

**PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E TERMOBAROMETRIA DE ROCHAS  
METAULTRAMÁFICAS DA SEQUÊNCIA DE ITAGUARA (SETOR SUL DO  
CRÁTON DO SÃO FRANCISCO): POSSÍVEL FRAGMENTO DE MANTO  
LITOSFÉRICO OCEÂNICO PALEOPROTEROZOICO?**

*PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND TERMOBAROMETRY OF METAULTRAMAFIC  
ROCKS IN THE ITAGUARA SEQUENCE (SOUTH SECTOR OF THE SAO FRANCISCO  
CRATON): POSSIBLE FRAGMENT OF THE PALEOPROTEROZOIC OCEANIC  
LITHOSPHERIC MANTLE?*

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

Universidade Federal de Minas Gerais. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências. Departamento de Geologia, CPMT-IGC 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  
Petrografia  
Geoquímica  
Termobarometria  
Discussões e conclusões  
Agradecimentos  
Referências

**RESUMO** - A base de sequências ofiolíticas contém rochas ultramáficas do manto litosférico oceânico. Quando encontrados em terrenos continentais, esses litotipos evidenciam processos metamórficos que são registradas em sua mineralogia, composição química e texturas. No sul do cráton do São Francisco, entre as cidades de Itaguara e Crucilândia (Minas Gerais-Brasil), está situada a Sequência de Itaguara (SI) composta por quartzitos, xistos, formações ferríferas bandadas, orto-anfibolitos e metaultramáficas, todos de idade paleoproterozoica. Este estudo apresenta dados petrográficos, geoquímicos e termobarométricos de rochas metaultramáficas da Sequência de Itaguara. Mineralogicamente são compostas por serpentina (antigorita), tremolita, talco, clorita, olivina, espinélio, clinopiroxênio e minerais opacos, tendo espinélio wehrlito como protólito. Os dados termométricos e litogeoquímicos apontam respectivamente para serpentinização ocorrida abaixo de 500 °C e para semelhanças com serpentinitos paleoproterozoicos associados à subducção que são encontrados no cráton do Congo. Possivelmente, as rochas metaultramáficas da SI faziam parte de uma bacia oceânica envolvida em processos de subducção e colisão continental no evento orogenético Riaciano-Orosiriano entre os Complexos Metamórficos Divinópolis e Campo Belo/Bonfim.

**Palavras-chave:** Ofiolitos. Sequência de Itaguara. Metaultramáficas. Litogeoquímica. Termobarometria.

**ABSTRACT** - The base of ophiolitic sequences contains ultramafic rocks from oceanic lithospheric mantle. When found in continental terrain, these lithotypes show metamorphic processes that are registered in their mineralogy, chemical composition and textures. In the south of the São Francisco craton, between the cities of Itaguara and Crucilândia (Minas Gerais-Brazil), the Itaguara Sequence (SI) is located and it is composed of paleoproterozoic quartzites, schists, banded iron formations, ortho-amphibolites and metaultramafics. This study presents petrographic, geochemical and thermobarometric data from metaultramafic rocks of the Itaguara Sequence. Mineralogically they are composed of serpentine (antigorite), tremolite, talc, chlorite, olivine, spinel, clinopyroxene and opaque minerals, with spinel wehrlite as protolith. Thermometry and lithogeochemistry data respectively point to serpentinization occurred below 500 °C and to similarities with subduction-related paleoproterozoic serpentinites found in the Congo craton. Possibly, the SI metaultramafic rocks were part of an oceanic basin involved in subduction and continental collision processes of the Rhyacian-Orosirian orogenetic event between the Divinópolis and Campo Belo/Bonfim Metamorphic Complexes.

**Keywords:** Ophiolite. Itaguara Sequence. Metaultramafics. Lithogeochemistry. Thermobarometry..

## INTRODUÇÃO

Os ofiolitos são uma sequência de rochas ultramáfica-máfica-sedimentares de origem oceânica, posicionadas na crosta continental através de estágios acrescionários e colisionais (Dilek & Robison, 2003). Os principais ambientes formadores de sequências ofiolíticas são dorsais meso-oceânicas, bacias de arcos-de-ilha juvenis, bacias de antearco e retroarco de arcos magmáticos.

Ofiolitos podem ser classificados como (i) não relacionados à subducção gerados em ambientes de margem continental, cadeias meso-oceânicas e pluma, representando o estágio em que a crosta oceânica é construída e (ii) ofiolitos relacionados à subducção, que são subdivididos em zonas de suprassubducção e arcos de ilha, representando os estágios em que a crosta oceânica é consumida

(Dilek & Robison, 2003). As rochas ultramáficas encontradas na porção basal de uma sequência ofiolítica constituem o manto litosférico oceânico original dessa sequência.

Sequências ofiolíticas preservam registros da evolução e distribuição de antigas litosferas oceânicas, as quais os tornam valiosos arquivos para a compreensão da evolução de orógenos, com processos de acreção e/ou colisão continental associados (Furnes et al., 2013). As rochas ultramáficas são residuais do manto litosférico, compostas por minerais anidros de altas temperaturas e pressões que, quando expostos no fundo oceânico ou sofrem subducção, podem ser alteradas por processos hidrotermais metassomáticos. Quando em seguida submetida a metamorfismo, gera novas assembleias contendo minerais hidratados em eventos progressivos ou por retrometamorfismo (Bucher & Grapes, 2011).

Terrenos pré-cambrianos possuem múltiplos registros de deformação e metamorfismo, os

## ARCABOUÇO GEOLÓGICO

O sul do CSF 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 (Figuras 1A, 1B e 1C) (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 1B), constituídas por gnaisses e migmatitos de composição tonalito-trondhjemitó-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 Riáciano e Orosiriano ocorreram eventos orogênicos entre o CSF e o Cráton do Congo, que ocasionaram a amalgamação de núcleos arqueanos e arcos de ilhas oceânicos e originaram o Cinturão Mineiro (Figura 1B), que é formado por suítes de granitoides de composição tonalito-trondhjemitó-granodiorito, rochas plutônicas não deformadas como gabros, dioritos e granitos, além de vulcânicas e subvulcânicas (Teixeira et al., 2015).

