ribeira Belt), NW of Rio de Janeiro state, Brazil. *Pesquisas em Geociências*, **48**(3): e108406. https://doi.org/10.22456/1807-9806.108406

Martin H., Moyen J.F., Rapp R. 2010. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. Earth and Environmental Science *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **100**: 15–33. https://doi.org/10.1017/S1755691009016120

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**: 1–24. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048.

Medeiros Júnior E.B., Jordt-Evangelista H., Marques R.A., Velasco T.C., Soares C.C.V. 2017. Geothermobarometry of granulites of the Juiz de Fora Complex and the Andrelândia Group in the region of Abre Campo and Manhuaçu, Minas Gerais, Brazil. *Geociências*, **36**(3): 437-446. https://doi.org/10.5016/geociencias.v36i3.10943

Moreira H., Seixas L., Storey C., Fowler M., Lasalle S., Stevenson R., Lana C. 2018. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. *Geosciences Frontiers*, **4**: 977–995. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.01.009

Moreira H., Storey C. Fowler M., Seixas L., Dunlop J. 2020. Petrogenetic processes at the tipping point of plate tectonics: Hf-O isotope ternary modelling of Earth's last TTG to sanukitoid transition. *Earth and Planetary Science Letters*, **551**: 116558. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116558

Moyen J.F., Laurent O. 2018. Archean tectonic systems? a view from igneous rocks. *Lithos*, **302–303**: 99–125. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.038

Moyen J.F., Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148** (1): 312–336. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010

Nielsen S.G., Shu Y., Auro M., Yogodzinski G., Shinjo R., Plank T., Kay S.M., Horner T.J., 2020. Barium isotope systematics of subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **275**: 1-18. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.02.006

Niu Y., O'Hara M.J. 2009. MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: new perspectives on crustal growth, crust–mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle. *Lithos*, **112**(1-2): 1-7. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.12.009

Noce C.M., Novo T.A., Figueiredo C.M.S., Pedrosa-Soares A.C. 2009. *Folha SF.23-X-B-VI Carangola, escala 1:100.000*. CPRM/UFMG, Belo Horizonte.

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: implication for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**(1-2), 60–78. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.06.001

Noce C.M., Teixeira W., Quéméneur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzachini E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**: 225–239. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00019-5

Novo T.A. 2009. *Significado geotectônico das rochas charnockíticas da região de Carangola: implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 96 p.

Novo T.A., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Batista G.A.P. 2011. Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **19**(20): 70-77. https://doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.42

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**(2-3): 146-160. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.003

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern

Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **51**(10): 2121-2148. https://doi.org/10.1093/petrology/egq051

Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproteozoic intraplate continental margin, Southern Brasília Belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 200-202.

Pearce J.A., Parkinson I.J. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *Geological Society of London: Special Publications*, **76**: 373-403. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.19

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**(1-4): 307-323. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00174-7

Raza A., Guha D.B., Neogi S. 2021. Geochemistry of late paleoproterozoic Anjana and Amet granites of the Aravalli craton with affinities to sanukitoid series granitoids: implications for petrogenetic and geodynamic processes. **Geochemistry**, **81**(2): 125758. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125758

Rustioni, G., Audetat, A., Keppler, H., 2021. The composition of subduction zone fluids of the origin of the trace element enrichment in arc magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **176**(51). https://doi.org/10.1007/s00410-021-01810-8

Santos B.T.M., Munhá J.M., Tassinari C.C.G., Fonseca P.E., Dias Neto C. 2011. Metamorphic P-T evolution of granulites in the central Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Geosciences Journal*, **15**: 27–51. https://doi.org/10.1007/s12303-011-0004-1

Seixas L.A.R., David J., Stevenson R. 2012. Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton. *Precambrian Research*, **196–197**: 61–80. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.11.002

Seixas L.A.R., Bardintzeff J.M., Stevenson R., Bonin B. 2013. Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão suite: evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, Southeast Brazil. *Precambrian Research*, **238**: 18–41. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.015

Semprich J., Moreno J.A., Oliveira E.P. 2015. Phase equilibria and trace element modeling of Archean sanukitoid melts. *Precambrian Research*, **269**: 122-138. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.08.004

Shand S.J. 1943. *Eruptive Rocks*. 2 ed. John Wiley, New York, p. 1–444.

