

# Geologia e geocronologia U-Pb SHRIMP do ortognaisse Caiongo – domínio São José Campestre, província Borborema, nordeste do Brasil

## Geology and U-Pb SHRIMP geochronology of Caiongo orthogneiss – São José do Campestre domain, Borborema Province, Northeast of Brasil

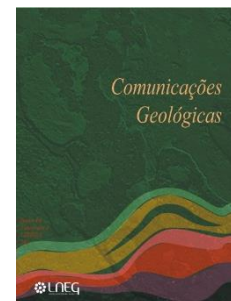
L. C. Dátoli<sup>1</sup>, S. F. de Oliveira<sup>2</sup>, A. L. Carneiro da Cunha<sup>2</sup>,  
R. M. Arouca Júnior<sup>3</sup>, D. P. Rocha<sup>4</sup>

Recebido em 23/04/2020 / Aceite em 17/12/2020

Publicado online em janeiro de 2021

© 2020 LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia IP

Artigo original  
Original article



**Abstract:** O Ortognaisse Caiongo faz parte do contexto geológico da porção norte da Província Borborema, mais precisamente no Domínio São José do Campestre. Trata-se de um corpo de formato sigmoidal, alojado entre as Zonas de Cisalhamento Picuí – João Câmara e Lajes-Pintadas com cerca de 44 km<sup>2</sup> de área aflorante. Suas fácies possuem textura facoidal, e composição variando entre sienogranítica a álcali-feldspato granítica. São rochas leucocráticas a mesocráticas, com feldspatos potássicos que chegam a 5 cm. Geoquimicamente essas rochas apresentam composição metaluminosa e shoshonítica, e concentração de elementos traços semelhantes aos encontrados em granitoides do tipo A. Possui idade de cristalização do protólito paleoproterozoico (2,223 ± 32 Ma). O εNd (t) de -0,25, além de sua idade T<sub>DM</sub> de 2,430 Ma, sugere alguma contaminação crustal na formação do protólito desta rocha.

**Keywords:** Ortognaisse, Domínio São José do Campestre, Paleoproterozoico.

**Resumo:** The Ortognaisse Caiongo is part of the geological context of the northern part of the Borborema Province, more precisely in the São José do Campestre Domain. It is a sigmoidal shape body, located between the Shear Zones Picuí – João Câmara and Lajes-Pintada, with about 44 km<sup>2</sup> outcropping area. Its shows facoidal texture and compositions between syenogranitic and alkali-feldspar granitic. They are leucocratic to mesocratic rocks, with potassium feldspars reaching 5 cm. Composed of different amounts of microcline, plagioclase, quartz, biotite, hornblende, as essential minerals, and titanite, allanite, ilmenite, epidote, zircon and apatite as accessory minerals. Geochemically, these rocks display a metaluminous and shoshonitic composition, along with a trace elements concentration similar to those found in type A granitoids. They have a crystallization age of 2.223 ± 32 Ma. Its εNd (t) of -0.25, in addition to its T<sub>DM</sub> age of 2.430 Ma, suggest some crustal contamination on the formation of the protolith.

**Palavras-chave:** Orthogneiss, São José do Campestre Domain, Paleoproterozoic.

### 1. Introdução

O Ortognaisse Caiongo (OC) forma um relevo denominado como serra do Caiongo que se localiza na região nordeste do Brasil. Faz parte do contexto do Domínio São José do Campestre, porção norte da Província Borborema (Fig. 1; Almeida *et al.*, 1977). A Província Borborema (PB) representa um dos segmentos crustais presentes na Plataforma Sul-americana (Almeida *et al.*, 1981; Schobbenhaus e Brito Neves, 2003) que faz parte da margem oeste do Supercontinente Gondwana (Brito Neves *et al.*, 2000; Van Schmus *et al.*, 2011), presente na região nordeste do Brasil. Em reconstrução pré-drift, a PB se estende para o continente africano com ligações com cinturões Pan-africanos e terrenos cratônicos no oeste da África (Toteu *et al.*, 2001; Trompette, 1997). A delimitação e o contexto geológico final da PB se atribuem a orogênese Brasiliana/Pan-Africana, representada por extenso magmatismo, e transectada por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, com direções predominantemente NE-SW e E-W (Vauchez *et al.*, 1995).

A compreensão da gênese desses granitoides paleoproterozoicos contribui para a evolução do conhecimento da Orogênese Riacciana-Orosiriana. Rochas dessa idade representam sistemas orogênicos ao redor do globo, indicando grandes mudanças paleogeográficas e surgimento de grandes massas continentais (Merrt e Santosh, 2017). Na Província Borborema, essas rochas promovem importantes ligações com continentes vizinhos, permitindo a reconstrução de paleocontinentes pré-Rodínia (Van Schmus *et al.*, 2008; Neves *et al.*, 2015; Caixito *et al.*, 2020).

O ortognaisse encontra-se alojado entre duas zonas de cisalhamento, a oeste pela zona de cisalhamento transcorrente destal (localmente compressional) Picuí – João Câmara, que marca o limite oeste do Domínio São José do Campestre com o Domínio Rio Piranhas – Seridó e a leste pela zona de cisalhamento transcorrente sinistral Lajes-Pintadas. Na porção oeste, possui contato com cordierita-biotita xisto da Formação Seridó e gnaisses calciossilicáticos (mineralizados em scheelita) da Formação Jucurutu, na porção leste é intrudido em ortognaisses de composição granítica-granodiorítica-tonalítica dos Complexos Santa Cruz e Serrinha – Pedro Velho (Domínio São José do

<sup>1</sup> Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n, Cidade Universitária, Recife – PE, 50740-550, Brasil.

<sup>2</sup> Serviço Geológico do Brasil, Superintendência de Recife – SUREG/RE – CPRM; Avenida Sul, 2291, Recife – PE, Brasil.

<sup>3</sup> Departamento de Geologia, Universidade Federal da Bahia, R. Barão de Jeremoabo, s/n, Ondina, Salvador - BA, 40170-290, Brasil.

<sup>4</sup> Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, R. Barão de Jeremoabo, s/n, Ondina, Salvador - BA, 40170-290, Brasil.