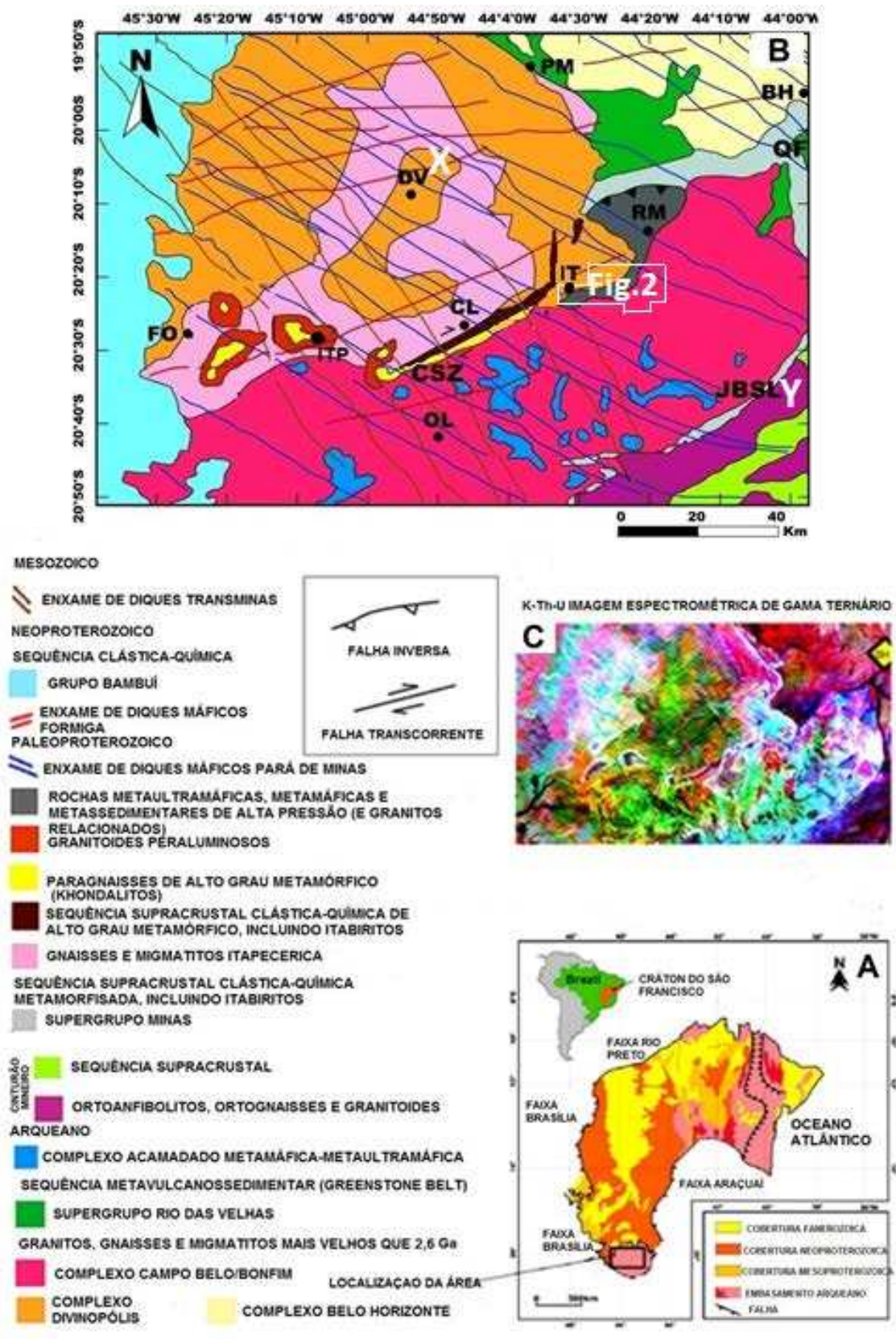
O gnaiss migmatítico Itapecerica (Figura 1B)

quais podem obliterar completamente as características originais das rochas, dificultando a sua identificação. Mapeamentos geológicos indicaram no sul do cráton do São Francisco (CSF), entre as cidades de Itaguara e Crucilândia, a presença de rochas metamáficas e metaultramáficas na Sequência de Itaguara (SI) descrita por Goulart & Carneiro (2010). A SI é um conjunto de rochas com quartzitos, metacherts, xistos, formações ferríferas bandadas, orto-anfibolitos e metaultramáficas de idade paleoproterozoica que estão relacionadas à litoestratigrafia de um assoalho oceânico preservado durante processo colisional paleoproterozoico, segundo Chaves et al. (2019) e Chaves & Porcher (2020).

Este trabalho busca analisar a petrografia, lito-geoquímica e termobarometria de rochas metaultramáficas da SI, cuja localização é apresentada a seguir (Figuras 1 e 2), com o objetivo de verificar se essas rochas são de fato componentes de uma sequência ofiolítica paleoproterozoica.

foi formado pelo retrabalhamento crustal do complexo Divinópolis e de sequências supracrustais Paleoproterozoicas durante a Orogenia Riáciano-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 com protólitos derivados de fundo oceânico) cujo pico metamórfico atingiu 850–950 °C e 10–11 kbar. A ZCC (Figura 1B) representa a sutura formada há  $2011 \pm 20$  Ma entre os complexos Campo Belo/Bonfim e Divinópolis (Coelho & Chaves, 2019; Chaves et al., 2019).

Como um prolongamento da ZCC, a SI é uma sequência metamáfica-ultramáfica, composta por rochas metaperidotíticas e metagabroicas, rochas metassedimentares como formações ferríferas, metacherts, 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 micaxistos representam um prisma acrescionário que se desenvolveu no Paleoproterozoico em uma zona de paleo-subducção na SI.



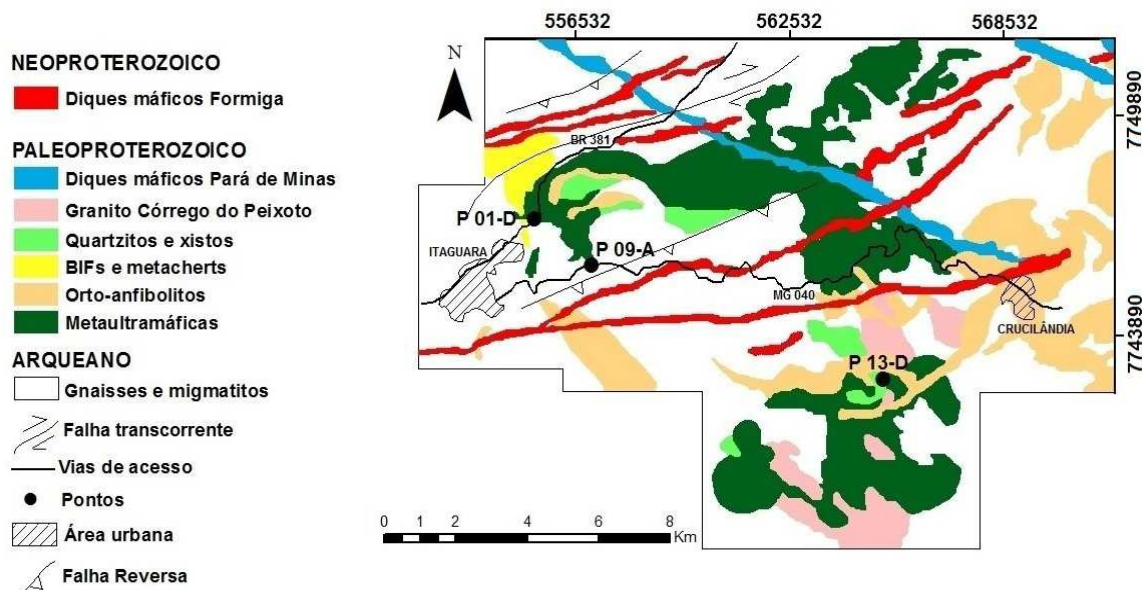
**Figura 1-**(A) O Cráton do São Francisco; (B) Esboço geológico do sul do Cráton do São Francisco (modificado de Chaves et al. 2019) QF- Quadrilátero Ferrífero; LJBS- Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso; ZCC-Zona de cisalhamento Cláudio; Cidades: BH- Belo Horizonte, PM- Pará de Minas, DV- Divinópolis, RM-Rio Manso, IT-Itaguara, FO-Formiga, CL-Cláudio, OL-Oliveira, ITP- Itapeerica. (C) Imagem espectrométrica gama ternário K-Th-U do sul do Cráton do São Francisco (CPRM-CODEMIG, 2014).

Esse prisma acrescionário foi envolvido em 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 (2019) 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  $\sim 600$ - $700$  °C ocorrido durante a referida colisão continental.

