

## **ANFIBOLITOS ITAGUARA COM ASSINATURA E-MORB: PROVÁVEIS INTEGRANTES DE OFIOLITOS PALEOPROTEROZOICOS DO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO**

*ITAGUARA AMPHIBOLITES WITH E-MORB SIGNATURE: PROBABLE MEMBERS OF PALEOPROTEROZOIC OPHIOLITES FROM SOUTHERN SÃO FRANCISCO CRATON*

**Arianne de Souza BARBOSA, Alexandre de Oliveira CHAVES**

Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Avenida Presidente Antônio Carlos, 6627 - Pampulha, Belo Horizonte – MG. E-mails: barbosaarianne@gmail.com; alochaves@yahoo.com.br

Introdução  
Arcabouço geológico  
Materiais e métodos  
Resultados  
Discussões  
Conclusão  
Agradecimentos  
Referências

**RESUMO** - Os ofiolitos são litotipos oriundos da crosta oceânica que são posicionados em terrenos continentais através de processos colisionais. Uma sequência ofiolítica é caracterizada do topo para base por metassedimentos pelágicos, rochas metabásicas, metagabros e metaultramáficas. No sul do cráton do São Francisco, entre as cidades de Itaguara e Crucilândia (Minas Gerais- Brasil), está situada a Sequência de Itaguara composta por quartzitos, xistos, formações ferríferas bandadas, orto-anfibolitos e metaultramáficas de idade paleoproterozoica. O presente trabalho apresenta dados petrográficos e litoquímica dos anfibolitos da Sequência de Itaguara. Mineralogicamente são constituídos por orto- e clinopiroxênio, plagioclásio, hornblenda e quartzo, tendo gabro como protólito. Os dados litogeoquímicos revelam uma afinidade toleítica e uma assinatura E-MORB, posicionando-os como provenientes de crosta oceânica. Sugere-se aqui que os anfibolitos Itaguara estariam associados à base de uma sequência ofiolítica paleoproterozoica. Esta sequência está associada a uma possível bacia oceânica que foi subductada no evento orogênico Riáciano-Orosiriano entre os Complexos Metamórficos Divinópolis e Campo Belo/Bonfim, onde restos de khondalito, prisma acrescionário e retroeclogito são encontrados.

**Palavras-chave:** Anfibolito Itaguara. Ofiolito. Geoquímica. Petrografia. Cráton São Francisco.

**ABSTRACT** - Ophiolites are lithotypes from the oceanic crust that are positioned on continents through collisional processes. An ophiolitic sequence is characterized from top to bottom by pelagic metasediments, metabasic rocks, metagabbros and metaultramafic rocks. In the south of the São Francisco craton, between the cities of Itaguara and Crucilândia (Minas Gerais-Brazil), the Itaguara Sequence is located, composed of quartzites, schists, banded iron formations, ortho-amphibolites and metaultramafic rocks of paleoproterozoic age. The present work presents petrographic and lithochemistry data of amphibolites from the Itaguara Sequence. The Itaguara amphibolites have gabbro as protolith and are constituted by ortho- and clinopyroxene, plagioclase, hornblende and quartz. The lithogeochemical data reveal a tholeiitic affinity and an E-MORB signature, positioning them as coming from oceanic crust. It is suggested here that the Itaguara amphibolites would be associated with the base of a paleoproterozoic ophiolitic sequence. This sequence is associated with a possible ocean basin that was subducted in the Rhyacian-Orosirian orogenic event between the Divinópolis and Campo Belo/Bonfim Metamorphic Complexes, where remnants of khondalite, accretionary prism and retroeclogite occur.

**Keywords:** Itaguara Amphibolite. Ophiolite. Geochemistry. Petrography. São Francisco Craton.

### **INTRODUÇÃO**

Segundo Dilek & Furnes (2011), ofiolitos são entidades tectônicas importantes na compreensão de processos geológicos em cadeias meso-oceânicas (onde são gerados ao longo de limites divergentes de placas) e em zonas de subducção sucedida por colisão continental (onde são metamorfisados ao longo de limites convergentes de placas).

Para Ramos & Koester (2015), os ofiolitos são fatias de peridotitos serpentinizados do manto superior geneticamente relacionados a rochas da crosta oceânica.

Os ofiolitos são posicionados em terrenos

continentais através de processos colisionais, sendo assim incorporados em cinturões orogênicos (Boschi et al., 2006).

Do topo para base, os ofiolitos são caracterizados por possuírem uma primeira camada de metassedimentos pelágicos, uma segunda camada composta por rochas metabasálticas (antigas lavas almofadadas e diques), uma terceira camada com metagabros na base da crosta oceânica e a última camada, já no manto, com rochas metaultramáficas (Winter, 2014).

Ofiolitos têm sido identificados em diferentes

partes do mundo, com idades variando de arqueana a cenozoica (Dilek & Robinson, 2003).

No sul do Cráton do São Francisco (CSF), entre as cidades de Itaguara e Crucilândia (Minas Gerais-Brasil), ocorre uma sequência de rochas metamáficas e metaultramáficas, contendo anfíbolitos com idade de cristalização (U-Pb em zircão) de  $2159 \pm 21$  Ma e idade de recristalização metamórfica entre 2060 Ma e 2030 Ma (Goulart & Carneiro, 2010).

Estas idades estão relacionadas a uma provável paleo-subducção seguida pela colisão continental entre os Complexos Divinópolis e Campo Belo - Bonfim durante o Paleoproterozoico, colisão esta que teria preservado a provável sequência ofiolítica de Itaguara (Chaves et al., 2019).

Chaves & Porcher (2020) adicionalmente identificaram retroeclogitos na Sequência de

Itaguara (SI), os quais revelam idade de eclogitização de  $2194 \pm 55$  Ma com pico metamórfico entre 17 e 20 kbar e  $\sim 600-700^\circ\text{C}$  ocorrido há  $\sim 2100$  Ma durante a colisão continental.