\*Corresponding author/Autor correspondente: luangeologia@hotmail.com

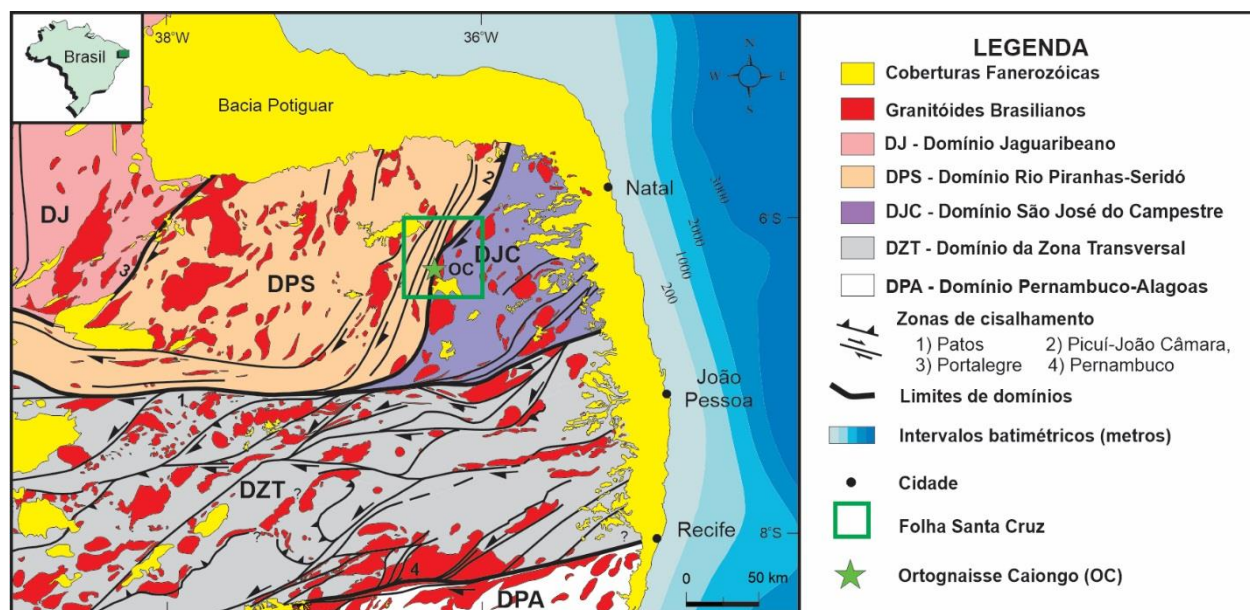


Figura 1. Compartimentos geotectônicos da porção norte da Província Borborema, com demarcação da Folha Santa Cruz, na qual o Ortognaisse Caionge está presente. Adaptado de Medeiros e Sá (2009).

Figure 1. Tectonic domains from the north part of the Borborema Province, with Santa Cruz Sheet delimited, on which the Caionge Orthogneiss is present. Adapted from Medeiros and Sá (2009).

Campestre) (Fig. 2). Trata-se de um corpo sigmoidal de área com cerca 44 km<sup>2</sup>, apresentando na parte sul uma deformação destal de alto *strain*, possivelmente relacionada à tectônica compressional de vergência para oeste da Zona de Cisalhamento Picuí – João Câmara.

Neste artigo serão mostrados dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos que propõem uma formação em ambiente pós-colisional em evento paleoproterozoico para o OC, provavelmente ligado à fase de inversão da Orogênese Riacciana.

## 2. Materiais e métodos

Dados de geoquímica de rocha total foram realizados pela SGS GEOSOL Laboratórios Ltda. Para elementos maiores, foi utilizado o método ICP-OES, e ICP-MS para os ETR's. Os gráficos foram gerados pelos softwares *Minpet* e *Grapher*.

As análises U-Pb SHRIMP foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP), mais especificamente no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução, pelo equipamento SHRIMP IIe (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe). Imagens de Catodoluminescência (CL) foram obtidas após metalização com filme de ouro de 4nm de espessura, em um microscópio eletrônico de varredura (VPSEM FEI Quanta 250), utilizando aceleração de 15 kV, trabalhando em uma distância de -16,9 mm, detector PMD, missão de filamento de 100 µA, com alcance de magnificação entre 95 e 250 vezes. A correção do chumbo comum foi realizada com base no <sup>204</sup>Pb de Stacey e Kramers (1975). O software SQUID 1.06 (Ludwig, 2009) foi usado para reduzir os dados e produzir as razões <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb e <sup>206</sup>Pb/<sup>235</sup>U com correções compatíveis. Para o cálculo das idades foi utilizado o programa Isoplot/ex (3.0; Ludwig, 2003). Foi utilizado o padrão SL13, além do padrão Temora 2 (416,78 Ma; Black *et al.*, 2004) para cálculo da normalização da razão <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U.

As análises Sm-Nd foram obtidas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As análises espectrométricas foram realizadas pelo TRITON - ThermoFinnigan

Multi-collector, um *thermal ionization mass spectrometer* (TIMS), que opera com até 7 copos tipo Faraday no modo multi-coletor. Normalizações isotópicas foram feitas usando razões naturais de <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0,7219, <sup>152</sup>Sm/<sup>149</sup>Sm = 0,56083. A amostra “branco” foi medida a 30 pg. O método aplicado para a separação do Sm e Nd é descrito em Richard *et al.* (1976). A separação ocorre inicialmente através de uma coluna de troca iônica, separando os ETR's, seguida pela cromatografia da fase reversa visando separar o Sm e Nd.

Os zircões foram preparados através de britagem da amostra, seguindo da moagem e concentração em mesa vibratória. A preparação das amostras, como todo o processo de análise petrográfica, desde a confecção das seções delgadas, até a análise em microscópio, foram realizadas nos laboratórios do Serviço Geológico do Brasil (CPRM-SUREG/RE).

## 3. Geologia Regional

A Província Borborema consiste em um segmento crustal aflorante em uma área de aproximadamente 450.000 km<sup>2</sup> no nordeste do Brasil. Consiste em terrenos arqueanos retrabalhados durante eventos no paleoproterozoico, toniano e criogeniano-ediocarano. Sua consolidação se deu durante a colagem do supercontinente Gondwana Ocidental, através da colisão entre os crátons São Luís-Oeste África e São Francisco-Congo (Brito Neves *et al.*, 2000). Esses orógenos colisionais possuem correlação com terrenos presentes na região NW da África, entre Gana e Camarões (Brito Neves *et al.*, 2016; Caixito *et al.*, 2020). Van Schmus *et al.* (1997) identificaram três domínios tectônicos: Norte, Central e Sul. Van Schmus *et al.* (2008) propuseram a divisão da PB em seis domínios: Médio Coreá, Rio Grande do Norte / Ceará, Transversal, Riacho do Pontal, Pernambuco-Alagoas (PEAL) e Sergipano. Van Schmus *et al.* (2011) definiram sete domínios, separando os Domínios Rio Grande do Norte e Ceará. Os mesmos autores agruparam esses domínios em três subprovíncias: Norte, Central (ou Transversal) e Sul. Angelim *et al.* (2006) cunharam o termo Domínio São José do Campestre (DSJC) para a região da Faixa Seridó (Jardim de Sá,