A localização das amostras de rochas metaultramáficas aqui investigadas entre as cidades de

Itaguara e Crucilândia, onde são também encontrados gnaisses, migmatitos, 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



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

## MATERIAIS E MÉTODOS

Nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC/UFMG) foram feitas seções delgadas das três amostras de rochas metaultramáficas localizadas na figura 2, que foram descritas microscopicamente 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 Ótica com Plasma Indutivamente Acoplado) e ICP-MS (Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado). A perda ao fogo (LOI) foi obtida após aquecimento a 1000 °C, os limites de detecção para elementos maiores ficaram na ordem de 0,01%, para elementos traço entre 0,05 e 10,00 ppm, e elementos terras raras entre 0,05 e 0,10

ppm. Para o tratamento de dados geoquímicos foi utilizado o aplicativo Geoplot (Zhou & Li, 2006), como extensão no Microsoft Excel.

Foi usado o software Theriak-Domino (De Capitani & Petrakakis, 2010) para a obtenção da pseudoseção (diagrama pressão versus temperatura de equilíbrio de fases) no sistema CFMASHO, usando a análise química de rocha total da amostra P 09-A e o banco de dados td-6axNCKFMASHTOm45.txt, considerando todo fluido como H<sub>2</sub>O.

As abreviações minerais usadas a seguir estão de acordo com Whitney & Evans (2010), sendo elas: Cpx-Clinopiroxênio, Spl- Espinélio, Antigorita- Atg, Ol- Olivina, Tlc- Talco, Chl- Clorita, Tr- Tremolita, Opq- Minerais Opacos, Srp- Serpentina.

## RESULTADOS

### Petrografia

Os afloramentos das rochas metaultramáficas investigadas encontram-se em cortes de estrada, mostrando desde rochas parcialmente metamorfisadas com aspecto que lembra a rocha ígnea original (Figuras 3A, 3B e 3C) até litotipos com texturas bastante modificadas pelo metamorfismo (Figuras 3D e 3E).

O talco nefrito do ponto **P 09-A** localiza-se no corte de estrada a leste da cidade de Itaguara, sobreposto a rochas gnáissicas migmatíticas (Figuras 3D e 3E). Apresenta textura inequigranular, de grãos grossos (Figura 3E), tendo na composição talco (40%), tremolita (ou nefrita,  $\sim 25\%$ ), clorita ( $\sim 10\%$ ), serpentina ( $\sim 10\%$ ), restos de espinélio ( $\sim 5\%$ ), clinopiroxênio ( $\sim 3\%$ ) e

olivina (~5%) originais, além de iddingsita como mineral secundário (Figuras 4A, 4B). Ao microscópio, o talco é incolor, de granulação grossa, e a tremolita (nefrita) ocorre como cristais prismáticos também incolores, sem orientação definida, ambos por toda a rocha (Figura 4D).

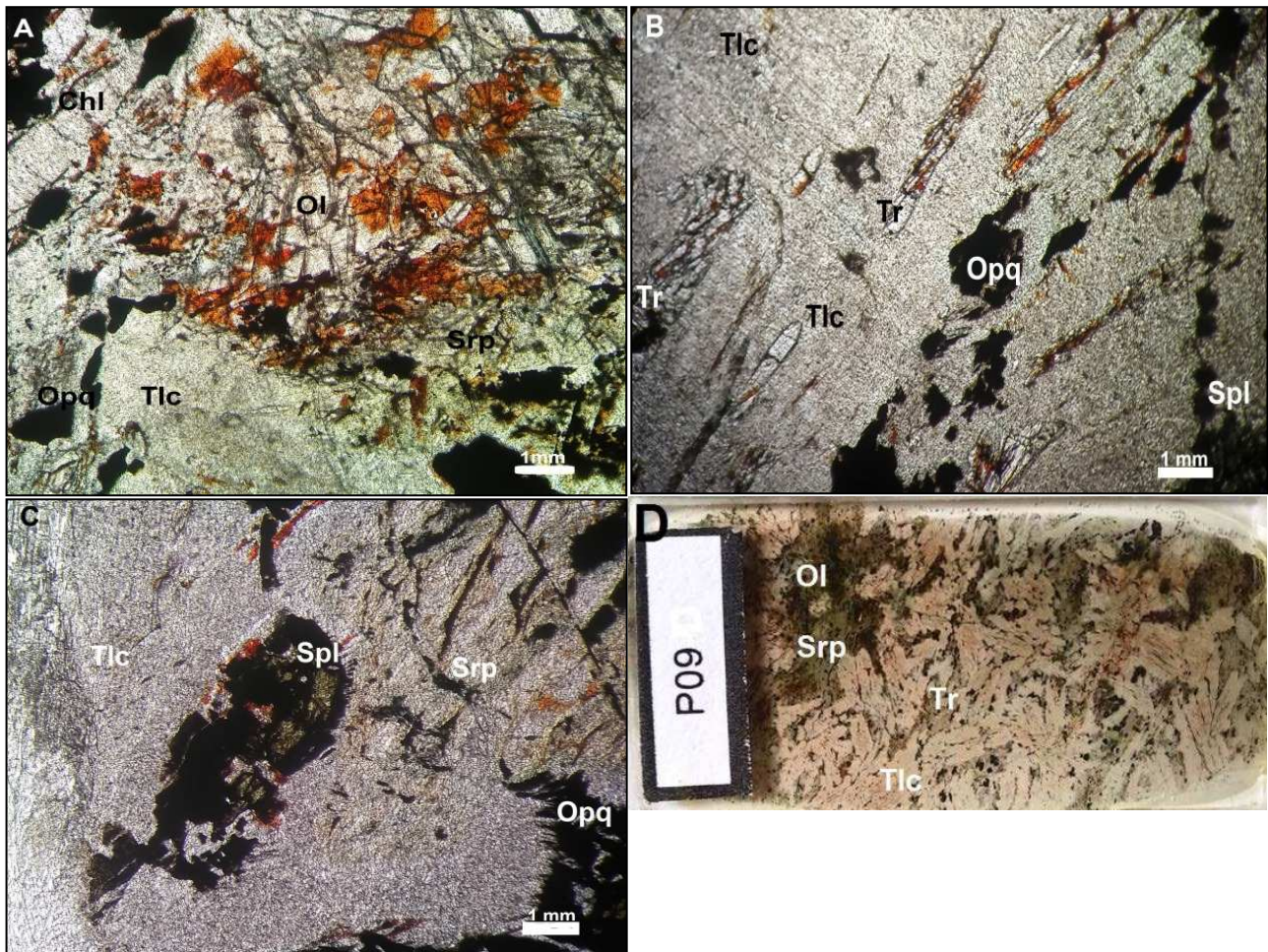
A clorita é incolor, com aspecto lamelar, de granulação fina a média. A serpentina com cor verde claro, granulação média, mostra contatos com olivinas e clinopiroxênio. A olivina se apresenta como grãos reliquiares e ocorre alterada parcial ou totalmente para talco, serpentina e

iddingsita. Com cor verde, o espinélio ocorre associado a minerais opacos (prováveis magnetitas – Figura 4 C).