Rochas metassedimentares da Sequência Itaguara, com pico metamórfico que atingiu  $\sim 18,5$  kbar e  $\sim 650^\circ\text{C}$  há  $\sim 2050$  Ma durante a mesma colisão continental, seriam remanescentes de um provável prisma acrescionário associado aos prováveis ofiolitos da SI, segundo Chaves et al. (2019).

Sob a luz destes estudos prévios sugestivos da presença de ofiolitos paleoproterozoicos no sul do CSF, esse artigo tem o objetivo de investigar as rochas anfíbolíticas da Sequência Itaguara através de dados petrológicos e geoquímicos para verificar se correspondem aos metagabros da base do que seria a provável sequência ofiolítica de Itaguara.

## ARCABOUÇO GEOLÓGICO

O sul do Cráton do São Francisco é constituído essencialmente por granitos, gnaisses e migmatitos envolvendo sequências do tipo Greenstone Belt (Supergrupo Rio das Velhas) de idade arqueana, além de rochas clásticas-químicas metassedimentares (Supergrupo Minas, incluindo os itabiritos do Quadrilátero Ferrífero) do Paleoproterozoico e de rochas sedimentares pelito-carbonáticas (Grupo Bambuí) do Neoproterozoico (Figura 1) (Teixeira et al., 2000).

Diferentes complexos metamórficos compõem a porção arqueana do sul do CSF, sendo eles os Complexos Campo Belo/Bonfim, Belo Horizonte e Divinópolis (Figura 1), constituídas por gnaisses e migmatitos de composição tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG), cujos protólitos se formaram entre 3200 e 2600 Ma (Machado et al., 1992; Oliveira & Carneiro, 2001; Teixeira et al., 2000; Lana et al., 2013).

Entre os períodos Riachiano e Orosiriano ocorreram eventos orogenéticos entre o Cráton do São Francisco e o Cráton do Congo, que ocasionaram a amalgamação de núcleos arqueanos e arcos de ilhas oceânicas e originaram o Cinturão Mineiro.

O cinturão é um órogeno formado por suítes de granitoides de composição tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG), rochas plutônicas não deformadas como gabros, dioritos e granitos, além de vulcânicas e subvulcânicas (Teixeira et al., 2015).

O gnaiss migmatítico Itapecerica foi formado pelo retrabalhamento crustal do complexo de Divi-

nópolis e de sequências supracrustais paleoproterozoicas durante a Orogenia Riachiano-Orosiriana.

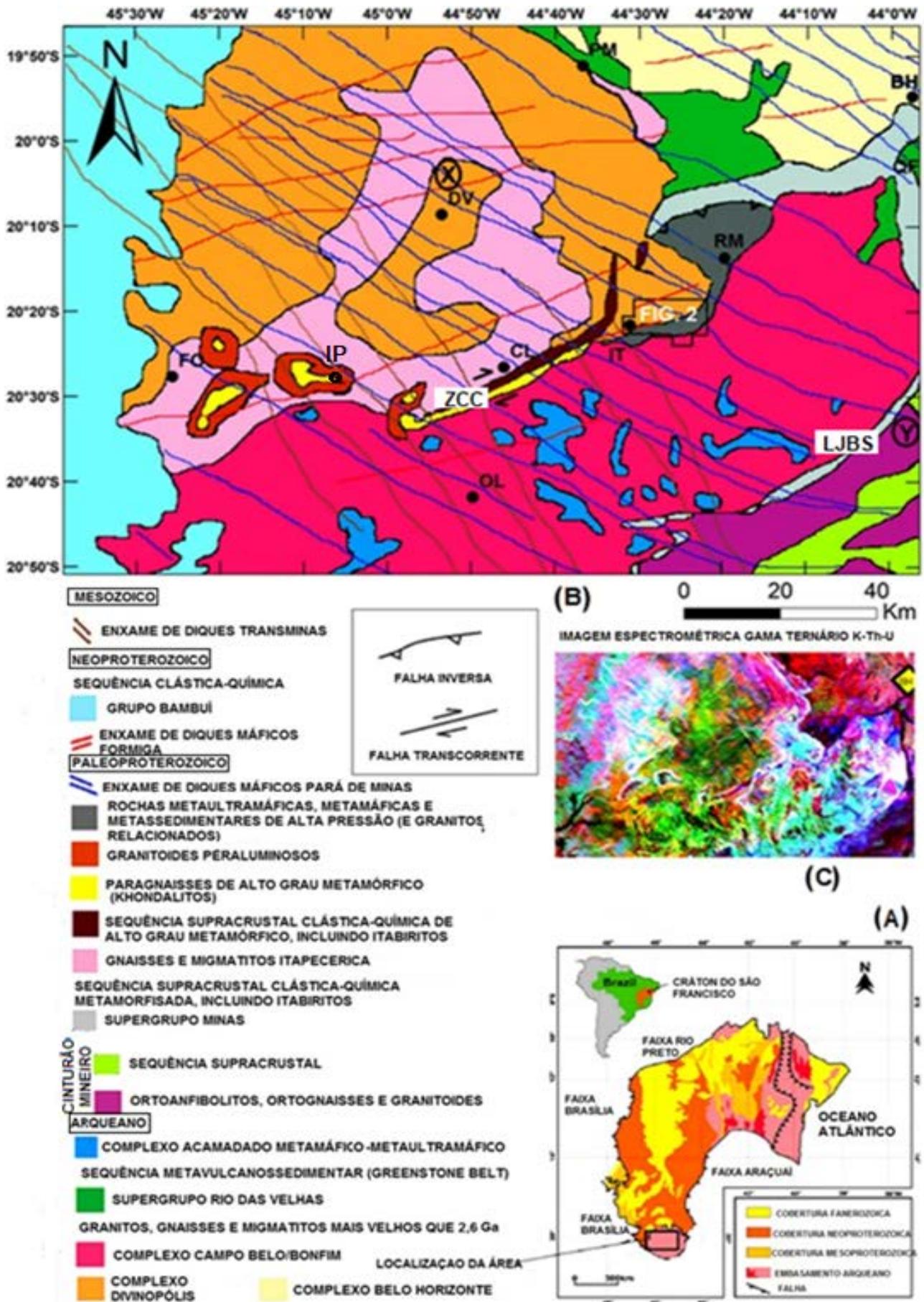
Com idade de 2,04 Ga, o migmatito Kinawa (Carvalho et al., 2017) do Complexo Itapecerica é um exemplo de crosta retrabalhada, em que metagranodioritos de 2,7 Ga foram parcialmente fundidos na Zona de Cisalhamento Cláudio (ZCC) durante o Paleoproterozoico. Segundo Coelho & Chaves (2019).