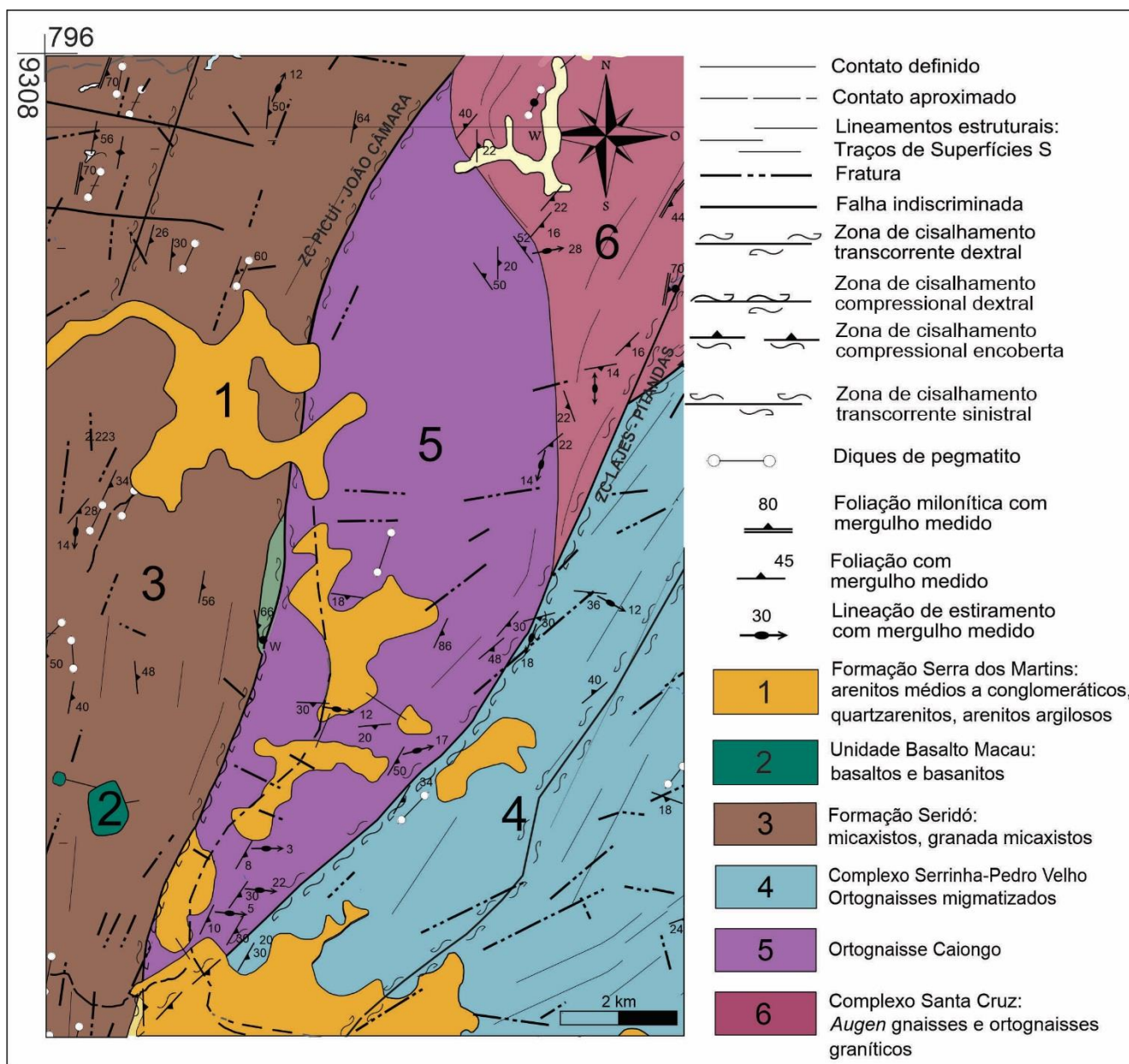


Figura 2. Mapa geológico simplificado da área de estudo (Oliveira e Cunha, 2018).

Figure 2. Simplified geologic map from the studied area (Oliveira and Cunha, 2018).

1994) a leste da ZC Picuí-João Câmara, o Maciço São José do Campestre (MSJC; Dantas *et al.*, 1997, 2004, 2013), se encontra geograficamente na porção nordeste da Província Borborema, limitada a sudeste pela Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, a sul pela Zona de Cisalhamento Patos, a leste/norte por supracrustais fanerozoicas e a oeste pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, sendo esta última onde o OC está alocado. Este maciço aflora em uma área de aproximadamente 6 000 km<sup>2</sup>.

O arcabouço geotectônico do DSJC é composto por núcleos Arqueanos, Paleoproterozoicos e Neoproterozoicos. Dantas *et al.* (2004) indicam uma história arqueana entre 3,4 - 2,7 Ga para o MSJC, com posterior influência de um forte evento tectono-matemórfico entre 2,15 - 2,0 Ga, representada por processos de gnaissificação/migmatização, além de formação de alguns plútons que intrudem esses núcleos arqueanos (Dantas, 1999). Mesmo que de maneira menos expressiva, a orogênese Brasileira também

promoveu retrabalhamento nessas rochas, através de processos de anatexia (Dantas *et al.*, 2004). A nucleação de alguns zircões neoproterozoicos indicam que essas rochas atingiram alto grau de metamorfismo e eventos de fusão parcial durante este evento. Dados isotópicos Sm-Nd indicam fontes depletadas e enriquecidas para a formação deste maciço, além de uma crosta toleítica enriquecida em ETR leves (Dantas *et al.*, 2013).

O núcleo arqueano é composto pelos complexos Presidente Juscelino, Senador Elói de Souza, Brejinho, Maciço São José do Campestre e Complexo máfico-ultramáfico Riacho da Telha (Dantas, 2004; Araújo *et al.*, 2014). Possui como paragêneses, predominantemente, rochas ortognaissicas de composição TTG, ocasionalmente migmatizadas (Dantas *et al.*, 1998; Cavalcante *et al.*, 2016). O ortognaisse Bom Jesus, um dos correspondentes do núcleo arqueano, de idade 3,45 Ga (Dantas *et al.*, 2004), foi por um período o segmento crustal mais antigo da Plataforma Sul-

Americana. Porém, dados recentes no contexto geológico do Complexo Granjeiro, revelam zircões datados em 3,54 Ga.

A unidade paleoproterozoica é formada pelo Complexo João Câmara, Complexo Serrinha-Pedro Velho, Complexo Santa Cruz e Suíte Inharé. Consistem em ortognaisses TTG's a graníticos, migmatitos bandados e nebulíticos, além de corpos metabásicos de afinidade toleítica. Rochas com idades paleoproterozoicas são comuns em terrenos adjacentes ao OC, como nos crátons São Francisco (Barbosa e Sabaté, 2004; Aguilar *et al.*, 2017), São Luís (Klein e Moura, 2001; Nogueira *et al.*, 2017), como em terrenos africanos (Cráton Oeste Africano; Doumbi *et al.*, 1998; Block *et al.*, 2016; Parra-Avila *et al.*, 2017), indicando esta Era como importante para a formação e consolidação desta crosta. Na porção a oeste do OC afloram rochas do domínio Rio Piranhas-Seridó, onde é possível encontrar *augen* gnaisses com idades semelhantes dentro do Complexo Caicó (Souza *et al.*, 2007; Medeiros *et al.*, 2012). Essas rochas possuem características de rochas colisionais e assinaturas metaluminosas e cálcio-alcálica a cálcio-alcálica de alto-K.

A unidade neoproterozoica é composta por granitoides brasileiros e ocasionais ocorrências das Formações Jucurutu e Seridó, pertencentes ao Grupo Seridó. Essa sequência metassedimentar possui idades máximas de deposição  $\approx 630$  Ma.

#### 4. Geologia do Ortogneisse Caiongo

O OC está presente na folha Santa Cruz (Oliveira e Cunha, 2018; Fig. 2). As fácies presentes nesta rocha possuem textura facoidal (Fig. 3a) e composição sienogranítica, monzogranítica a álcali-feldspato granítica. São leucocráticas a mesocráticas, de coloração

cinza a rosa, equigranulares grossa a inequigranulares com porfiroclastos sigmoidais de feldspato potássico (~5 cm). Enclaves graníticos a granodioríticos de granulação fina e coloração cinza são observados, bem como xenólitos de rochas ortognaissicas, interpretados como provenientes do Complexo Santa Cruz. Enclaves máficos anfibolíticos com bordas de reação evidenciam mistura de magmas próximos às bordas do corpo (Fig. 3b). O corpo é cortado por diques aplíticos leucocráticos e pegmatíticos. É possível observar zonas locais de maior deformação quando próximo às zonas de cisalhamento.