Shirey S.B., Hanson, G.N. 1984. Mantle derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, **310**: 222–224. https://doi.org/10.1038/310222a0

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 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**: 513–528.

Sun G., Liu S., Wang M., Bao H., Teng G. 2020. Complex Neoarchean mantle metasomatism: Evidence from sanukitoid diorites-monzodiorites-granodiorites in the northeastern North China Craton. *Precambrian Research*, **342**(15): 105692. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105692

Sun S.-S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: Saunders A.D., Norry M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, p. 313–345.

Stern R.A., Hanson G.N. 1991. Archean High-Mg Granodiorite: A Derivative of Light Rare Earth Element-enriched Monzodiorite of Mantle Origin. *Journal of Petrology*, **32**(1): 201-238. https://doi.org/10.1093/petrology/32.1.201

Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoid rocks) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**(9): 1688-1712. https://doi.org/10.1139/e89-145

Tarney J., Jones C.E. 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of Geological Society*, **151**(5), 855–868. https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0855

Teixeira W., Ávila C.A., Dussin I.A., Neto A.C., Bongiolo 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.2013.09.015

Teixeira W., Oliveira E.P., Marques L.S. 2017. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. *In*: Heilbron M., Cordani, U.G., Alkmim F. (eds.). *The São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Springer, p. 29–56.

Tupinambá M., Heilbron M., Valeriano C., Porto Júnior R., Dios F.B., Machado N., Silva L.G.E., Almeida J.C.H. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, **21**(2-3): 422-438. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.012

Valeriano C.M., Turbay C.V.G., Bruno H., Simonetti A., Heilbron M., Bersan S.M., Strachan R. 2022. Paleo- and Mesoarchean TTG-sanukitoid to high-K granite cycles in the southern São Francisco craton, SE Brazil. *Geoscience Frontiers*, **13**(5): 101372, https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101372

Zhang C., Santosh M., Luo Q., Jiang S., Liu L., Liu D. 2019. Impact of residual zircon on Nd-Hf isotope decoupling during sediment recycling in subduction zone. *Geoscience Frontiers*, **10**(1) 241-251. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.03.015

Zhang C., Liu X., Xiao W., Xu J., Shi Y., Gong X., Hu R., Liu P., Zong Y., Xiao Y., Zhang Z., Li R., Li D. 2021. Geochemistry and Sr–Nd–Hf–Pb isotope systematics of late Carboniferous sanukitoids in northern West Junggar, NW China: Implications for initiation of ridge-subduction. *Gondwana Research*, **99**(1): 204-218. https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.07.008

Zheng Y-F. 2019. Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, **10**(4): 1223-1254. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.003

Supplementary Material A (Analytical Methods)

A.1 Lithogeochemistry

Based on field observations, seven samples were selected for whole-rock major and trace element composition analyses. The samples were cut, crushed in a jaw crusher and milled in the Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) of the Faculdade de Geologia of the Rio de Janeiro State University, Brazil.

Element composition analyses were carried out by Activation Laboratories Ltd - Actlabs (Ancaster, Canada), where samples are prepared and analyzed in a batch system, following their 4Litho analytical protocol, which is a combination of Code 4B (lithium metaborate/tetraborate fusion ICP-OES whole rock), Code 4B2 (trace element ICP-MS) and Code 4B (major elements and Ba, Sc, Sr, V, Y, and Zr)

