



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

Carolinna da Silva Maia de Souza

**AS ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA SEQUÊNCIA
METAVULCANOSSEDIMENTAR RIO DO COCO (PARAÍSO DO
TOCANTINS/TO): *GREENSTONE BELT* OU LASCA DE
OFIOLITOS.**

Dissertação de Mestrado nº 414

Área de Concentração: Geologia Regional

Brasília/DF

2018

CAROLINNA DA SILVA MAIA DE SOUZA

**AS ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA SEQUÊNCIA
METAVULCANOSSEDIMENTAR RIO DO COCO (PARAÍSO DO
TOCANTINS/TO): *GREENSTONE BELT* OU LASCA DE OFIOLITOS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção do grau Mestre em Geologia, na área de concentração Geologia Regional.

Prof.^a Dr.^a Natalia Hauser

Orientadora

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Co-orientador

Brasília/DF

2018

FICHA CATALOGRÁFICA

SOUZA, Carolinna da Silva Maia de

As rochas ultramáficas da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco (Paraíso do Tocantins/TO): *Greenstone belt* ou lasca de ofiolito? Carolinna da Silva Maia de Souza; orientação: Natalia Hauser; co-orientação: Elton Luiz Dantas – Brasília, 2018.

108 p.

Dissertação de Mestrado nº 414 – Universidade de Brasília / Instituto de Geociências, 2018.

1. Rochas máficas e ultramáficas; 2. Ofiolitos; 3. Faixa Araguaia; 4. Neoproterozoico.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

SOUZA, C. S. M. As Rochas Ultramáficas da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco (Paraíso do Tocantins/TO): *Greenstone belt* ou lasca de ofiolito? 2018. 108 p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília – Distrito Federal.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Carolinna da Silva Maia de Souza

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: As Rochas Ultramáficas da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco (Paraíso do Tocantins/TO): *Greenstone belt* ou lasca de ofiolito?

GRAU: Mestre ANO: 2018

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva-se a outros direitos de publicação e nenhuma parte desta dissertação pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Carolinna da Silva Maia de Souza

maia.carolinna@gmail.com

CAROLINNA DA SILVA MAIA DE SOUZA

**AS ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA SEQUÊNCIA
METAVULCANOSSEDIMENTAR RIO DO COCO (PARAÍSO DO
TOCANTINS/TO): *GREENSTONE BELT* OU LASCA DE
OFIOLITOS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Geologia, na área de concentração Geologia Regional.

02 de abril de 2018

Prof^a. Dr^a. Natalia Hauser (Presidente – UnB)

Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (UFPA)

Prof. Dr. César Ferreira Filho (UnB)

DEDICATÓRIA

“Dedico a Deus pelo dom da vida, aos meus pais, Nielza e Waldir, por cada ensinamento, e a todos que torceram e acreditaram em mais esta conquista.”

AGRADECIMENTOS

Aos meus familiares pelo apoio incondicional durante todo o período dedicado ao mestrado, mesmo à distância, em especial aos meus pais, Nielza e Waldir, por acreditarem, apoiarem e nunca desistirem dos meus sonhos.

À minha orientadora, Natalia Hauser, pelo incentivo, confiança, paciência e amizade em todos os momentos. Ao meu co-orientador, Elton Dantas, pela assistência e suporte ao longo do trabalho.

Às amigas construídas durante este período, tanto do Programa de Pós-Graduação de Geologia como de Geociências, compartilhando conhecimentos científicos e pessoais, momentos de alegrias e descontração dentro e fora do local de trabalho.

Agradecimento especial à Ilanna, Khalil, Carol, Kellin, Eveline, Alanna, Ju, Alan, Jana, César e Harianna. O apoio e a amizade de vocês foi de extrema importância, principalmente na reta final deste trabalho. Obrigada por acreditarem em mim, pelos incentivos, puxões de orelha, parceria e estudos em conjunto.

Aos amigos de infância Vanessa, Flávia, Nando (*in memoriam*), Andrezza, Thamires e Camila, que sempre torceram pelo meu crescimento pessoal e profissional.

Aos meus amigos de graduação por todo incentivo e apoio, mesmo à distância.

Ao Instituto de Geociências e Laboratório de Geocronologia da UnB e ao Museu de Historia Natural de Berlim pelo suporte e realização de análises.

À Fundação de Apoio à Pesquisa do Distrito Federal (FAPDF) pela concessão da bolsa de estudo fornecendo suporte à pesquisa desenvolvida.

Muito Obrigada!