Majoritariamente, sua petrografia é composta por microclina (22 - 40%), plagioclásio (5 - 25%), quartzo (15 - 32%), biotita (10 - 18%) e hornblenda (5 - 20%) (Fig. 3c). Titanita, allanita, minerais opacos, epidoto, zircão e apatita são minerais acessórios e traços (Fig. 3d). Grãos hipidiomórficos de biotita e xenomórficos estirados de quartzo representam a foliação principal da rocha. Microclina é o k-feldspato dominante, compondo os pórfiros presentes na rocha, juntamente com grãos alongados de quartzo (Fig. 3e). Apresenta-se em cristais xeno a hipidiomórficos, e em grande maioria mostrando geminação tartan, com alguns cristais apresentando textura perítica (lamelas de exolução de plagioclásio) e poiquilítica, onde o plagioclásio é a principal inclusão. O plagioclásio por sua vez mostra-se geminado e alguns cristais saussuritizados (Fig. 3f). Epidoto com núcleos de allanita são comuns nas fácies deste plúton. Em algumas lâminas é possível observar textura em mosaico (poligonal) de cristais de plagioclásio (Fig. 3c), por vezes de microclina, mostrando equilíbrio de crescimento metamórfico durante a recristalização dos cristais.

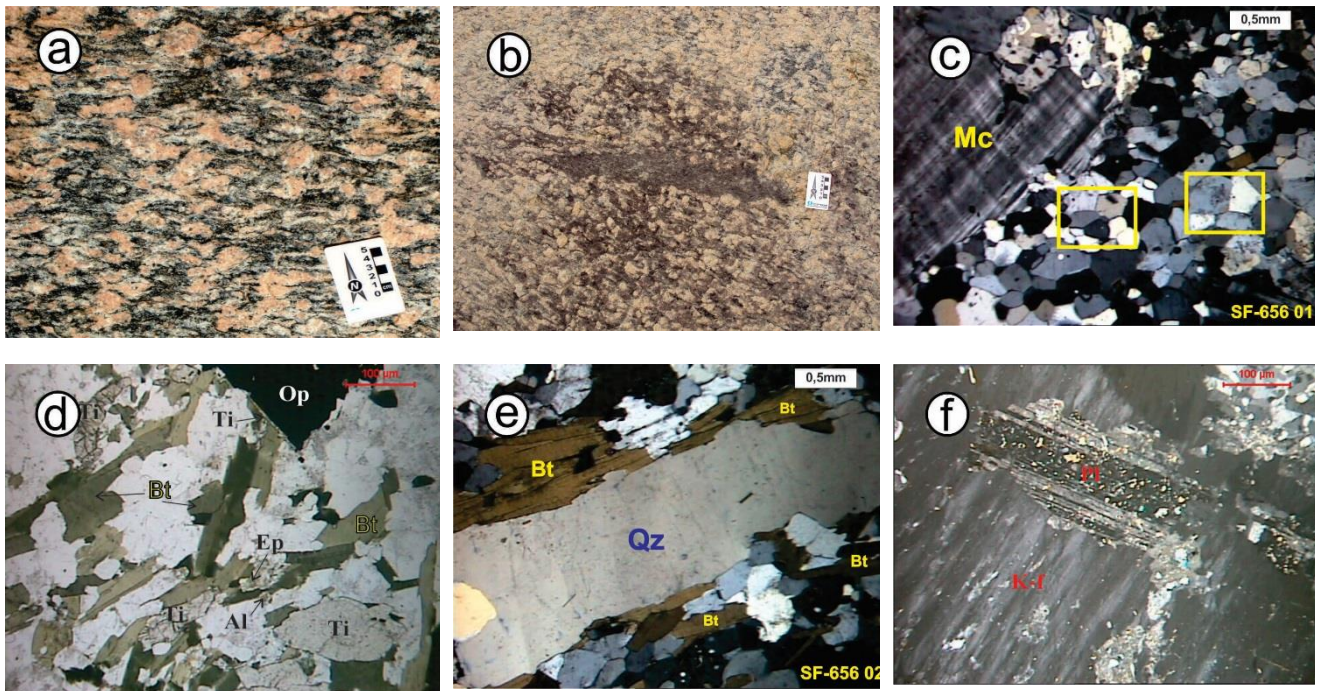


Figura 3. Aspectos petrográficos do ortogneisse estudado. a) textura facoidal em fácies sienogranítica; b) enclaves anfibolíticos com bordas de reação evidenciando mistura de magmas próximos às bordas do corpo; c) seção delgada em sistema ortoscópico mostrando porfiroclastos de microclina e textura granoblástica poligonal (em mosaico) entre grãos de plagioclásio e quartzo; d) biotitas e titanitas orientadas segundo foliação principal; Fenocristal de quartzo estirado; e) grãos sericitizado de plagioclásio incluído em microclina.

Figure 3. Petrographic aspects of studied orthogneiss. a) facoidal texture in sienogranite facies; b) amphibolitic enclaves showing reaction rim indicating magma mixing nearby the body borders; c) thin section in orthoscopic observation showing microcline porphyroclasts in a polygonal texture (mosaic) among quartz and plagioclase grains; d) biotites and titanites oriented along towards main foliation; Stratching quartz phenocrystal; e) sericitized plagioclase grains included in microcline.

#### 4.1. Aspectos geoquímicos

Essas rochas são ácidas SiO<sub>2</sub> (65,9 - 69,0%), ricas em álcalis (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O > 9%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> elevado variando de 15,14 a 16,63% e Fe# (FeO/FeO + MgO) de 0,84 a 0,87 (Tab. 1). São metaluminosas e shoshoníticas (Fig. 4a, b), com enriquecimento em Ba (1620 - 2183 ppm), Sr (358 - 440 ppm), valores moderados de Rb (106 - 118 ppm) e Zr (464 - 522 ppm), baixo conteúdo de Nb (2,75 - 3,75 ppm) e Th (2,75 - 3,75 ppm) (Tab. 1). Nos diagramas de Harker, essas rochas possuem comportamento disperso, porém descrevem *trends* negativos com o aumento da SiO<sub>2</sub>, visto as relações com Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr, Y e Zr sugerindo o fracionamento de plagioclásio cálcico, biotita, anfibólio, titanita, epidoto e zircão. O K<sub>2</sub>O e o Ni tendem a um comportamento anômalo positivo sugerindo o não fracionamento precoce dos feldspatos potássicos durante a evolução magmática. Valores elevados de álcalis além de enriquecimento em terras raras e Zr o classificam como um granito do tipo A (Fig. 4c, d).

Segundo o diagrama ternário Y vs Nb vs Ga\*3 por Eby (1992), o OC faz parte do grupo A2 dos granitos do tipo A, indicando gênese em ambiente pós-colisional (Fig. 4c). Altos teores de Ga/Al são característicos de granitos do tipo A (Cotton e Wilkinson, 1980). Isso é explicado pela maior estabilidade de complexos octaedros formados por GaF<sub>6</sub><sup>3-</sup> em relação ao AlF<sub>6</sub><sup>3-</sup>, o qual só é estável em fundidos saturados em água. Nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico Rb versus Y + Nb (Pearce, 1996), as amostras se ajustam no campo dos granitoides pós-orogênicos (Fig. 4d). Os altos teores de Y (26,7 - 37,9 ppm) também sugerem ambientes de arcos vulcânicos (Defant *et al.*, 1991).