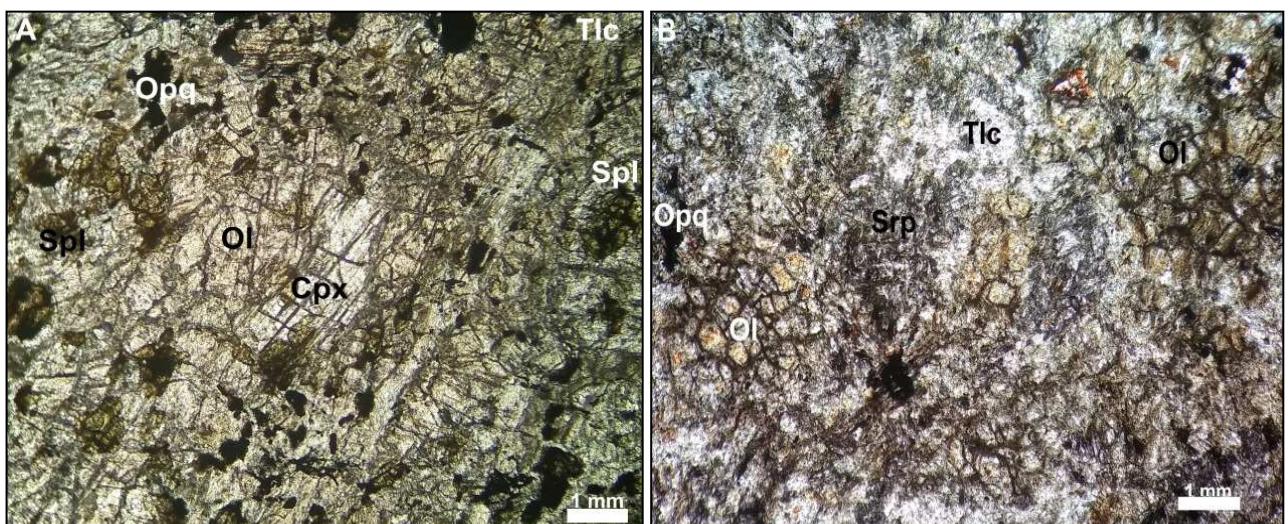
A rocha metaultramáfica do ponto **P 13-D** está localizado a sudoeste da cidade de Crucilândia, adjacente à rochas ortoanfibolíticas, quartzitos e xistos (Figura 3B). A rocha de coloração verde escuro, de textura inequigranular, de grãos finos a médios é constituída por olivina (~30%), clinopiroxênio (~15%), espinélio (~10%), talco (~20%), serpentina (~15%), clorita (5%) e mineral opaco acessório (Figura 5A).



**Figura 3-** Fotografias de afloramentos das rochas metaultramáficas da Sequência Itaguara: (A) Detalhe do ponto P 01-D; (B) Afloramento do ponto P13-D. Coordenadas: X-565164 e Y-7742710; (C) Vista geral de afloramento do ponto P 01-D. Coordenadas: X-555378 e Y-7747091; (D) Afloramento corte de estrada do ponto P 09-A com rocha gnáissica intemperizada sobreposta por rochas metaultramáficas talco nefríticas e rochas anfibolíticas. Coordenadas: X-556973 e Y-7745814; (E) Detalhe do talco nefrito analisado neste artigo (Chaves et al., 2019).



**Figura 4** - Fotomicrografias da rocha metaultramáfica do ponto P 09-A da Sequência Itaguara sob polarizadores descruzados: A) Olivina primária sendo substituída por talco, serpentina e minerais opacos e por iddingsita secundária; B) Cristais prismáticos de tremolita disseminados entre talco, espinélio e opacos; C) Detalhe do espinélio verde associado a opacos. D) Fotografia da lâmina delgada do talco nefrito.



**Figura 5** A) Fotomicrografia da metaultramáfica do ponto P 13-D sob polarizadores descruzados, com cristais de olivina, clinopiroxênio e espinélio entre talco e serpentina. B) Fotomicrografia da metaultramáfica do ponto P 01-D sob polarizadores descruzados. Olivina primária sendo substituída por talco, serpentina e minerais opacos.

A olivina e o clinopiroxênio ocorrem em toda a rocha como grãos médios, alterando para serpentina, e por vezes talco. O espinélio é esverdeado e está presente na rocha como grãos finos, fazendo contato com mineral opaco

(possível magnetita). A serpentina apresenta coloração verde claro com grãos finos, substituindo a olivina através de fraturas e em suas bordas.

O ponto **P 01-D** está localizado no corte de

estrada a nordeste da cidade de Itaguara. As rochas metaltramáficas deste ponto encontram-se adjacentes a quartzitos, xistos, BIF's, metacherts, ortoanfibolitos, gnaisses e migmatitos (Figura 3C). A rocha é de coloração verde escura, inequigranular de grãos finos. A composição mineralógica da rocha é representada por serpentina (~40%), talco (~20%), clorita (15%), olivina (~10%), clinopiroxênio (~8%) espinélio (~7%) (Figura 5B).

A serpentina é cinzenta, possui granulação fina, ocorre como agregados lamelares constituindo quase todo o volume da rocha, como alteração da olivina. O talco ocorre como cristais finos, junto com serpentinas e olivinas. A clorita

ocorre como cristais incolores, com grãos finos. O espinélio amarronzado ocorre disperso por toda a rocha, associado a mineral opaco.

### Geoquímica

A composição química dos elementos maiores, traços e terras raras são apresentados na tabela 1. Os teores de SiO<sub>2</sub> variam entre 43,26% a 46,25%, os de MgO entre 26,50% a 32,33%, os de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 0,30% e 0,48% e os de Ni entre 1096 ppm e 2945 ppm, teores estes que corroboram a origem mantélica do protólito peridotítico. No diagrama ternário Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-(FeOt+TiO<sub>2</sub>)-MgO de Jensen (1976) (Figura 6 A), verifica-se que as rochas analisadas plotam no campo dos komatiitos peridotíticos.

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

Amostras	Elementos Maiores (%)												Total
	Limite de detecção 0,01 %												
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>T</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	
P 01-D	43,26	0,11	3,65	0,30	7,98	32,33	0,12	0,88	0,03	0,03	0,01	10,76	99,40
P 09-A	46,25	0,17	5,85	0,39	7,94	29,78	0,13	2,51	0,24	0,07	0,02	7,28	100,63
P 13-D	45,82	0,32	9,16	0,48	10,72	26,50	0,16	3,24	0,21	0,09	0,01	3,38	100,09

Amostras	Elementos traços (ppm)													
	Limite de detecção													
	Rb	Ba	Sr	Zr	Nb	Y	Ni	Co	Hf	Ta	Th	U	V	Cu
P 01-D	0,70	13,00	12,00	15,00	1,61	40,73	2945,00	104,60	0,24	0,05	0,40	0,10	0,00	8,00
P 09-A	3,40	10,00	10,00	22,00	1,58	7,20	1342,00	71,70	0,58	0,12	0,50	0,22	203,00	36,00
P 13-D	3,00	11,00	33,00	39,00	1,35	11,36	1096,00	104,20	0,84	0,05	1,00	0,22	112,00	5,00

Amostras	Elementos terras raras (ppm)													
	Limite de detecção													
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
P 01-D	41,00	6,50	7,35	25,70	4,60	1,32	5,42	0,95	5,94	1,13	3,27	0,44	2,30	0,35
P 09-A	17,20	4,60	0,55	2,10	0,50	0,10	0,73	0,11	0,84	0,20	0,61	0,07	0,60	0,08
P 13-D	6,90	5,60	1,28	5,40	1,60	0,23	1,93	0,30	2,23	0,46	1,40	0,21	1,30	0,19