*“Opte por aquilo que faz o seu coração vibrar.
Apesar de todas as consequências.”*

Osho

RESUMO

Autora: Carolinna da Silva Maia de Souza

Título: AS ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR RIO DO COCO (PARAÍSO DO TOCANTINS/TO): *GREENSTONE BELT* OU LASCA DE OFIOLITOS

Curso: Geologia

Data da defesa: 02/04/2018

Orientadora: Natalia Hauser

A Faixa Araguaia de idade neoproterozoica, localizada no Brasil central, alberga peridotitos mantélicos serpentinizados e rochas vulcânicas basálticas que fazem parte de vários corpos ofiolíticos desmembrados, cujos principais são os complexos Quatipuru, Serra do Tapa e Morro do Agostinho. A Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco (SRC) encontra-se na porção sul da faixa, próximo da cidade de Paraíso do Tocantins/TO, e foi inicialmente caracterizada como um tipo clássico de *greenstone belt* arqueano. A sequência é formada por rochas metassedimentares e metaultramáficas, sendo esta última desmembrada em dez corpos lentiformes. Tendo em conta as características de campo, petrográficas e geoquímicas as rochas ultramáficas foram classificadas como uma suíte ofiolítica e foram divididas em rochas primitivas (serpentinitos) e rochas mais evoluídas (actinolitos/tremolititos, actinolita/tremolita xisto, talco xisto, entre outras). Os peridotitos estão completamente serpentinizados e mostram as típicas texturas de serpentinação (*mesh*, *interlocking*, *bastite*). As rochas mais evoluídas são constituídas por uma assembleia de anfibólio (tremolita, actinolita), talco, serpentina, clorita e magnetita. As idades modelo obtidas (T_{DM} de 1.0 a 1.6 Ga) permitiram inferir uma idade mais jovem para a SRC e possibilitaram subdividi-las em dois grupos, o grupo 1 representando as rochas menos contaminadas e com afinidade típica de basalto de ilha oceânica (*OIB*); e o grupo 2, rochas mais contaminadas com as rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia e com afinidade de basalto de ilha oceânica (*OIB*), basalto de dorsal meso-oceânica do tipo pluma e enriquecido (*P- e E-MORB*). As características geoquímicas possibilitaram classificá-las como ofiolito de margem continental, localizados em uma zona de transição oceano-continente (*OCTZ*). Uma idade isocrônica Sm- Nd combinada (SRC + Quatipuru + Morro do Agostino) de 919 ± 53 Ma (MSWD=1.03) permitiu inferir que a oceanização deve ter ocorrido logo após o rifteamento de 1.0 Ga. A SRC com 919 Ma, representaria o início da oceanização da Bacia Araguaia.

Palavras-chaves: Faixa Araguaia; Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco; Rochas Ultramáficas.

ABSTRACT

The Araguaia Belt of Neoproterozoic age in central Brazil hosts serpentinized mantle peridotites and basaltic volcanic rocks that are part of several dismembered ophiolite bodies, whose main are Quatipuru, Serra do Tapa e Morro do Agostinho complexes. The metavolcanosedimentary Rio do Coco sequence (SRC) is located in the southern portion of the belt, near Paraíso do Tocantins/TO. It has been initially characterized as a classic Archean greenstone belt. The sequence is composed of metasedimentary and metaultramafic rocks, of which the latter occur in the form of ten lentiform bodies. Taking into account the field, petrographic and geochemical findings, the ultramafic rocks are classified as ophiolitic suite that can be divided into primitive (serpentinite) and more evolved rocks (actinolites/tremolite, actinolite/tremolite schist, talc schist, inter alia). The peridotites are fully serpentinized and have the typical serpentinization textures (mesh, interlocking, bastite). The more evolved rocks are constituted of an assembly of amphibole (actinolite, tremolite), talc, serpentine, chlorite and magnetite. Neodymium model ages (T_{DM} of ca. 1.0 Ga to 1.6 Ga) allow to infer a relatively younger age than that for a younger age for the SRC and to subdivide these rocks into two groups: group 1 representing those rocks that are less contaminated and have ocean island basalt (OIB) affinity, and group 2 rocks that are comparatively more contaminated with the metasedimentary rocks of the Baixo Araguaia Supergroup and that have variably ocean island basalt (OIB), plume and enhanced middle ocean ridge basalt (P- and E-MORB) affinities. Geochemically the SRC can be classified as a continental margin ophiolite, occurring in an ocean-continent transition zone (OCTZ). A Sm-Nd isochron age for samples from the SRC, Quatipuru, and Morro do Agostinho locations of 919 ± 53 Ma (MSWD=1.03) supports the suggestion that oceanization could have occurred after rifting around 1 Ga. In this sense, the SRC and affiliates of 919 Ma age would represent the start of oceanization of the Araguaia basin.