A ZCC tem orientação NE-SW, caráter dextral e guarda khondalitos (rochas metapelíticas de alto grau metamórfico cujos protólitos são derivados de fundo oceânico) cujo pico metamórfico atingiu  $850-950^\circ\text{C}$  e 10–11 kbar.

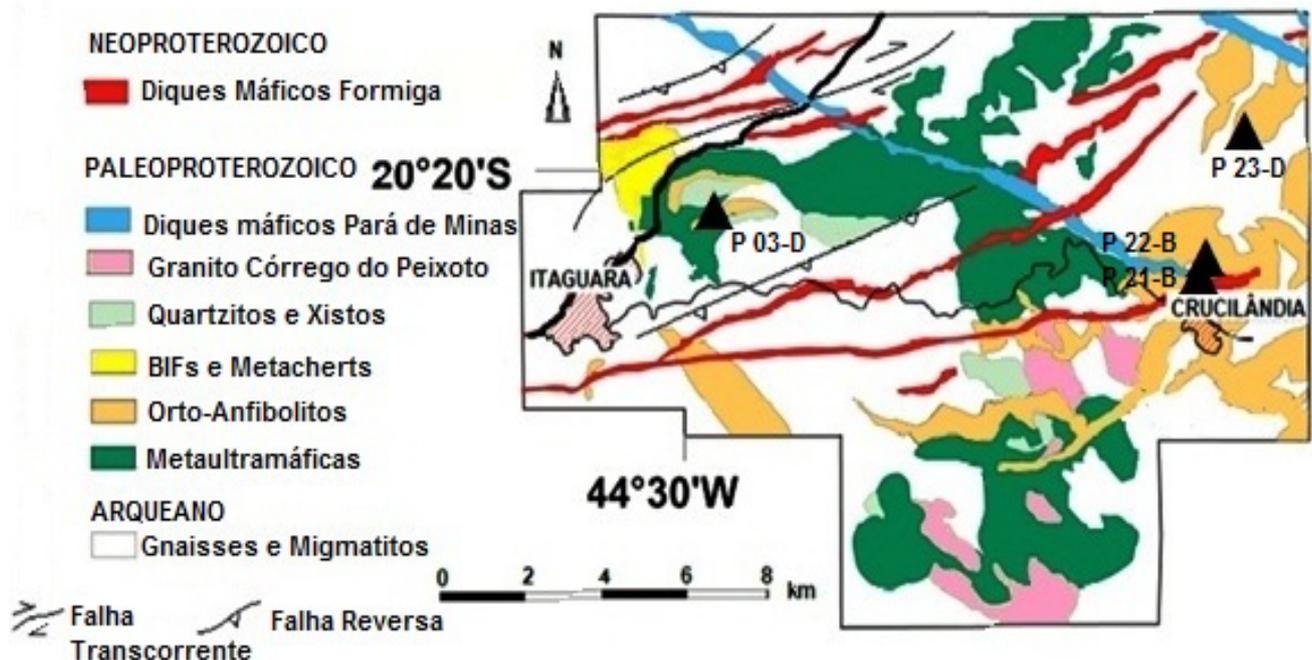
A Zona de Cisalhamento Cláudio representa a sutura formada há  $2011 \pm 20$  Ma entre os Complexos Campo Belo/Bonfim e Divinópolis segundo Coelho & Chaves (2019); Chaves et al. (2019).

Como um prolongamento da Zona de Cisalhamento Cláudio, a Sequência de Itaguara (SI) é uma sequência metamáfica-ultramáfica, composta por rochas metaperidotíticas e metagabroicas, rochas metassedimentares como formações ferríferas, quartzitos e micaxisto, além do Granito Córrego Peixoto.

Essas litologias são encontradas em um cinturão estreito NE-SW (Figura 2). Segundo Chaves et al. (2019), os quartzitos e micaxisto representam um prisma acrescionário que se desenvolveu no Paleoproterozoico em uma zona de paleosubducção na SI. Esse prisma acrescionário



**Figura 1** - (A) O Crátón do São Francisco; (B) Mapa geológico do sul do Crátón do São Francisco (modificado de Chaves et al. 2019) QF- Quadrilátero Ferrífero; LJBS- Lineamento de Jeceaba-Bom Sucesso; ZCC-Zona de cisalhamento Cláudio; Cidades: BH- Belo Horizonte, PM- Pará de Minas, DV- Divinópolis, RM-Rio Manso, IT-Itaguara, FO-Formiga, CL-Claúdio, OL-Oliveira, IP- Itapecerica. (C) Imagem espectrométrica gama ternário K-Th-U do sul do Crátón do São Francisco.



**Figura 2** - Mapa geológico da Sequência de Itaguara, com a localização das amostras de anfibolito estudadas (Modificado de Goulart & Carneiro, 2008 e Chaves et al. 2019).

foi submetido a uma colisão entre os Complexos Divinópolis e Campo Belo/Bonfim em ~2100-2050 Ma e seu pico metamórfico atingiu ~18 kbar e ~626 °C.