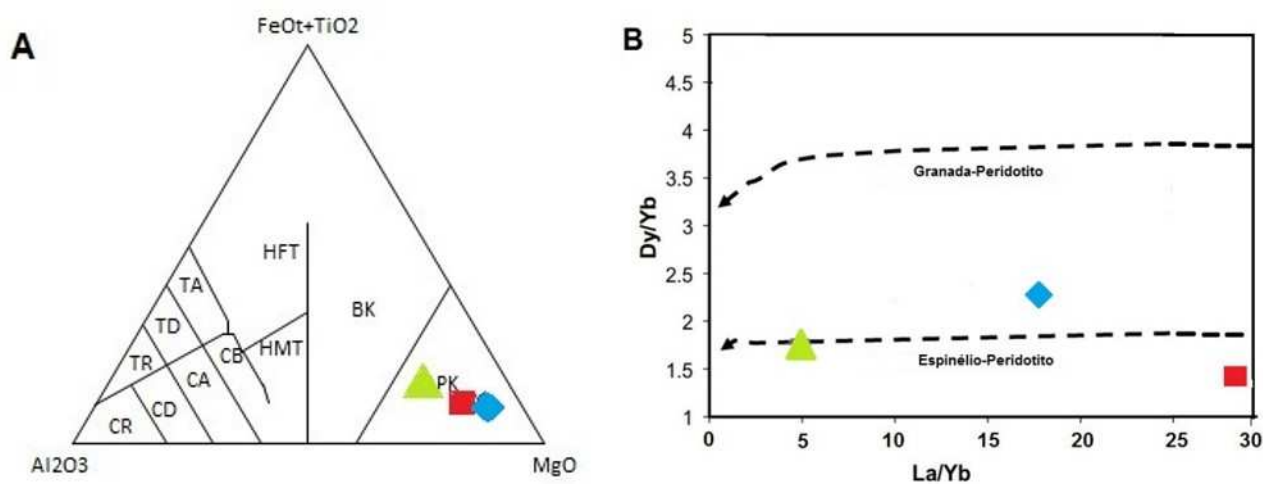
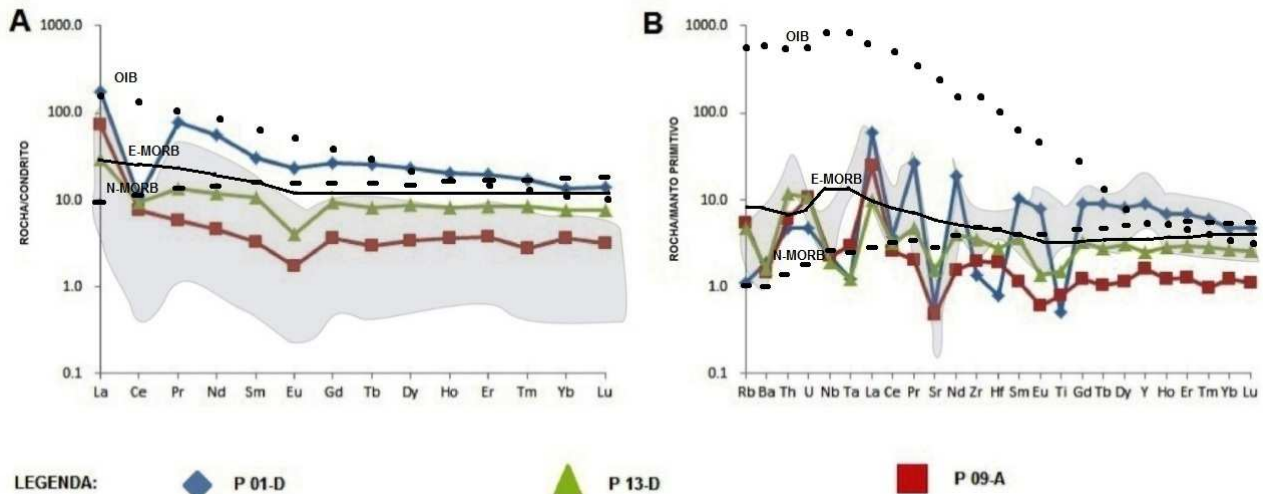


Figura 6 – Legenda: Azul ponto P 01-D; verde ponto P 09-A; Vermelho ponto P13-D. A) Diagrama de Jensen(1976), onde: PK- Komatiito Peridotítico, BK-Komatiito Basáltico, HFT- Basalto Toleítico de alto Fe, HMT- Basalto Toleítico de alto Mg, TA- Andesito Toleítico, CB-Basalto Calcio-Alcalino, TD- Dacito Toleítico, CA- Andesito Cálcio-Alcalino, TR- Riodacito-riolito toleítico, CD- Dacito Cálcio-Alcalino, CR- Riodacito/ riolito cálcio-alcalino; B) Diagrama Dy/Yb versus La/Yb para as metaltramáficas SI mostrando sua geração em profundidades mais rasas do manto litosférico, no campo de estabilidade de espinélio-peridotito (Jung et al. 2006).

No diagrama Dy/Yb versus La/Yb, as amostras estudadas estão no campo mantélico de estabilidade do espinélio-peridotito (Figura 6B). No diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados ao condrito, as rochas metaultramáficas da SI mostram anomalias negativas de Eu (Eu/Eu\* entre 0,40 e 0,80) e Ce, e um enriquecimento de elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras

pesados (ETRP) nas três amostras analisadas (Figura 7A). O diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo mostra anomalias negativas de Ba, Nb, Ta, Ce, Sr, Eu e Ti (Figura 7B). Em ambos os diagramas, nota-se similaridade de padrões entre as metaultramáficas da SI e os serpentinitos paleoproterozoicos originados de peridotitos subductados do Cráton do Congo (Tsongui et al., 2019).



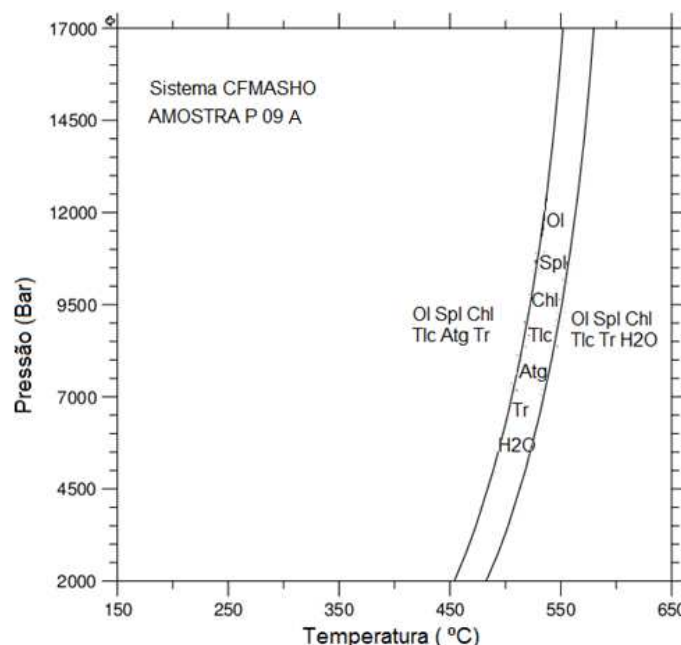
**Figura 7-** A) Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989); B) Diagrama de elementos incompatíveis normalizados pelos valores do manto primitivo de Sun & McDonough (1989). Padrões de OIB (Basaltos de ilhas oceânicas), N-MORB (Basalto normal de cadeia meso-oceânica) e E-MORB (Basalto enriquecido de cadeia meso-oceânica (Sun & McDonough, 1989) são apresentados para comparação. A região cinza representa a composição de serpentinitos paleoproterozoicos originados de peridotitos subductados da série Nyong em Camarões, cráton do Congo setentrional (Tsongui et al., 2019).