Each batch contains a method reagents blank, a certified reference material and samples with 6% replicates. Samples are mixed with a flux of lithium metaborate and lithium tetraborate and fused in an induction furnace. The melt is immediately poured into a solution of 5% nitric acid containing an internal reference material and continuously mixed until completely dissolved, taking ca. 45 min. The samples are run for major oxides and selected trace elements (4B) in a combination of simultaneous/sequential Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP or a Varian Vista 735 ICP. Calibration is performed using 14 prepared USGS and CANMET certified reference materials. One of the 14 standards is used during the analysis for every group of ten samples. Major element total weight % should be between 98.5% and 101%. If results come out lower, samples are scanned for base metals. Samples with low totals however are automatically re-fused and re-analyzed. Samples fused under code 4B2 are diluted and analyzed with a Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100, or 9000 ICP/MS. Three blanks and five controls, three before the sample group and two afterwards, are

analyzed per group of samples. Duplicates are fused and analyzed at every 15 samples. The instrument is recalibrated at every 40 samples.

Further details of the analytical routine can be found on the website of the aforementioned laboratory (https://actlabs.com/geochemistry/).

The analytical results were analyzed using the GCDkit 6.0 software of Janousek *et al.* (2006).

A.2 Zircon U-Pb geochronology analysis

Two samples were, 2 samples were prepared at LGPA (UERJ - Rio de Janeiro, Brazil), for U-Pb zircon geochronology analyses. Samples were crushed with a jaw crusher, and heavy mineral concentrates were obtained using a Wilfley table, followed by a Frantz magnetic separator and dense liquid (bromoform and iodide). Mineral types were identified with a binocular microscope, and zircon grains were hand-picked, mounted in resin epoxy, and polished. Cathodoluminescence and backscattered electron SEM images were obtained at the Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais (Multilab/Rio de Janeiro State University, Brazil).

U-Pb zircon analyses were performed in Multilab using LA-MC-ICP-MS Neptune Plus mass spectrometer coupled with a laser system. During laser ablation, beam diameters of 30 μm (sample CA-17) and 40 μm (sample CA-14) were used. To control and validate the results, the GJ-1 zircon primary reference material (608 Ma – Jackson *et al.* 2004) was used, and 91500 zircon (1068 Ma – Blichert-Toft 2008) as a secondary reference material. The data obtained for each of the standards are compatible with the data available in the literature, and are presented as supplementary material (Supplementary Material B)

Data with excessively high (> 5%) common lead and/or with large ratio (8%) uncertainties were discarded. The data were processed using the Isoplot software (Ludwig 2011), version 4.15, and the upper and lower intercept ages of Discordia (the high degree of discordance of the data did not allow the calculation of Concordia ages) were constructed in 2s.

A.3 Sm-Nd and Sr analysis

For the measurement Sm-Nd and Sr isotopes, four selected samples were cut, crushed, and milled in LGPA (UERJ) and sent to the Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR, also at UERJ). To each aliquot, between 25 and 50

mg of pulverized sample, a double 149Sm-150Nd isotope tracer was added beforeacid digestion. Separation of Sr and REE used cation exchange columns filled with Biorad® AG50W-X8 resin (100–200 mesh) in HCl medium. For the separation of Sm and Nd a secondary column was used with the Eichrom LN-B-25 S (50–100 μm) resin. Sm and Nd isotope ratios were measured in double Rhenium filament mounts using a Thermo Scientific TRITON multi-collector mass spectrometer. Isotope ratio measurements were performed with 8 and 16 blocks of 10 cycles each, respectively. Sr, in turn, was ionized in a Ta single filament, and measured in 10 blocks. Absolute (1s) uncertainties of measured isotope ratios are below 10^{-5}. Measured ratios were normalized respectively to the natural constant ratios of $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$, $^{147}Sm/^{152}Sm = 0.5608$, and $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.3702$. The Sm-Nd depleted mantle model ages (T_{DM}) were calculated using the depleted mantle model of DePaolo (1981).

References

Blichert-Toft J. 2008. The Hf isotopic composition of zircon reference material 91500. *Chemical Geology*, **253**(3-4): 242-257. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.05.014

DePaolo D.J. 1989. A Neodymium and Strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholihs of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, Califórnia. *Journal of Geophysical Research*, **86**(B11): 10470-19488. https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10470

Ludwig,the K.R. 2011. Isoplot/Ex Version 4: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Geochronology Center. Berkeley, California, USA.