Os padrões de ETR, normalizados em relação ao condrito de Nakamura (1974; Fig. 5a), são pouco fracionados, com razões (La/Yb)<sub>N</sub> = 20 - 34 e significativas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu\*) = 0,4 - 0,5. Nos aranhogramas para elementos traços, normalizados em relação aos valores do MORB (Thompson, 1982; Fig. 5b), há certo enriquecimento em elementos LILE com anomalias positivas de Ba, Th, K, La e anomalias negativas de Nb, P e Ti.

Tabela 1. Dados geoquímicos de rocha total do Ortognaisse Caiongo.

Table 1. Whole rock geochemical data of Caiongo Orthogneiss.

Elementos	SF 344	SF 347	SF 348	SF 645	SF 646	SF 647	SF 656	SF 659	SF 666	SF 667	SF 678	SF 662
SiO <sub>2</sub>	64,74	63,29	68,05	66,4	65,98	66,43	62,92	63,94	64,12	65,94	65,59	65,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,14	15,35	16,45	16,19	15,69	15,8	15,45	15,62	14,91	16,45	16,63	16,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,59	4,69	4,96	5,44	4,53	4,47	4,45	4,93	4,44	5,25	5,21	4,53
MnO	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07
MgO	0,67	0,77	0,76	0,81	0,84	0,69	0,86	0,83	0,78	0,92	0,91	0,76
CaO	1,97	2,4	2,45	2,54	2,24	2,15	2,27	2,48	2,05	2,73	2,8	2,58
Na <sub>2</sub> O	3,21	3,38	3,46	3,57	3,27	3,13	3,35	3,21	2,87	3,53	3,55	3,42
K <sub>2</sub> O	6,24	5,9	6,66	5,9	6,32	6,31	5,88	6,07	6,25	6,28	6,36	6,12
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,63	0,62	0,67	0,64	0,56	0,63	0,69	0,63	0,72	0,69	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,14	0,17	0,2	0,18	0,15	0,18	0,17	0,2	0,22	0,19	0,15
LOI	0,03	0,09	0,09	0,23	0,11	0,48	0,08	0,08	0,18	0,52	0,14	0,18
Sum	97,27	96,71	103,7	102,0	99,88	100,2	96,15	98,1	96,51	102,6	102,1	99,96
Cr	9	8	8	8	7	13	7	12	7	11	7	10
Ni	7,2	6,1	6,6	6,8	4,9	7,5	5,6	5,7	6,9	5,1	5,4	5,7
Co	6,1	6,7	6,8	7,2	5,8	6,6	7,3	7,6	7,6	7,5	7,1	5,8
Sc	5,4	4,4	5,2	5,3	5,1	7,7	5,9	6,2	7,7	5,8	4,6	5
V	14	15	14	16	14	13	16	16	17	15	16	14
Cu	13,8	12,9	15	21,6	6,5	17,2	18,4	15,7	10,3	15,3	16,3	14,5
Pb	6,7	5,2	6,6	5,4	4,9	6,7	4,9	6	6,2	5	4,3	5,8
Zn	51	52	49	56	53	44	55	51	54	53	52	43
Mo	0,19	0,32	0,73	0,49	0,42	0,88	0,55	0,48	0,48	0,6	0,52	0,68
As	1	2	1	2	1	5	2	2	1	<1	<1	<1
Rb	118,4	113,1	116,7	126,6	128,5	107,8	106,6	113,9	106,4	110,3	124,5	106,3
Cs	3,45	3,61	3,72	3,49	2,49	1,17	2,4	3,04	2,08	2,72	2,29	1,93
Ba	2010	2023	2183	1620	1746	1684	1658	1640	1803	1870	2011	1809
Sr	365,2	440,4	465,5	390,8	358,2	382,7	355,6	381,9	361	416	412,4	374,6
Ga	18	19,8	18,3	20,7	18,9	18,6	18,8	18,7	19	20,2	20	18,6
Nb	2,75	3,21	2,66	3,75	3,65	2,79	2,72	3,04	2,68	2,76	2,76	2,97
Hf	1,38	1,61	1,71	2,65	2,45	1,91	1,98	2,09	2,06	2,17	1,86	2,2
Zr	355,8	424,4	522,8	462,4	388,2	367,9	432,2	464,2	434,2	492,2	363,8	415,2
Y	26,68	35,32	28,04	32,67	32,4	31,4	29,3	36,73	32,22	32,03	37,9	30,2
Th	12	11,6	10	12,2	10,9	9,7	10,3	10,5	11,7	9,7	11,4	10,9
U	1,81	1,69	2,03	2,33	1,52	1,55	1,68	1,67	0,97	1,39	1,86	1,17
La	74,3	79,8	69,6	85,4	73,3	81,8	80,2	66,4	95,7	72,5	85	54,8
Ce	131,5	143,3	128	145,3	135,4	148,2	145,4	125,8	174,6	132,5	154	107,8
Pr	16,59	18,27	16,71	19,24	18,4	18,91	18,77	17	22,56	18,08	19,8	14,87
Nd	34,9	40,4	38,1	41,4	42	43,1	42,5	40,6	49,5	42	45,1	35,9
Sm	6,5	7,7	7,4	8,1	8,5	9	7,9	9,3	9,1	9	8,7	8,1
Eu	1,04	1,32	1,41	1,31	1,22	1,22	1,32	1,27	1,53	1,57	1,39	1,28
Gd	7,96	9,7	8,93	9,82	10,51	10,25	9,17	11,05	10,74	11,24	10,89	9,12
Tb	0,67	0,95	0,82	0,95	1,04	1,01	0,97	1,14	1,04	1,02	1,11	0,89
Dy	5,69	7,82	6,05	7,14	7,8	7,34	6,7	8,34	7,76	7,62	8,56	6,85
Ho	0,95	1,37	1,05	1,19	1,26	1,17	1,15	1,44	1,25	1,23	1,45	1,14
Er	2,1	2,93	2,21	2,71	2,78	2,41	2,42	2,74	2,59	2,69	3,03	2,51
Tm	0,1	0,3	0,14	0,26	0,24	0,21	0,21	0,31	0,2	0,25	0,31	0,21
Yb	2	2,8	1,9	2,5	2,3	2	2,1	2,6	1,9	2,2	2,8	2,1
Lu	0,38	0,53	0,41	0,46	0,43	0,39	0,44	0,45	0,41	0,46	0,53	0,4
ETR <sub>N</sub>	284,6	317,1	282,7	325,7	305,1	327,0	319,2	288,4	378,8	302,3	342,6	245,9