### Termobarometria

Sob qualquer valor de pressão abaixo de 17 kbar e em temperaturas inferiores a 450-500° C, o sistema CFMASHO da amostra P 09-A apresentado na pseudoseção da figura 8 revela como assembleia mineral estável os minerais olivina,

clorita, antigorita, espinélio, talco e tremolita.

Nestas mesmas condições de pressão e em temperaturas superiores a 500-550 °C, antigorita não é estável e são estáveis olivina, tremolita, talco, espinélio, clorita e a presença de H<sub>2</sub>O livre no sistema.



**Figura 8** - Pseudoseção da amostra P 09-A.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Quando as rochas metaultramáficas da SI são plotadas no diagrama ternário de Jensen (1976) (Figura 6A), as amostras situam-se no campo dos komatítos peridotíticos, de origem mantélica. A presença de olivina e clinopiroxênio residuais associadas à espinélio nas amostras estudadas legitimam o protólito destas rochas como um espinélio wehrlito. No gráfico  $Dy/Yb$  versus  $La/Yb$  da figura 6B nota-se que as amostras plotam próximas ao padrão Espinélio-Peridotito, possível litotipo do manto litosférico oceânico Paleoproterozoico da SI, gerado a partir de um manto mais raso.

As rochas metaultramáficas da SI podem ter sido hidrotermalizadas e metamorfizadas em vários graus, desde o metassomatismo abaixo do assoalho oceânico anterior à subducção até durante a própria subducção e posterior exumação tectônica.

Seus minerais primários olivina, clinopiroxênio e espinélio estão parcialmente ou quase completamente substituídos por serpentina, talco, tremolita e clorita. A obliteração de minerais anidros originais ocorre por processo de hidratação desses litotipos ultramáficos. A formação da serpentina, por exemplo, pode ser expressa pela reação:  $Ol + SiO_{2aq} + H_2O = Atg$ .

Em dorsais mesoocênicas, talco pode surgir da substituição de serpentina hidrotermal, a qual é considerada por Boschi et al. (2006) como uma reação que ocorre na presença de fluidos ricos em  $SiO_2$  e temperaturas de 300-350°C. Essa substituição de serpentina por talco consiste em um processo metassomático, de acordo com a seguinte reação:  $Srp + 2SiO_2 = Tlc + H_2O$ .

A tremolita aparece a partir da substituição do clinopiroxênio devido à sua hidratação nos processos metamórficos progressivos (Kodolányi et al., 2011), possivelmente associados a processos de subducção da litosfera oceânica sob fácies anfíbolito de grau baixo. Pode ser o resultado da seguinte reação, que também promove o aparecimento de serpentina:  $Cpx + H_2O = Tr + Srp$ .

A clorita pode ter sido formada com a entrada adicional de água no sistema, também alterando minerais anidros do protólito, segundo a reação:  $Ol + Cpx + Spl + H_2O = Mg-Chl$ .

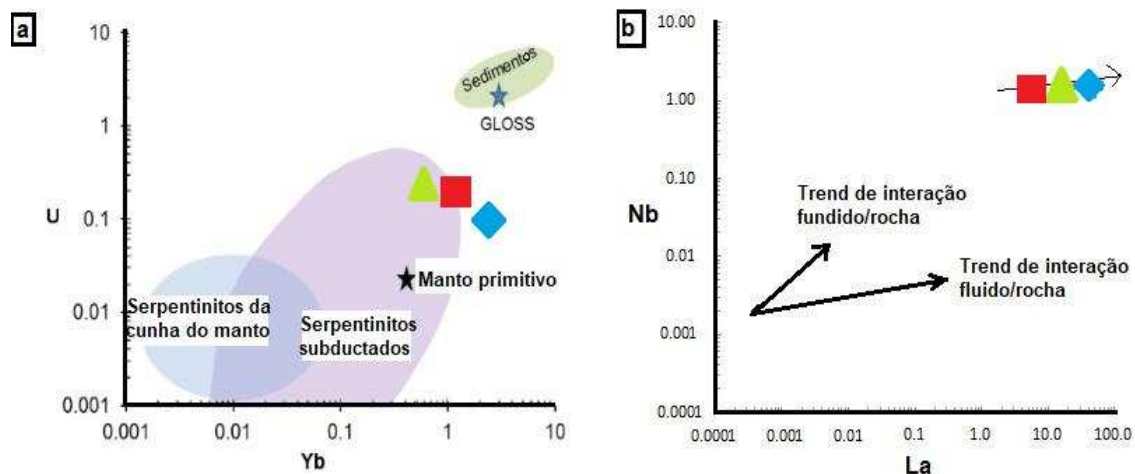
Após o metamorfismo progressivo e regressivo a que se submeteram essas rochas, é possível também admitir a possibilidade de que a serpentina que aparece nas amostras analisadas seja fruto da reação retrometamórfica:  $Tlc + Ol + H_2O$

= Atg. De acordo com a pseudoseção da figura 8, percebe-se nas rochas metaultramáficas da SI que a serpentinização ocorreu em temperaturas inferiores a 500 °C, sem ser possível estimar a pressão seja do pico metamórfico ou do próprio retrometamorfismo.

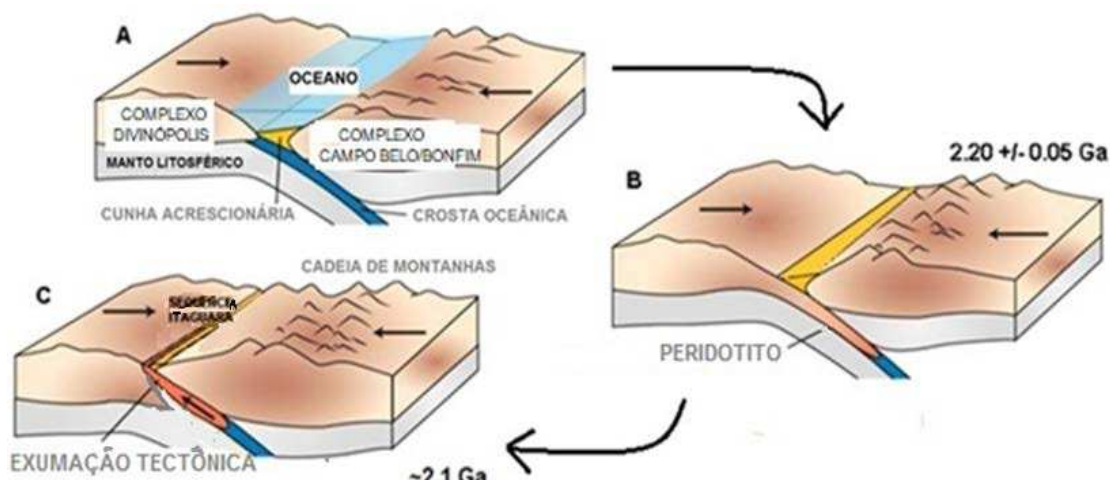
Os diagramas de ETR e multielementar apresentam padrão similar aos serpentinitos paleoproterozoicos associados à subducção de litosfera oceânica da série de Nyong em Camarões (Tsongui et al., 2019), no cráton do Congo setentrional (Figura 7), e também possuem padrão similar a rochas metamáficas anfíbolíticas de assinatura E-MORB da SI abordadas por Barbosa & Chaves (no prelo), as quais estão associadas em campo, conforme mostra a figura 3C. Esta figura sugere que as rochas metamáficas e metaultramáficas estão lançadas por sobre o embasamento gnáissico, possivelmente devido a processos de exumação tectônica durante estágio colisional paleoproterozoico (Chaves et al., 2019). As anomalias negativas de Ce e Eu estão associadas a interações hidrotermais causadas por águas do assoalho oceânico (Figura 7A) (D'Orazio et al., 2004), provavelmente na fase pré-subducção.