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

APÊNDICE B – Dados analíticos de grocronologia U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS. (continua)

						Razões isotópicas[c]							Idades (Ma)						
N° da Análise	f_{206}[a]	**Pb** ppm	**Th ppm**	**U ppm**	**Th/U**[b]	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s [%]**	**Rho**[d]	$^{207}Pb/^{206}Pb$[e]	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	**1 s abs**	**% Conc**[f]
Amstra	**CA-01**																		
CA-1-D9	0.0018	124.70	84.95	1158.78	0.07	0.8548	2.4650	0.1013	1.4337	0.5816	0.0612	2.0052	622	9	627	15	647	13	96
CA-1-D 4	0.0022	53.02	24.80	522.61	0.05	0.8609	2.1737	0.1018	1.1582	0.5328	0.0613	1.8395	625	7	631	14	651	12	96
CA-1-C3	0.0031	217.80	130.54	900.85	0.14	3.1566	2.5961	0.2062	2.3528	0.9063	0.1110	1.0973	1200	28	1441	37	1817	20	66
CA-1-C8	0.0039	97.38	18.43	344.10	0.05	4.0211	5.7136	0.2504	4.9369	0.8641	0.1164	2.8760	1226	61	1496	85	1902	55	64
CA-1-C9	0.0018	105.36	97.11	293.38	0.33	4.3589	9.5719	0.2600	6.2016	0.6479	0.1216	7.2912	1383	86	1637	157	1980	144	70
CA-1-A6	0.0019	104.55	77.76	362.43	0.21	4.4341	1.8952	0.2663	1.5435	0.8144	0.1208	1.0996	1471	23	1683	32	1960	22	75
CA-1-C6	0.0036	195.40	71.47	644.63	0.11	4.4168	2.1394	0.2697	1.3689	0.6398	0.1188	1.6441	1537	21	1713	37	1937	32	79
CA-1-D8	0.0021	99.49	118.27	282.08	0.42	4.8939	3.0517	0.2866	2.8146	0.9223	0.1238	1.1792	1625	46	1801	55	2012	24	81
CA-1-C2	0.0017	189.80	23.90	510.77	0.05	5.4159	3.7457	0.3159	3.4055	0.9092	0.1243	1.5596	1704	58	1851	69	2019	31	84
CA-1-D5	0.0040	91.90	108.51	259.37	0.42	5.1609	5.4753	0.3036	3.7539	0.6856	0.1233	3.9858	1709	64	1846	101	2004	80	85
CA-1-B9	0.0006	147.41	56.64	407.83	0.14	5.8070	1.9663	0.3314	1.2474	0.6344	0.1271	1.5199	1854	23	1952	38	2058	31	90
CA-1-D1	0.0003	173.57	147.33	430.52	0.34	6.4534	4.6746	0.3623	4.4118	0.9438	0.1292	1.5454	1993	88	2040	95	2087	32	96