Chaves & Porcher (2020) adicionalmente identificaram retroeclogitos na Sequência de Itaguara (SI), os quais revelam idade de eclogitização de  $2194 \pm 55$  Ma com pico metamórfico entre 17 e 20 kbar e ~ 600-700 °C

ocorrido durante a referida colisão continental.

A localização das amostras de anfibolito entre as cidades de Itaguara e Crucilândia, onde são encontrados gnaisses, migmatitos, metaultramáficas, anfibolitos, quartzitos, mica-quartzo xistos, granitos e formações ferríferas bandadas, está apresentada na figura 2. Diferentes gerações de diques máficos paleo- e neoproterozoicos (Chaves, 2013) cortam a área.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC/UFMG) foram feitas seções delgadas das quatro amostras de anfibolito localizadas na figura 2, descritas em microscópio Olympus BX-41.

As análises de litogeoquímica dessas amostras foram realizadas no laboratório da SGS Geosol. As amostras foram analisadas por ICP-OES (Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado) e ICP-MS (Espectro-

metria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado).

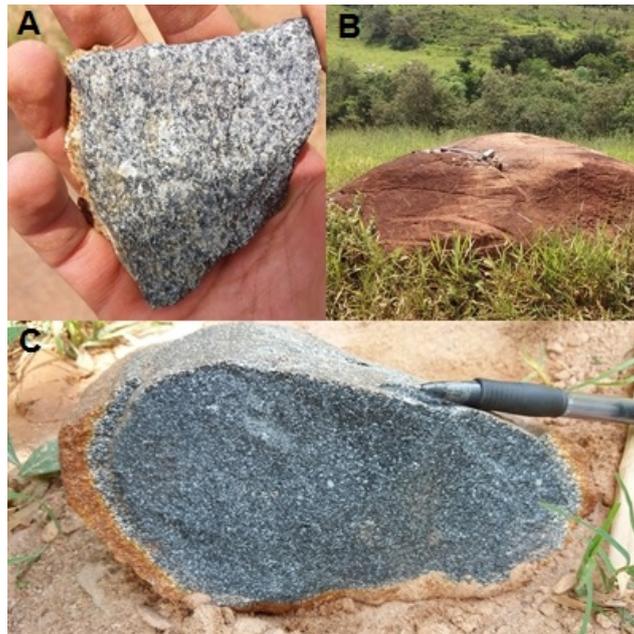
A perda ao fogo (LOI) foi obtida após aquecimento a 1000 °C. Para o tratamento de dados geoquímicos foi utilizado o aplicativo Geoplot (Zhou & Li, 2006), como extensão no Microsoft Excel. As abreviações minerais usadas a seguir são de acordo com Whitney & Evans (2010), sendo elas: Cpx- Clinopiroxênio, Hbl- Hornblenda, Opx-Ortopiroxênio, Pl-plagioclásio e Qz- quartzo.

## RESULTADOS

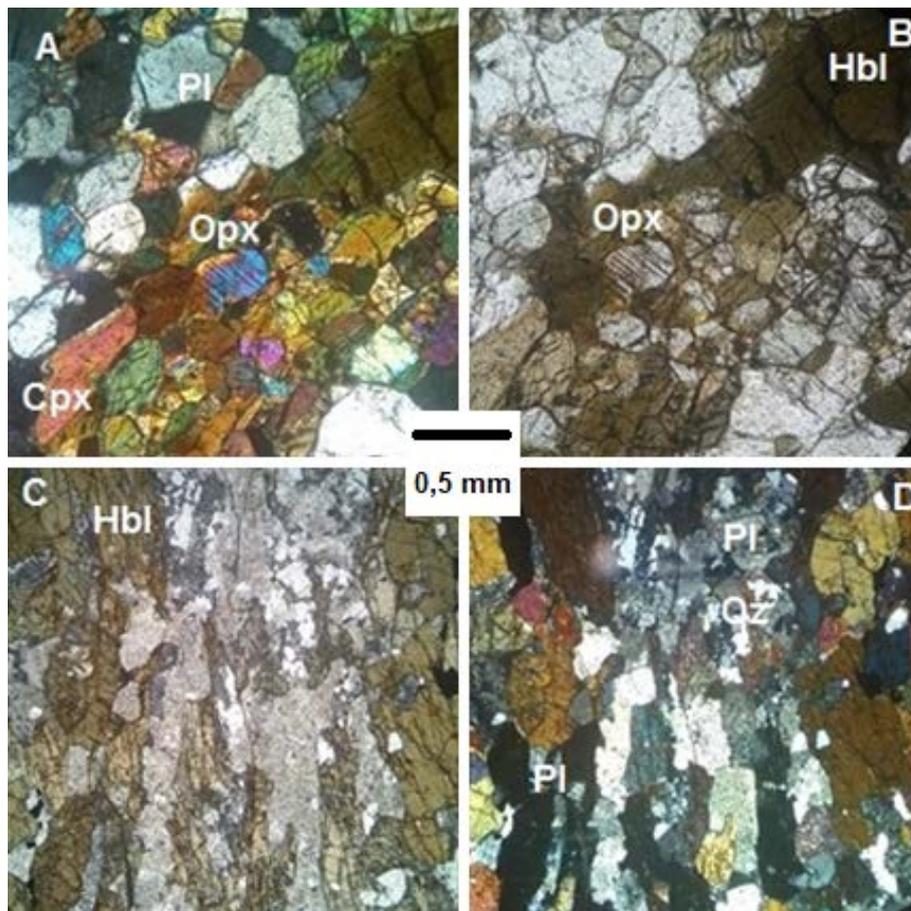
Os afloramentos de anfibolito ocorrem como lajedos ou blocos esparsos em campo (Figura 3B). Em amostra de mão, o anfibolito assemelha-se a um metagabro (Figuras 3A e 3C) equigranular de granulação fina a média. Microscopicamente, essa rocha é composta por anfibólio (~40%), plagioclásio (~35%), clinopiroxênio (~10%), quartzo (~10%), ortopiroxênio (~2%) e minerais acessórios como opacos, apatita e zircão (~3%). A textura varia de granoblástica a

nematogranoblástica, esta última marcada pela orientação dos cristais de hornblenda (Figura 4), os quais mostram pleocroísmo em tons verdes a amarronzados. O plagioclásio encontra-se recristalizado em forma de polígonos maclados, por vezes alterados para saussurita.