No processo de subducção, as rochas são submetidas ao aumento de temperatura e principalmente de pressão, proporcionando a desvolatilização das rochas, liberando fluidos compostos por Nb, Ta, Ti, Ba e Sr (Liang et al., 2009) e ocasionando anomalias negativas desses elementos (Figura 8B). Particularmente, a anomalia negativa de Nb suporta o ambiente tectônico relacionado à subducção. Adicionalmente, no diagrama Yb-U de peridotitos serpentinizados (Figura 9A), as amostras estudadas plotam no campo dos serpentinitos subductados. E no diagrama La-Nb (Figura 9B) as amostras mostram trend que revela interação fluido-rocha que pode ter ocorrido ainda na fase pré-subducção a partir do hidrotermalismo de fundo oceânico, na fase de subducção ou ambas.

A figura 10 ilustra o desenvolvimento de subducção e posterior formação de zona de sutura que ocorreu entre os complexos Divinópolis e Bonfim/Campo Belo no Paleoproterozoico. Inicialmente, num regime divergente, foi gerada uma bacia oceânica acompanhada pela deposição de sedimentos siliciclásticos e químicos (Figura 10 A). As rochas ultramáficas foram afetadas por fluidos do fundo oceânico, hidratando/alterando seus minerais originais.



**Figura 9-** Legenda: Azul ponto P 01-D; verde ponto P 09-A; Vermelho ponto P13-D. A) Diagrama Yb-U de peridotitos serpentinizados (Tsongui et al., 2019). Composições do manto primitivo, sedimentos subductantes globais (GLOSS) e sedimentos são respectivamente de McDonough & Sun (1995), Plank & Langmuir (1998) e Li & Schoonmaker (2003). B) Diagrama La-Nb (Tsongui et al., 2019). Trends de interações fundido/rocha e fluido/rocha de peridotitos mantélicos estão apresentados (Paulick et al., 2006).



**Figura 10-** A, B, C- Evolução geológica da região de Itaguara em ~2200-2100 Ma durante a subducção 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 1B.

Um processo de convergência interrompeu a evolução da bacia, cujas rochas foram sendo subductadas (Figura 10 B) e submetidas a regime metamórfico progressivo. Por fim, as rochas que ora faziam parte de um fundo oceânico foram posicionados num orógeno colisional (Figura 10C) durante o processo de exumação tectônica, quando elas passaram por reações retrometamórficas.

Evolução geológica similar no sul do CSF é verificada por Miranda & Chaves (2021), os quais encontraram, na região de Itapeçerica (MG), rochas metamáfica-metaultramáficas com assinatura E-MORB que estariam associadas a essa colisão continental paleoproterozoica, que teria ocasionado à exumação de parte da crosta oceânica. Adicionalmente, Chaves & Porcher (2020) encontraram retroeclogito na SI com  $2194 \pm 55$  Ma com pico metamórfico perto de 16 kbar

e  $600^\circ\text{C}$ . Estudos feitos por Chaves et al. (2019) e Chaves & Porcher (2020) apontam que o grupo de rochas que compõe a SI possuem gênese parecida, retratando evento de subducção seguido pela colisão continental ocorrida durante o Paleoproterozoico.

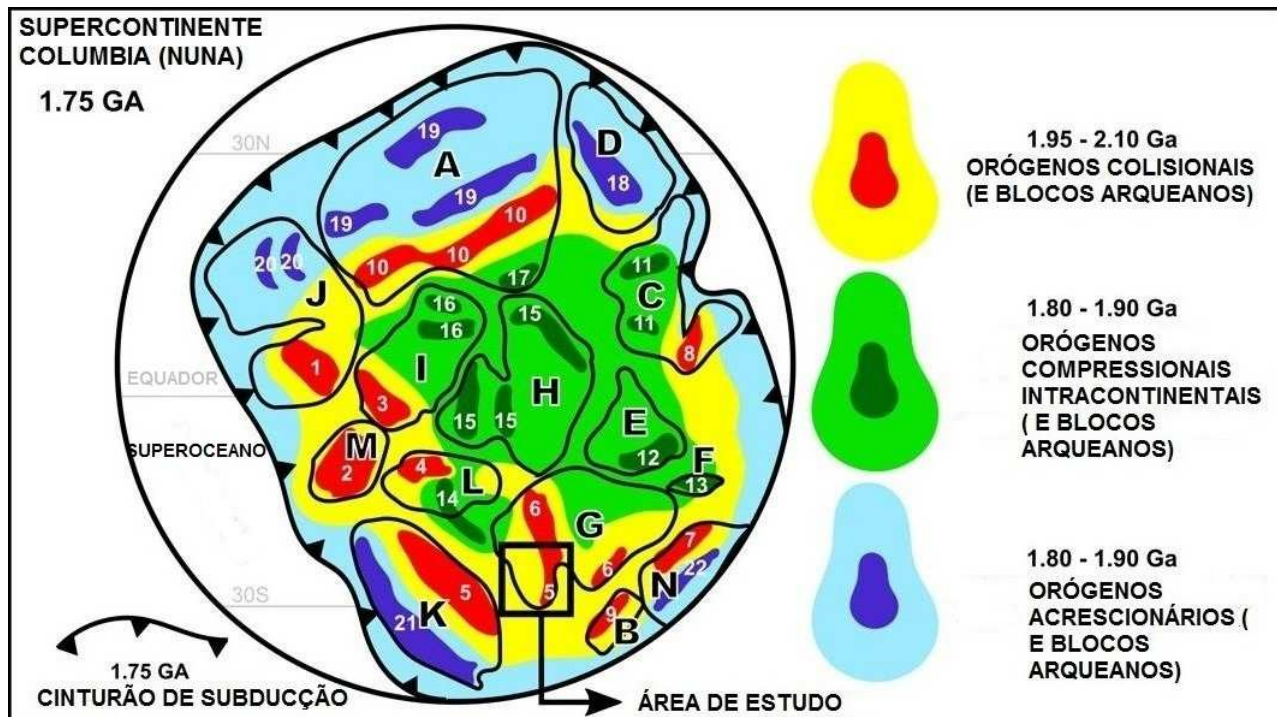
Na reconstrução do supercontinente Columbia (Nuna) de Chaves (2020) mostrada na figura 11, é possível visualizar os orógenos colisionais Transamazônico e Eburneano de 1,95-2,10 Ga, dentro dos quais as rochas metaultramáficas da SI e os serpentinitos da série de Nyong em Camarões (Tsongui et al., 2019), estão respectivamente posicionadas e são geoquimicamente similares (Figura 7A e 7B).

Todas elas são rochas derivadas de espínlio peridotito do manto litosférico oceânico metamorfisadas em zonas de sutura paleoproterozoica.

zoicas guardadas nos crátons do Congo e do São Francisco, que correspondiam a um único cráton no Paleoproterozoico.