CA-1-B7	0.0006	52.58	32.12	129.09	0.25	6.9912	7.6594	0.3952	7.4566	0.9735	0.1283	1.7511	2530	189	2281	175	2064	36	123
CA-1-A4	0.0019	67.11	76.16	330.28	0.23	2.7254	1.8689	0.1905	1.5420	0.8251	0.1037	1.0560	1119	17	1331	25	1691	18	66
CA-1-D2	0.0012	170.70	123.11	472.32	0.26	5.4317	1.5548	0.3125	1.3526	0.8699	0.1261	0.7667	1753	24	1890	29	2044	16	86
Amostra	**CA-14**																		
CA-14-B7	0.0006	308.20	585.20	3050.12	0.19	0.7742	4.0255	0.0958	2.7946	0.6942	0.0586	2.8974	580	16	575	23	552	16	105
CA-14-B3	0.0044	83.20	204.65	803.05	0.25	0.8081	4.9377	0.0957	2.7658	0.5601	0.0612	4.0904	585	16	596	29	641	26	91
CA-14-A2	0.0011	98.18	128.88	255.41	0.50	6.7153	1.2661	0.3627	0.9759	0.7708	0.1343	0.8066	2389	23	2133	27	1894	15	126
CA-14-B6	0.0026	100.45	577.52	951.31	0.61	0.7416	4.0767	0.0911	2.7518	0.6750	0.0590	3.0078	560	15	562	23	568	17	99
CA-14-D9	0.0008	98.30	35.14	424.36	0.08	2.9641	5.2514	0.1970	4.5151	0.8598	0.1091	2.6817	1173	53	1408	74	1785	48	66
CA-14-D7	0.0004	135.87	40.67	434.57	0.09	4.3994	2.0479	0.2605	1.6088	0.7856	0.1225	1.2671	1492	24	1712	35	1993	25	75
CA-14-A3	0.0011	132.16	29.86	304.66	0.10	7.6725	4.8390	0.4081	4.7078	0.9729	0.1364	1.1191	3440	162	2699	131	2183	24	158
CA-14-A5	0.0006	165.58	72.08	496.51	0.15	5.5555	1.0993	0.3122	0.7174	0.6526	0.1291	0.8329	1749	13	1908	21	2085	17	84
CA-14-D4	0.0006	155.05	63.83	371.04	0.17	6.0038	2.4517	0.3368	1.8227	0.7435	0.1293	1.6396	1832	33	1955	48	2088	34	88
CA-14-C4	0.0045	448.03	374.25	1858.54	0.20	3.2648	7.4386	0.2056	6.8573	0.9219	0.1152	2.8827	1075	74	1377	102	1882	54	57
CA-14-B2	0.0011	245.14	209.42	879.60	0.24	4.0987	2.7614	0.2476	2.2264	0.8063	0.1200	1.6335	1424	32	1652	46	1956	32	73
CA-14-D3	0.0003	151.15	97.33	365.97	0.27	6.0797	2.5937	0.3397	2.2017	0.8489	0.1298	1.3710	1863	41	1976	51	2095	29	89