O clinopiroxênio possui tons amarronzados e altera-se para hornblenda. O ortopiroxênio ocorre raramente. Os minerais opacos ocorrem disseminados, associados à hornblenda (Figura 4).



**Figura 3** - (A) Amostra de rocha anfibolítica com textura granoblástica; (B) Afloramento de anfibolito; (C) Rocha anfibolítica com granulação fina.



**Figura 4** - Fotomicrografias do anfibolito de Itaguara (sob polarizadores cruzados em A, D e sob polarizadores descruzados em B, C).

Os resultados da análise química de rocha total para as amostras de anfibolito estão listados na tabela 1.

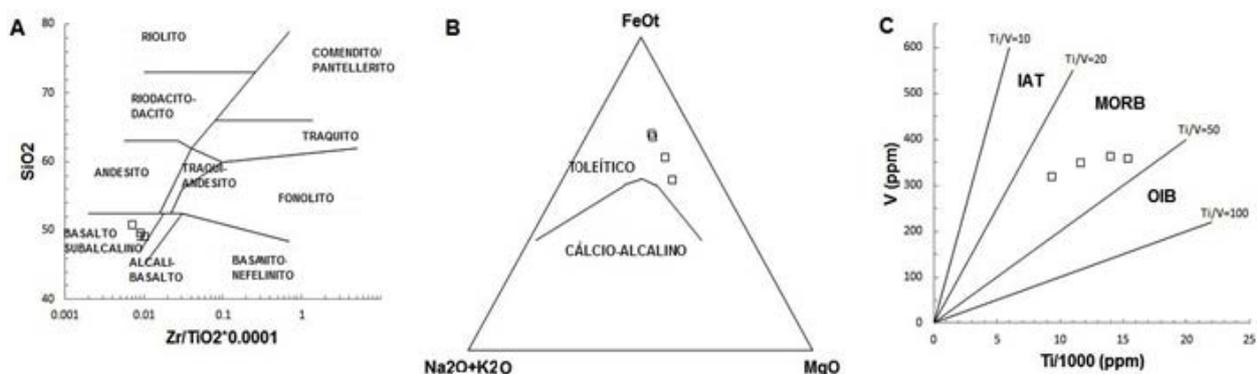
Os valores dos elementos maiores, no geral, apresentam pequenas variações de SiO<sub>2</sub> (49,27-50,9%), TiO<sub>2</sub> (1,55-2,56 %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,01-

0,03%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,67-13,59 %), MnO (0,20-0,23 %), CaO (8,74-9,72 %), K<sub>2</sub>O (0,96-1,13 %), Na<sub>2</sub>O (1,87-2,48 %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,10-0,26 %), tendo a maior variação o FeOt (13,74-17,65 %) e o MgO (4,62-7,98 %).

No diagrama SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub>\*0.0001 (Figura

**Tabela 1** - Composição química representativa dos anfibolitos da Sequência de Itaguara (óxidos em % por peso, traços e terras raras em ppm).

Amostra	Elementos maiores (%)														
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOt	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total		
<b>Limite de detecção 0,01%</b>															
P 03-D	50,90	1,55	13,59	0,02	14,74	6,25	0,21	9,65	1,89	0,96	0,10	1,08	100,94		
P 21-B	49,27	1,93	12,68	0,03	13,74	7,98	0,22	9,72	2,48	0,97	0,21	0,76	99,99		
P 22-B	49,29	2,33	13,56	0,01	16,40	4,62	0,20	8,98	1,87	1,13	0,26	0,61	99,26		
P 23-D	49,70	2,56	12,67	0,01	17,65	4,75	0,23	8,74	2,08	1,04	0,26	0,55	100,28		
<b>Elementos traços (ppm)</b>															
	Rb	Ba	Sr	Zr	Nb	Y	Ni	Co	Hf	Ta	Th	U	V	Cu	Ga
<b>Limite detecção</b>	<b>0,20</b>	<b>10,00</b>	<b>10,00</b>	<b>10,00</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>5,00</b>	<b>0,50</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,10</b>	<b>0,05</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>0,10</b>
P 03-D	68,90	157,00	127,00	110,00	6,97	45,80	61,00	44,50	3,12	0,05	1,90	0,66	320,00	159,00	19,40
P 21-B	72,80	78,00	161,00	169,00	6,43	30,05	109,00	69,40	3,29	0,61	2,60	1,10	350,00	185,00	20,90
P 22-B	38,50	212,00	121,00	235,00	13,00	46,08	61,00	55,70	6,04	0,18	6,30	1,84	365,00	55,00	20,40
P 23-D	39,90	210,00	123,00	227,00	14,26	47,09	76,00	57,40	6,03	0,19	8,10	1,92	359,00	58,00	20,60
<b>Elementos terras raras (ppm)</b>															
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
<b>Limite detecção</b>	<b>0,10</b>	<b>0,10</b>	<b>0,05</b>	<b>0,10</b>	<b>0,10</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,10</b>	<b>0,05</b>	
P 03-D	18,10	25,90	4,45	19,40	5,00	1,71	6,75	1,15	7,95	1,61	4,67	0,73	4,60	0,68	
P 21-B	12,60	26,00	3,39	17,40	4,90	1,59	5,79	0,86	6,36	1,17	3,89	0,48	3,70	0,48	
P 22-B	24,80	49,80	6,62	27,50	7,40	2,00	7,91	1,24	8,48	1,72	5,14	0,70	4,90	0,67	
P 23-D	27,50	54,10	7,71	31,00	8,90	2,12	8,55	1,58	9,91	2,12	6,21	0,98	7,00	0,93	



**Figura 5** - (A) Diagrama SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub>\*0.0001 (Winchester & Floyd, 1977); (B) Diagrama (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-FeOt-MgO (Irvine & Baragar, 1971); (C) Diagrama V vs Ti/1000 (Shervais, 1982), IAT- toleítos de arcos de ilha, MORB- basaltos da dorsal mesoceânica, OIB-basaltos de ilha oceânica.