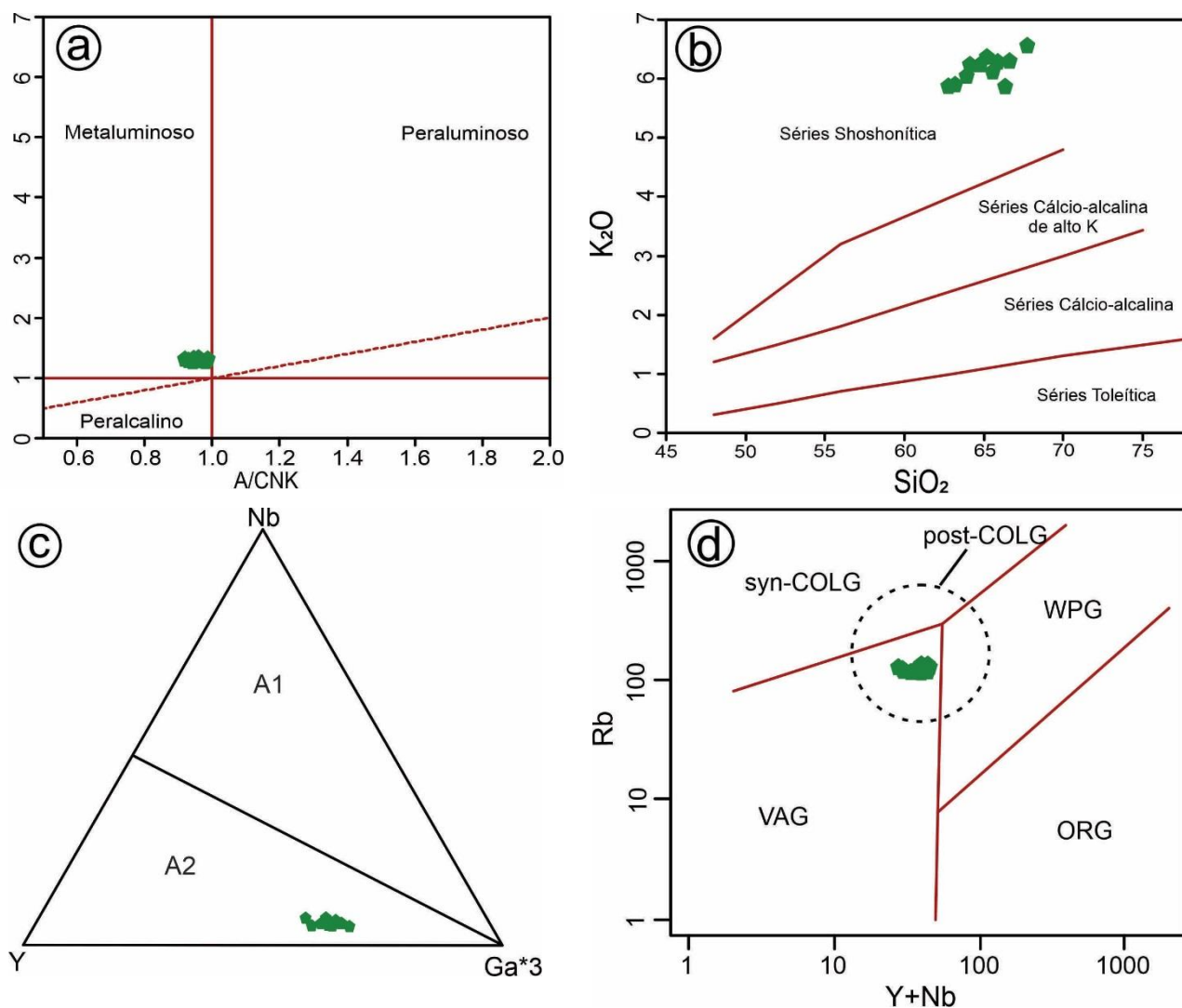


Figura 4. Diagramas geoquímicos para as fácies do OC. a) índice de aluminosidade de Shand (1943); b) diagrama de K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> (Pecerillo e Taylor, 1976); c) diagrama Nb vs Y vs Ga\*3 (Eby, 1992); d) diagrama de ambientação tectônica de Pearce (1996).

Figure 4. Geochemistry diagrams of OC facies. a) aluminosity index of Shand (1943); b) K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> diagram (Pecerillo and Taylor, 1976); c) Nb vs Y vs Ga\*3 diagram (Eby, 1992); d) tectonic environment diagram (Pearce, 1996).

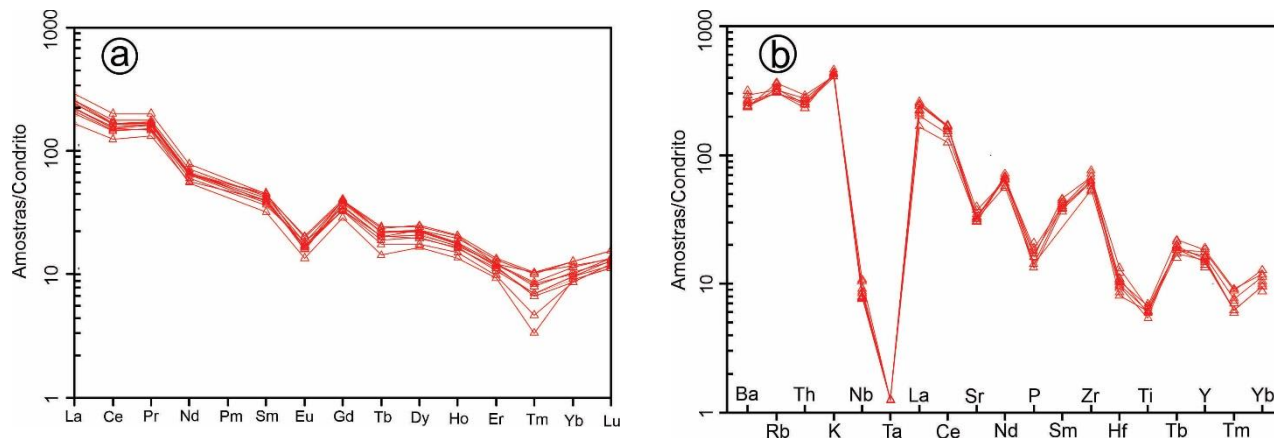


Figura 5. Aranogramas discriminados para elementos ETR (a) e traços (b), normalizados segundo os valores do condrito de Nakamura (1974) e Thompson (1982), respectivamente.

Figure 5. Discriminated spidergrams of REE (a) and trace (b) elements normalized according chondrite values of Nakamura (1974) and Thompson (1982), respectively.

## 4.2. Geocronologia e geoquímica isotópica

### 4.2.1. U-Pb SHRIMP

Foram analisados 12 *spots* em um total de 10 grãos de zircão (amostra SF-666; Tab. 2) com dimensões entre 185 a 320  $\mu\text{m}$  (média em torno de 200  $\mu\text{m}$ ; Fig. 7). Os grãos são prismáticos a fortemente alongados, com razões entre 3:1 a 8:1. Os cristais dispõem núcleos prismáticos, por vezes arredondados, ocasionalmente com coloração escura, evidenciando inclusões cristalinas. Possui razões  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  entre 0,27 e 0,82.

Tabela 2. Dados U-Pb SHRIMP em zircões do OC.

Table 2. U-Pb SHRIMP data from OC zircons.