(continua)

APÊNDICE B – Dados analíticos de grocronologia U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS. (conclusão)

						Razões isotópicas[c]							Idades (Ma)						
N° da Análise	f_{206}[a]	**Pb** ppm	**Th ppm**	**U ppm**	**Th/U**[b]	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s [%]**	**Rho**[d]	$^{207}Pb/^{206}Pb$[e]	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	**1 s abs**	**% Conc**[f]
CA-14-A6	0.0015	73.21	66.42	171.48	0.39	7.0991	1.5610	0.3817	1.1874	0.7607	0.1349	1.0133	2101	25	2131	33	2161	22	97
CA-14-C9	0.0042	211.74	195.78	485.63	0.40	6.3790	2.7967	0.3518	1.9333	0.6913	0.1315	2.0209	1940	38	2028	57	2118	43	92
CA-14-C6	0.0010	542.88	682.19	1640.88	0.42	4.0861	3.5352	0.2452	2.7909	0.7895	0.1209	2.1700	1388	39	1635	58	1969	43	70
CA-14-A4	0.0008	209.45	241.67	474.41	0.51	7.7696	3.4286	0.4130	3.2187	0.9388	0.1364	1.1813	2212	71	2198	75	2184	26	101
CA-14-A8	0.0010	94.56	127.86	221.40	0.58	6.8053	1.2053	0.3669	0.8696	0.7215	0.1345	0.8346	2008	17	2083	25	2158	18	93
CA-14-B8	0.0011	316.53	428.82	729.99	0.59	6.5186	2.0713	0.3560	1.5566	0.7515	0.1328	1.3665	1915	30	2023	42	2135	29	90
CA-14-B9	0.0038	105.16	163.29	233.56	0.70	7.0300	2.2597	0.3783	1.7005	0.7525	0.1348	1.4882	2045	35	2104	48	2161	32	95
CA-14-B4	0.0024	110.52	328.41	269.49	1.22	5.5516	2.6694	0.3101	2.1191	0.7938	0.1298	1.6233	1725	37	1899	51	2095	34	82
Amostra	**CA-17**																		
CA-17 A4	0.0011	26.79	111.07	248.42	0.45	0.8060	6.2599	0.0970	6.0218	0.9620	0.0603	1.7101	589	35	594	37	613	10	96
CA-17 A3	0.0010	31.94	196.22	280.73	0.70	0.8234	6.0415	0.0999	5.8654	0.9709	0.0598	1.4479	604	35	603	36	596	9	101
CA-17 B1	0.0010	28.70	203.48	257.42	0.79	0.8014	2.2393	0.0975	1.8425	0.8228	0.0596	1.2728	600	11	598	13	590	8	102
CA-17 A5	0.0009	25.45	191.82	217.90	0.88	0.8086	6.0471	0.0983	5.8681	0.9704	0.0597	1.4604	593	35	593	36	592	9	100
CA-17 C9	0.0016	39.44	576.11	324.63	1.77	0.8130	2.2509	0.0992	1.8561	0.8246	0.0594	1.2733	610	11	604	14	583	7	105
CA-17 C3	0.0029	18.26	285.88	154.49	1.85	0.8170	2.5031	0.0993	1.9360	0.7734	0.0597	1.5867	610	12	606	15	591	9	103
CA-17 A1	0.0007	37.73	21.32	83.97	0.25	7.9569	1.8358	0.4237	1.6892	0.9202	0.1362	0.7188	2230	38	2204	40	2179	16	102
CA-17 B9	0.0006	44.88	33.94	101.40	0.33	7.5735	1.6716	0.4011	1.5465	0.9251	0.1369	0.6347	2152	33	2171	36	2189	14	98
CA-17 B6	0.0019	20.72	19.70	47.56	0.41	7.3882	1.5980	0.3934	1.4243	0.8913	0.1362	0.7247	2127	30	2154	34	2179	16	98
CA-17 B5	0.0014	27.74	30.06	63.46	0.47	7.1180	1.8242	0.3813	1.6743	0.9178	0.1354	0.7242	2073	35	2122	39	2169	16	96
CA-17 B4	0.0008	75.78	98.70	171.32	0.58	6.8805	3.7230	0.3688	3.5201	0.9455	0.1353	1.2123	2002	70	2085	78	2168	26	92
CA-17 D5	0.0037	23.99	32.59	49.06	0.66	8.0991	1.8785	0.4330	1.5745	0.8382	0.1357	1.0246	2241	35	2205	41	2172	22	103
CA-17 A2	0.0007	45.25	71.98	101.84	0.71	6.7698	2.2029	0.3644	2.0921	0.9497	0.1347	0.6899	1989	42	2074	46	2160	15	92
CA-17 C1	0.0004	127.45	265.37	275.42	0.96	7.7219	3.4941	0.4142	2.4820	0.7104	0.1352	2.4593	2242	56	2203	77	2167	53	103
CA-17 C8	0.0031	31.92	74.78	73.03	1.02	7.3225	2.3492	0.3928	1.6114	0.6859	0.1352	1.7095	2081	34	2124	50	2167	37	96

[a]Fraction of the non-radiogenic ^{206}Pb in the analyzed zircon spot, where $f206=[^{206}Pb/^{204}Pb]c/[^{206}Pb/^{204}Pb]s$ (c=common; s=sample);

[b]Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in pmm) are calculated relative to 91500 reference zircon

[c]Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}Pb/^{235}U$ calculated

[d]Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}Pb/^{238}U$ and the $^{207}/^{235}U$ ratio

[e]Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey and Kramers (1975)

[f]Degree of concordance = ($^{206}Pb/^{238}U$ age * 100/$^{207}Pb/^{206}U$ age)