5-A, Winchester & Floyd, 1977-), o protólito do anfibolito é classificado como basalto subalcalino e, no diagrama (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-FeOt-MgO (Irvine & Baragar, 1971- Figura 5-B), o protólito

do anfibolito se situa no domínio toleítico.

No diagrama V vs Ti/1000 (Shervais, 1982- Figura 5-C), o protólito do anfibolito é classificado como do tipo MORB (basaltos de dorsais

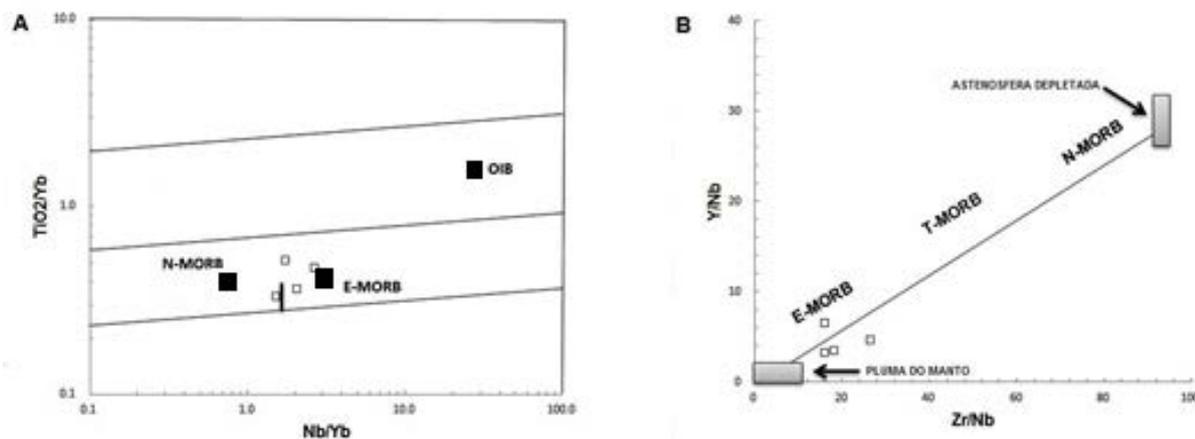
mesoceânicas).

Nos diagramas binários  $TiO_2/Yb$  vs  $Nb/Yb$  (Pearce, 2008- Figura 6-A) e  $Y/Nb$  vs  $Zr/Nb$  (Xia & Li, 2019-Figura 6-B), as amostras analisadas mostram composição de basalto tipo E-MORB (basaltos de dorsais mesoceânicas do tipo enriquecido).

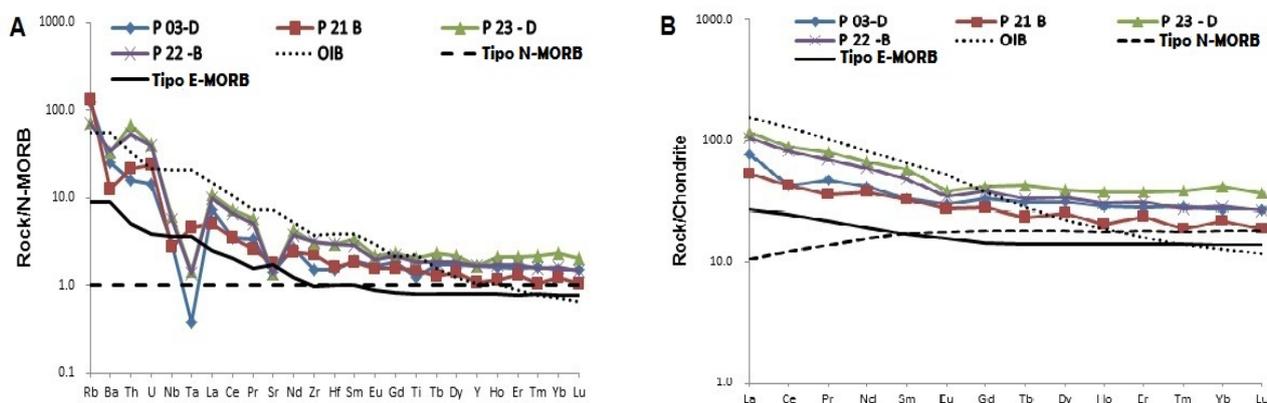
O padrão das amostras de anfibolito no

diagrama de elementos incompatíveis normalizados ao N-MORB (Figura 7-A) é no geral semelhante ao padrão dos E-MORB, com anomalias negativas de Ba, Sr, Nb e Ta.

O padrão de distribuição dos elementos terras raras das amostras de anfibolito também se assemelha ao padrão dos E-MORB (Figura 7-B).



**Figura 6** - (A) Diagrama binário  $TiO_2/Yb$  vs  $Nb/Yb$  (Pearce, 2008); (B) Diagrama binário  $Y/Nb$  vs  $Zr/Nb$  (Xia & Li, 2019), E-MORB, T-MORB e N-MORB são respectivamente basaltos enriquecidos, transicionais e normais da dorsal mesoceânica. OIB – basaltos de ilhas oceânicas.



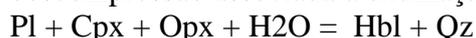
**Figura 7** - (A) Diagrama de elementos incompatíveis normalizados pelos valores de N-MORB de Sun & McDonough (1989). (B) Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989).