	% $^{206}\text{Pb}$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% Disc.
1,1	0,01	189	91	0,50	1999 $\pm$ 56	2178 $\pm$ 11	9
1,2	0,19	139	68	0,51	1981 $\pm$ 51	2156 $\pm$ 16	9
2,1	0,05	227	59	0,27	1969 $\pm$ 50	2166 $\pm$ 16	10
3,1	-0,06	138	110	0,82	2129 $\pm$ 55	2205 $\pm$ 14	4
6,1	0,18	187	146	0,81	2053 $\pm$ 62	2152 $\pm$ 15	5
8,1	0,22	157	44	0,29	2065 $\pm$ 57	2138 $\pm$ 19	4
9,1	0,13	174	87	0,52	2116 $\pm$ 55	2179 $\pm$ 16	3
10,1	0,14	131	76	0,60	2112 $\pm$ 56	2221 $\pm$ 17	5
11,1	0,00	68	53	0,80	2337 $\pm$ 65	2259 $\pm$ 26	-3
11,2	0,28	239	119	0,51	2083 $\pm$ 54	2177 $\pm$ 18	4
12,1	0,34	176	80	0,47	2162 $\pm$ 57	2176 $\pm$ 23	1
13,1	1,02	130	85	0,67	2115 $\pm$ 61	2169 $\pm$ 37	3

A idade do intercepto superior da concórdia de  $2,223 \pm 32$  Ma (MSWD = 0.94) é interpretada como sendo da cristalização do protólito do OC, levando em conta o formato prismático e razões  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  acima de 0,1. A grande maioria dos grãos mostra zoneamento oscilatório. Todos os grãos mostraram discordância  $\leq 10\%$ . Análises da borda e núcleo não desmontam variações expressivas de idade, indicando que essa rocha não atingiu temperaturas suficientes para o sobrecrecimento metamórfico durante eventos posteriores a sua formação.

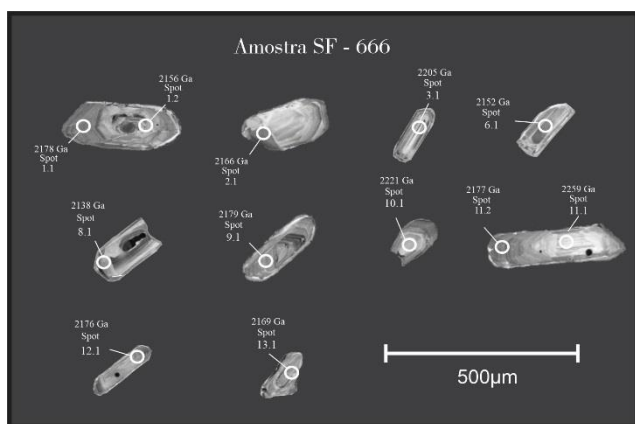


Figura 6. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão presentes no Ortognaise Caiongo.

Figure 6. Cathodoluminescence images of zircon grains presente in Caiongo Orthogneiss.

### 4.2.2. Sm-Nd

Os dados isotópicos Sm-Nd para a amostra SF-666 (Tab. 3) mostram um valor de  $\epsilon\text{Nd}$  (2,2 Ga) de -0,25 e idade modelo  $T_{\text{DM}}$

de 2,43 Ga. Os valores levemente negativos indicam participação crustal ao *input* de material mantélico durante o período Riaciono.

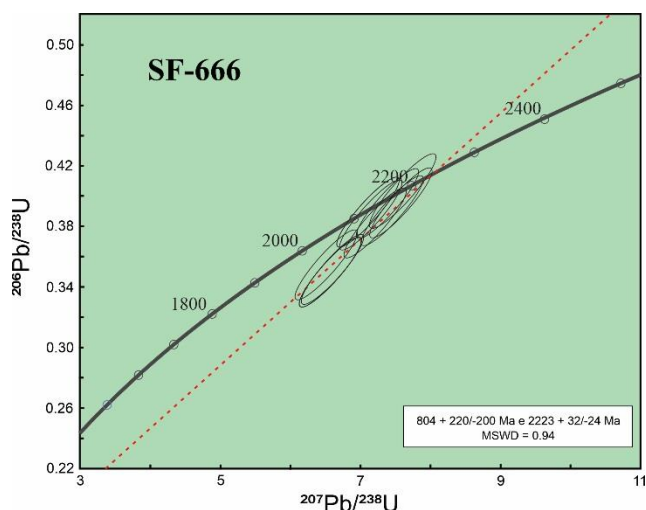


Figura 7. Diagrama concórdia para os zircões do Ortognaise Caiongo.

Figure 7. Concordia diagram of Caiongo Orthogneiss zircons.

Tabela 3. Dados Sm-Nd do Ortognaise Caiongo.

Table 3. Sm-Nd data from Caiongo Orthogneiss.

Amostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
SF 666	7,773	47,186	0,0996	0.511218+/-15	-27,7	2,43

## 5. Conclusão

O OC representa um corpo intrusivo deformado, metaluminoso, de afinidade shoshonítica e marcado por fenocristais de k-feldspato em textura facoidal. Semelhante a granitos pós-colisionais (Sylvester, 1998), esta rocha possui composição de elementos incompatíveis semelhantes a granitos de arcos vulcânicos (anomalias negativas de Nb, Ta, Ti e P;  $10000 * \text{Ga}/\text{Al} < 2,5$ ; metaluminoso), assim como outros valores geoquímicos semelhantes a plútons anarogênicos intra-placas (altos teores de Ba, Zr e Ce). Sua assinatura shoshonítica, metaluminosa, forte fracionamento de ETR's, além de baixos teores de elementos como Nb e Ta, podem evidenciar um plúton formado em ambientes tardi-colisionais, formado a partir da fusão da crosta inferior ou de um manto metassomatizado durante o paleoproterozoico.

O protólito deste corpo foi consolidado durante o Riaciono ( $2,223 \pm 32$  Ma; MSWD = 0.94). Demonstra contaminação crustal em sua formação ( $\epsilon\text{Nd}(0) = -0,25$ ;  $T_{\text{DM}} = 2,43$  Ga). As anomalias negativas de Nb, P e Ti, além da baixa concentração de elementos como Rb e Y, sugerem uma formação em ambiente orogênico. A tênue deformação plástica da rocha sugere um ambiente tardi-colisional.

Souza *et al.* (2007) identificaram grande quantidade de associações granito-greenstones com rochas magmáticas formadas entre 2,2 - 2,1 Ga no Complexo Caicó, Domínio Rio Grande do Norte. Da mesma maneira que o OC, essas rochas possuem  $\epsilon\text{Nd}$  (2,2) positivos (+0,4 - +6,8), indicando origem primordialmente mantélica para essas rochas. *Augen* gnaisses paleoproterozoicos (2252 - 2171 Ma), de assinatura cálcio alcalina de alto-K, formados em ambientes colisionais, afloram no Domínio Rio Piranhas-Seridó (Hollanda *et al.*, 2011; Medeiros *et al.*, 2012). Próximo ao limite dos Domínios Jaguaribeano e Rio Piranhas-

Seridó, metatexitos ortoderivados do Complexo Jaguaretama também apresentando idades ca. 2,2 Ga (Sá et al., 2014).

Ao longo da evolução do conhecimento, foram observadas similaridades entre os terrenos do NE do Brasil e NW da África (Caixito et al., 2020). Correlações geológicas entre as unidades presentes ao norte da Província Borborema e no Cinturão Benino-Nigeriano sugerem que esses terrenos compunham o mesmo supercontinente pré-quebramento do Gondwana (Dada et al., 2008; Van Schmus et al., 2008; Caixito et al., 2020). Os terrenos paleoproterozoicos nigerianos mostram variações nos dados Sm-Nd. Ao mesmo tempo que grande parte sugere aporte juvenil na formação, outras rochas indicam participação de uma crosta arqueana  $\epsilon_{Nd}$  negativos e  $T_{DM}$  neoarqueanos (Dada e Rahaman 1995; Dada et al., 2008).