Em suma, considerando as relações texturais mineralógicas, temperaturas calculadas e a geoquímica pode-se afirmar que as rochas metaultramáficas desse trabalho tinham como protólito um espínélio wehrlito, que provavelmente fazia parte

do manto litosférico oceânico, que pôde ter tido a influência de fluidos no assoalho oceânico, como também no metamorfismo dinâmico progressivo e regressivo gerado durante a subducção e posterior exumação relacionada à colisão continental paleoproterozoica local. Este trabalho reforça a ideia de que processos da moderna tectônica de placas já eram operantes no Paleoproterozoico.



**Figura 11-** Distribuição de orógenos colisionais (1.95-2.10 Ga), intracontinentais e compressionais (1.80-1.90 Ga) concêntricos e blocos Arqueanos indiscriminados na reconstrução do Columbia (Nuna) há 1.75 Ga (Chaves, 2021). O círculo branco marca a localização da SI. A – Laurentia; B – Kalahari; C – Austrália; D – Mawson/Leste da Antártica; E – Índia; F – Tarim; G – São Francisco/Congo; H – Sibéria; I – África Ocidental; J – Báltica; K – Amazônia; L – Norte da China; M – Rio de La Plata; N – Tanzânia; 1 – Volga-Don/Báltica; 2 – Tandilia-Piedra Alta/Rio de la Plata; 3 – Birimiano/África Ocidental; 4 – Cinturão Khondalítico/Norte da China; 5 – Transamazônica/ Cráton Amazônico e São Francisco; 6 – Eburneano e Luiziano/ Cráton do Congo; 7 – Usagarano/Tanzânia; 8 – Glenburg/Austrália Ocidental; 9 – Limpopo/Kalahari; 10 – Taltson-Thelon e Inglefield/Laurentia; 11 – Mount Isa e Halls Creek/Norte da Austrália; 12 – Himalaia Inferior/Índia; 13 – Tarim/Tarim; 14 – Transnorte da China/Norte da China; 15 – Angara, Akitkan, e Sutam/Sibéria; 16 – Zenaga e Reguibat/África Ocidental; 17 – Wopmay/Laurentia; 18 – Nimrod-Ross/Leste da Antártica; 19 – Trans Hudson, Torngat-Quebec, e Nagssugtoqidiano/Laurentia; 20 – Lapland e Svecofenniano/Báltica; 21 – Rio Negro-Juruena/Amazônia; 22 – Ubendiano/Tanzânia.

### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao apoio do Instituto de Geociências (IGC-UFMG) e do CPMTC. A primeira autora agradece a bolsa para pesquisa da CAPES. O segundo autor agradece ao CNPq pela bolsa de produtividade em pesquisa.

### REFERÊNCIAS

BARBOSA, A.S. & CHAVES, A.O. Anfíbolitos Itaguara com assinatura E-MORB: prováveis integrantes de ofiolitos paleoproterozoicos do sul do cráton do São Francisco. *Revista Geociências*, v. 40, n. 04, p. 853-861, 2021.

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.

BUCHER, K. & GRAPES, R. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media, p. 441, 2011.

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 <sup>23</sup> dating and isotopic study of the Kinawa migmatite. *Precambrian Research*, 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. Enxames de diques máficos de Minas Gerais- O estado da arte. **Geonomos**, v. 21, n. 1, 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 recorded in paleoproterozoic accretionary wedge adjacent to probable ophiolite from Itaguara (southern São Francisco craton-Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 94, 2019.
- COELHO, R. M. & CHAVES, A.O. Pressure-temperature-time path of Paleoproterozoic khodalites from Claudio shear zone (shouter São Francisco craton-Brazil): Links with khodalite belt of the Norte China cráton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 94, p. 102-250, 2019.
- CPRM – Brazilian Geological Survey and CODEMIG - **Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais**. Geological map of the Minas Gerais State. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1000000 DVD-rom, 2014.
- D'ORAZIO, M.; BOSCHI, C.; BRUNELLI, D. Talc rich hydrothermal rocks from the St. Paul and Conrad fracture zones in the Atlantic Ocean. **European Journal Mineralogy**, v. 16, p. 73-83, 2004.
- DE CAPITANI, C. & PETRAKAKIS, K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak-Domino software: **American Mineralogist**, v. 95, p. 1006-1016, 2010.
- DILEK, Y. & ROBISON, P. T. Ophiolites in Earth history: introduction. **Geological Society London Special Publications**, v. 218, p. 1-8, 2003.
- FURNES, H.; DILEK, Y.; WIT, M. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types, **Gondwana Research**, v. 27, n. 2, p. 649-685, 2013.
- GOULART, L.E.A. & CARNEIRO, M.A. Magmatismo máfico-ultramáfico Paleoproterozoico no cráton São Francisco meridional: a sequência acamadada Itaguara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45<sup>o</sup>, 2010. Belém. **Anais... Belém: Sociedade Brasileira de Geologia**, 2010.
- JENSEN, L.S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. **Ontario Division Mines Miscellaneous Paper**, v. 66, p. 22, 1976.
- JUNG, C.; JUNG, S.; HOFFER, E.; BERNDT, J. Petrogenesis of Tertiary mafic alkaline magmas in the Hocheifel Germany. **Journal of Petrology**, v. 47, n. 8, p. 1637-1671, 2006.
- KODOLÁNYI, J.; PETTKE, T.; SPLANDER C.; KAMBER, B.S.; GMÉLING, K. Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: constraints on the ultramafic input to subduction sons. **Journal of Petrology**, v. 53, n. 2, p. 235-270, 2011.
- 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 Research**, v. 231, p. 157-173, 2013.
- LI, Y.H. & SCHOONMAKER, J. Chemical composition and mineralogy of marine sediments. treatise on geochemistry, v. 7: sediments, diagenesis, and sedimentary rocks. In: Mackenzie FT (ed) **Treatise on Geochemistry**. Elsevier, Amsterdam, p. 1-35, 2003.
- 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. **Chemical Geology**, 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. 12221-12227, 1992.
- McDONOUGH, W.F. & SUN, S.S. The composition of the Earth. **Chemical Geology**, v. 120, p. 223-253, 1995.
- MIRANDA, D.A. & CHAVES, A.O. Itapeçerica 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, 2001.
- PAULICK, H.; BACH, W.; GODARD, M.; DE H.J.C.M.; SURIR, G.; HARVEY, J. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15 200N, ODP Leg 209): implication for fluid/rock interaction inslow spreading environments. **Chemical Geology**, v. 234, p. 179-210, 2006.
- PLANK, T. & LANGMUIR, C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. **Chemical Geology**, v. 145, p. 325-394, 1998.
- 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.313-34, 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**. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31<sup>st</sup>, 2000. Rio de Janeiro. **Anais...Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia**, p. 101-137, 2000.
- TSOUNGUI, P.N.E.; GANNO, S.; NJIOSSEU, E.L.T., MBONGUE, J.L.N.; WOGUIA, B.K.; TAMEHE, L.S.; WAMBO, J.D.T.; NZENTI, J.P. Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinized peridotites from the paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. **Acta Geochimica**, v. 39, p. 404-422, 2019.
- WHITNEY, D.L. & EVANS, B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 95, n. 1, p. 185-187, 2010.
- ZHOU, J. & LI, X. Geoplot: an excel VBA program for geochemical data plotting. **Computers and Geosciences**, v. 32, p. 554-560, 2006.

*Submetido em 4 de janeiro de 2022  
Aceito para publicação em 23 de julho de 2022*