## DISCUSSÕES

Ofiolitos são gerados ao longo de limites divergentes de placas em cadeias mesoceânicas e a intensa circulação hidrotermal ao longo de tais cadeias teria promovido a hidratação das rochas gabroicas da sequência ofiolítica, datadas em  $2159 \pm 21$  Ma (Goulart & Carneiro, 2010), levando à alteração parcial dos clinopiroxênios anidros para minerais como cloritas e anfibólios hidratados em ambiente de baixa pressão e temperatura (Boschi et al., 2006). Durante o metamorfismo em zona de subducção, o aumento da pressão e temperatura teria causado a desidratação de cloritas e anfibólios, liberando fluidos ricos em Nb, Ta, Ba e Sr (Liang et al., 2009), levando ao surgimento de anomalias

negativas desses elementos na rocha investigada (Figura 7-A).

Com a colisão continental teria havido a formação do ortopiroxênio (Figura 4) nos anfibolitos da Sequência de Itaguara (SI), durante o pico metamórfico a que a rocha foi submetida entre 2060 Ma e 2030 Ma (idades obtidas por Goulart & Carneiro, 2010). Em seguimento ao processo colisional, teria havido a exumação tectônica responsável por reações retrometamórficas, como a do surgimento de hornblenda e quartzo (Winter, 2014) decorrente da decompressão associada à exumação.

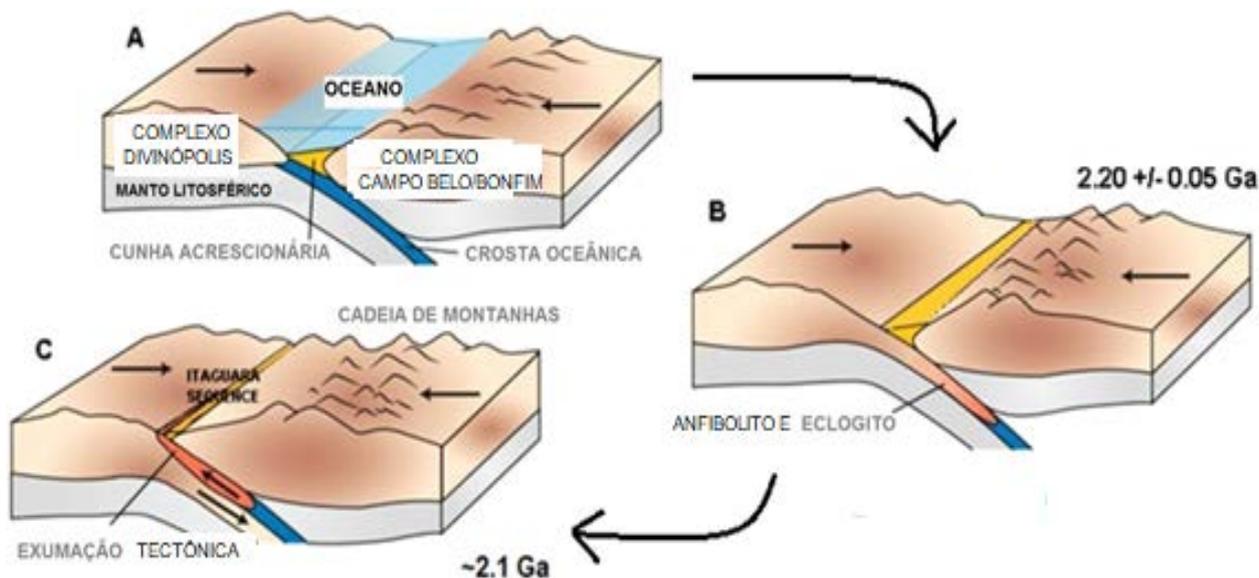


Miranda & Chaves (2021) encontraram, no

mesmo contexto orogênico paleoproterozoico, rochas anfibolíticas com assinatura E-MORB na região de Itapecerica no sul do CSF e sugeriram para a região a configuração de uma sequência ofiolítica, na qual os anfibolitos representavam os gabros desta sequência.

Os anfibolitos da SI têm como protólito gabros com assinatura E-MORB (Figuras 6 e 7) que devem ter participado de uma provável paleo-zona de subducção entre os complexos metamórficos Divinópolis e Campo Belo/Bonfim durante o Paleoproterozoico. A figura 8

ilustra o desenvolvimento da subducção e a posterior zona de sutura, que são reforçados com dados de Chaves et al. (2019) e Chaves & Porcher (2020), os quais respectivamente revelaram a existência de cunha acrescionária e eclogitos durante o Paleoproterozoico na mesma SI. A orogenia Riacciano-Orosiriana do setor sul do CSF é parte de extensos orógenos colisionais moldados durante a edificação do supercontinente Columbia (Nuna), com nova proposta de configuração proposta por Chaves (2021).



**Figura 8** - A, B, C- Evolução geológica da região do Itaguara em ~2200-2100 Ma durante a subducção, anfibolitização/eclogitização da litosfera oceânica com assinatura E-MORB, seguida pela colisão entre os Complexos Divinópolis e Campo Belo/Bonfim no sul do Cráton do São Francisco (adaptado de Chaves & Porcher, 2020), ao longo da seção X-Y da Figura 1.

## CONCLUSÃO

Os anfibolitos da SI tiveram como protólito gabros com assinatura E-MORB e esses gabros provavelmente pertenceram a uma sequência ofiolítica da paleo-zona de subducção paleoproterozoica na região de Itaguara no sul do CSF. Considerando a ocorrência de rochas anfibolíticas de mesma assinatura E-MORB na região de Itapecerica (Figura 1-B), os dados da

presente pesquisa reforçam a proposta regional da existência de uma possível zona de sutura continental paleoproterozoica formada pela colisão entre os complexos Divinópolis e Campo Belo/Bonfim durante a orogenia Riacciano-Orosiriana, através do fechamento de uma bacia oceânica previamente existente entre esses complexos.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao apoio do Instituto de Geociências (IGC-UFMG) e do CPMTC. O segundo autor agradece a bolsa de produtividade em pesquisa do CNPq.