A idade do OC, integralmente com dados presentes na bibliografia, demonstram a importância dos eventos tectônicos ocorridos durante o Riáciano-Estateriano, reestruturando a crosta arqueana percussora, levando a consolidação de uma grande massa crustal paleoproterozoica.

## Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) no financiamento e coordenação, em especial aos geólogos Vladimir Medeiros, supervisor do projeto que viabilizou este trabalho, e Adelson Wanderley, pelas discussões em relação ao mesmo. Esta publicação é dedicada ao geólogo Saulo Ferreira de Oliveira (in memoriam), um dos autores deste trabalho, pela sua expressiva contribuição para as geociências do Brasil.

## Referências

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *VIII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Atas, Campina Grande: SBG, 363-391.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**, 1-21. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- Araújo, I. L., Moraes, R. A. V., Dantas, E. L., Vidotti, R. M., Fuck, R. A., 2014. Tectonic Framework of the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Based on New Aeromagnetic Data. *Brazilian Journal of Geophysics*, **32**(3): 445-463. <http://dx.doi.org/10.22564/rbfg.v32i3.502>.
- Barbosa, J. S., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**(3): 1-27. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.001>.
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Davis, D. W., Alenikoff, J. N., Valley, J. W., Mundif, R., Campbell, I. H., Korsch, R. J., Williams, I. S., Foudoulis, C., 2004. Improve  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, **205**: 115-140.
- Block, S., Baratoux, L., Zeh, A., Laurent, O., Bruguier, O., Jessell, M., Ailleres, L., Sagna, R., Parra-Avila, L.A., Bosch, D., 2016. Paleoproterozoic juvenile crust formation and stabilisation in the south-eastern West African Craton (Ghana): new insights from U-Pb-Hf zircon data and geochemistry. *Precambrian Research*, **287**: 1-30. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.01.003>.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America: 31<sup>st</sup> International Geological Congress*, Rio de Janeiro, 151-182.
- Caixito, F. A., Santos, L. C. M. L., Ganade, C. E., Bendaoud, A. Fettous, E., Bouyo, M. H., 2020. Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. *Brazilian Journal of Geology*, **50**(2): 1-38. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190122>.
- Cotton, F. A., Wilkinson, G., 1980. *Advanced Inorganic Chemistry. A comprehensive text*. John Wiley & Sons, New York, 1396.
- Dada, S. S., Rahaman, M. A., 1995. Archaean-Lower Proterozoic crustal evolution in Nigeria. *African Geoscience Reviews*, **2**: 219-22.
- Dada, S. S., 2008. Proterozoic evolution of the Nigeria-Boborema province. Geological Society, London, *Special Publications*, **294**(1): 121-136. <https://doi.org/10.1144/SP294.7>.
- Dantas, E. L., 1992. *Evolução tectono-magmática do maciço polidiapírico São Vicente/Florânia – RN*. Dissertação (Mestrado), Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 272.
- Dantas, E. L., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Brito Neves, B. B., Cordani, U., Nutman, A. P., Williams, I. S., 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre Massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, **130**(1): 113-137. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.11.002>.
- Defant, M. J., Richerson, P. M., de Boer, J. Z., Stewart, R. H., Maury, R. C., Bellon, H., Drummond, M. S., Feigenson, M. D., Jackson, T. E., 1991. Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada Volcanic Complex, Panama. *Journal of Petrology*, **32**: 1101-1142. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.6.1101>.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J. J., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, **87**: 33-63. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00201-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00201-5).
- Eby, G. N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<641:CSOTAT>2.3.CO;2).
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Souza, L. C., Dunyi, L., Armstrong, R., 2011. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province-NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**(4): 287-300. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.008>.
- Jardim de Sá, E. F., Legrand, J. M., McCreath, I., 1981. "Estratigrafia" de rochas granitoides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**: 50-57.
- Klein, E. L., Moura, C. A. V., 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, **43**: 237-253. <https://doi.org/10.1080/00206810109465011>.
- Medeiros, V. C., Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Dantas, E. L., 2012. Augen gnaisses riácianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Geologia-USP. Série Científica*, **12**(2): 3-14. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2012000200001>.
- Meert, J. G., Santosh, M., 2017. The Columbia supercontinent revisited. *Gondwana Research*, **50**: 67-83. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.011>.
- Nakamura, H., Iwamori, H., Nakagawa, M., Shibata, T., Kimura, J.-I., Miyazaki, T., Hirahara, Y., 2019. Geochemical mapping of slab-derived fluid and source mantle along Japan arcs. *Gondwana Research*, **70**: 36-49. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.01.007>.
- Neves, S. P., Lages, G. A., Brasilino, R. G., Miranda, A. W. A., 2015. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**: 165-187. <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/16659>.
- Nogueira, B. K. C., Gorayeb, P. S. S., Dantas, E. L., Leal, R. E., Galarza, M. A., 2017. Rhyacian evolution of the eastern São Luís Craton: petrography, geochemistry and geochronology of the Rosário Suite. *Brazilian Journal of Geology*, **47**(2): 275-299. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160114>.
- Oliveira, S. F., Cunha, A. L. C., 2018. *Geologia e recursos minerais da folha Santa Cruz SB.24-Z-B-III, escala 1:100000, estados do Rio Grande do Norte e Paraíba*. CPRM, 167.
- Parra-Avila, L., Kemp, A. I. S., Fiorentini, M. L., Belousova, E., Baratoux, L., Block, S., Jessell, M., Bruguier, O., Begg, G. C., Miller, J., Davis, J., McCuaig, T. C., 2017. The geochronological evolution of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the Southern West African Craton. *Precambrian Research*, **300**: 1-27. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.036>.

- Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Maury, R. C., Jochum, K. P., Hofmann, A. W., 1995. Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationships with erupted arc lavas. *Nature*, **377**: 595-600. <https://doi.org/10.1038/377595a0>.
- Sá, J. M., Souza, L. C., Legrand, J. M., Galindo, A. C., Maia, H. N., Filippi, R. R., 2014. U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. *Geologia USP – Série Científica*, **14**(3): 97-110. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400030007>.
- Schobbenhaus, C., Brito Neves, B. B., 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (Eds.), *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM, 5-54.
- Sylvester, P. J., 1998. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, **97**: 261-280. <https://www.jstor.org/stable/30068745>.
- Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Sá, E. F. J., Macedo, M. H. F., 2007. Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, **48**(11): 2149-2185. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm055>.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U-Pb, and Sm-Nd data from North-Central Cameroon and its bearing on the pre-Pan-African history of Central Africa. *Precambrian Research*, **108**: 45-73. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00149-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00149-2).
- Toteu, S. F., Penaye, J., Djomani, Y. P., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **41**(1): 73-85. <https://doi.org/10.1139/e03-079>.
- Trompette, R., 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, **82**:101-112. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00045-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00045-9).
- Richard, P., Shimizu, N., Allègre C. J., 1976.  $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$  A Natural Tracer: An Application to Oceanic Basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **31**: 269-278. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90219-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90219-3).
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., da Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., Guimarães, I. P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publications*, **294**(1): 69-99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>.
- Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**: 227-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>.
- Vauchez, A., Neves, S. P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M. H., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**: 247-266. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00012-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00012-5).