## REFERÊNCIAS

- BOSCHI, C.; FRUH-GREEN, G.L.; ESCARTIN, J. Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc and amphibole-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: an overview. *Ophioliti*, v. 31, n.2, p. 129-140, 2006.
- CARVALHO, B.B.; JANASI, V.A.; SAWYER, E.W. Evidence for Paleoproterozoic anatexis and crustal reworking of Archean crust in the São Francisco Craton, Brazil: a dating and isotopic study of the Kinawa migmatite. *Precambrian Res.*, v. 291, p. 98-118, 2017.
- CHAVES, A.O. & PORCHER, C.C. Petrology, geochemistry and Sm-Nd systematics of the Paleoproterozoic Itaguara retroeclogite from São Francisco/Congo Craton: one of the oldest records of the modern-style plate tectonics. *Gondwana Research*, v. 87, p. 224-237, 2020.
- CHAVES, A.O. Columbia (Nuna) supercontinent with external subduction girdle and concentric accretionary, collisional and

- intracontinental orogens permeated by large igneous provinces and rifts. **Precambrian Research**, v. 352, p. 106017, 2021.
- CHAVES, A.O. Mafic dyke swarms of Minas Gerais—the state of the art [Enxames de diques máficos de Minas Gerais—o estado da arte]. **Geonomos**, v. 21, n. 1, p. 29–33, 2013.
- CHAVES, A.O.; GOULART, L.E.A.; COELHO, R.M.; MIRANDA, D.A., ARANDA, R.O.; RAMOS, S.L.L.M. High-pressure eclogite facies metamorphism and decompression melting re-recorded in paleoproterozoic accretionary wedge adjacent to probable ophiolite from Itaguara (southern São Francisco Craton-Brazil). **J. S. Am. Earth Sci.** 94, 102226. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102226>, 2019.
- COELHO, R.M. & CHAVES, A.O. Pressure-temperature-time path of Paleoproterozoic khondalites from Claudio shear zone (southern São Francisco craton, Brazil): Links with khondalite belt of the North China craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 94, 2019, Doi: 102250.
- DILEK Y., & FURNES H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. **Geological Society of America Bulletin**, v. 23, n. 3/4; p. 387-411, 2011.
- DILEK, Y. & ROBISON, P. T., Ophiolites in Earth history: introduction. **Geological Society London Special Publications**, v. 218, p. 1-8, 2003.
- GOULART, L.E.A. & CARNEIRO, M.A. General characteristics and litho-geochemistry of the Itaguara layered (ultramafic-mafic) sequence, southern São Francisco Craton. **Geochimica Brasiliensis** v. 22, p. 045–072, 2008.
- GOULART, L.E.A. & CARNEIRO, M.A. Magmatismo máfico-ultramáfico Paleoproterozoico no cráton São Francisco meridional: a sequência acamadada Itaguara. In: 45º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém. **Anais...**Belem: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, **Can. J. Earth Sci.**, v.8, p. 523-548, 1971.
- LANA, C.; ALKIMIN, F.F.; ARMSTRONG, R.; SHOLZ, R., ROMANO, R.; NALINI Jr., H.A. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. **Precambrian Res.** v. 231, p. 157-173, 2013.
- LIANG, J.L., DING, X., SUN, X.M., ZHANG, Z.M., ZHANG, H., SUN, W.D. Nb/Ta fractionation observed in eclogites from the Chinese Continental Scientific Drilling Project. **Chem. Geol.** v. 268, p. 27–40, 2009.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O.A. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero Southern São Francisco craton, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, v. 104, p. 12221-1227, 1992.
- MIRANDA, D.A. & CHAVES, A.O. Itapecerica metamafic-ultramafic rocks with E-MORB signature: ophiolitic remnants of the rhyacian-orosirian orogeny in southern São Francisco craton? **Geociências**, v. 40, n. 1, p. 1-12, 2021.
- OLIVEIRA, A. H. & CARNEIRO, M. A. Complexo Metamórfico de Campo Belo: Evolução Tectônica de uma crosta sílica arqueana do sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais (Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n. 3, Rio de Janeiro, 2001.
- PEARCE, J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. **Lithos**, v. 100, p. 14-48, 2008.
- RAMOS, R. C. & KOESTER, E. Lithochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n. 1, p. 65-78, 2015.
- SHERVAIS, J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 59, n.1, p. 101-118, 1982.
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J., (Ed.). Magmatism in the ocean basins. **Geological Society of London**, London, v. 42, p. 313-345, 1989.
- TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C.A.; DUSSIN, I.A.; CORREA NETO, A.V.; BONGIOLO, E.M.; SANTOS, J.O.S.; BARBOSA, N.S. 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** v. 256, p. 158-169, 2015.
- TEIXEIRA, W.; SABATE, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, Milani, Thomaz Filho & Campos (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. 31<sup>st</sup> INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Rio de Janeiro. p. 101-137, 2000.
- WHITNEY, D.L. & EVANS, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 95, n. 1, p. 185-187, 2010.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chem. Geol.**, v. 20, p. 325-343, 1977.
- WINTER, J.D. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. **Pearson Education**, 2 ed., 744 p. 2014.
- XIA, L. & LI, X.. Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting. **Gondwana Research**, v. 65, p. 43-67, 2019.
- ZHOU, J. & LI, X. Geoplot: an excel VBA program for geochemical data plotting. **Computers and Geosciences**, v. 32, p. 554-560. 2006.

*Submetido em 7 de junho de 2021*

*Aceito para publicação em 7 de novembro de 2021*