KEY WORDS: Araguaia Belt; Metavolcanosedimentary Rio do Coco Sequence, Ultramafic Rocks.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

Figura 1. Mapa geológico da Faixa Araguaia modificado de Alvarenga *et al.* (2000), destacando os principais complexos ofiolíticos (Serra do Tapa – ST, Quatipuru – QT e Morro do Agostinho – MA) e a área de estudo 22

Figura 2. Seção colunar estratigráfica da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco e outras unidades relacionadas, definida e adaptada de Barreira (1980)..... 25

Figura 3. Mapa de localização e vias de acesso para a área de estudo partindo de Brasília/DF..... 28

CAPÍTULO II

Figura 1. A) Esboço do Brasil Central com destaque à Província Estrutural Tocantins modificado de Delgado & Pedreira (1995). (B) Mapa geológico da Faixa Araguaia com destaque aos corpos ofiolíticos (ST: Serra do Tapa, QT: Quatipuru, MA: Morro do Agostinho, SRC: Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco) modificado de Alvarenga *et al.* (2000). 40

Figura 2. (A) Mapa geológico contendo as principais unidades da SRC e em (B) as rochas ultramáficas da unidade Metamáfica-ultramáfica foram agrupadas em dez lentes desmembradas. 43

Figura 3. (A) Vista geral do afloramento de serpentinitos da lente 9. (B) Características dos serpentinitos em amostra de mão, granulação fina e coloração verde. (C) Fotomicrografia caracterizando a textura *mesh*. (D) e (E) Fotomicrografia caracterizando a textura *bastite*. (F) Veio de antigorita. Abreviação dos minerais de acordo com Whitney & Evans (2010): Mag - Magnetita, Srp - Serpentina..... 45

Figura 4. (A) Grande lajeiro de actinolito/tremolitito do ponto CP-12 constituindo uma lente do corpo 6. (B) Detalhe do actinolito/tremolitito do ponto CP-31 em amostra de mão com coloração esverdeada e foliação bem definida. (C) Textura granoblástica em actinolito/ tremolitito (TF-15-V-64). (D) Textura nematoblástica em actinolita/tremolita xisto (CP-26). (E) Textura poiquilítica representando também o pseudomorfo de piroxênio substituído por anfibólios cálcicos (CP-12). (F) Textura lepidoblástica em actinolita/tremolita xisto (CP-28). Abreviações dos minerais de acordo com Whitney & Evans (2010): Act - Actinolita, Tr - tremolita 47

Figura 5. Diagramas binários utilizando o índice de diferenciação MgO *versus* os elementos maiores SiO₂ (A), CaO (B), Al₂O₃ (C), Na₂O (D), Fe₂O₃ (E) e TiO₂ (F) das rochas mais evoluídas e primitivas da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco..... 53

Figura 6. Diagramas ternários para inferir o ambiente tectônico das rochas ultramáficas deste estudo. A: Coleman (1977), B: Irvine e Baragar (1971). 54

Figura 7. Padrão dos Elementos Terras Raras e dos elementos traços normalizados ao condrito e ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989). A composição típica de basaltos de ambientes tectônicos *OIB* (basalto de ilha oceânica), *E-MORB* (basalto enriquecido de cadeia meso-oceânica) e *N-MORB* (basalto normal de cadeia meso-oceânica) foram plotados para comparação. 55

Figura 8. Diagrama estabelecido pelas razões dos elementos maiores MgO/SiO_2 e Al_2O_3/SiO_2 em que pode inferir a fertilidade do protólito dos peridotitos da SRC deste estudo e de Barreira (1980) como também dos complexos Serra do Tapa e Quatipuru (Kotschoubey *et al.*, 2005; Paixão, 2009). Composição da matriz terrestre residual de Jagoutz *et al.* (1979) e Hart & Zindler (1986). Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995). 61

Figura 9. Diagrama Ta/Yb *versus* Th/Yb utilizado para inferir o tipo de ambiente tectônico das rochas mais evoluídas da SRC. CA: basalto cálcio- alcalino, IAT: basalto toleítico de arco de ilha, E-MORB: basalto de dorsal oceânica enriquecido, N-MORB: basalto de dorsal oceânica normal, OIB: basalto de ilha oceânica. No diagrama, as amostras da SRC foram comparadas com diferentes ofiolitos (Dilek & Furnes, 2014) e boninitos de alto Ca de diferentes ambientes (Falloon *et al.*, 2008; Niu *et al.*, 2006). O ofiolito Sarve- Abad é um exemplo de ofiolito de margem continental (Saccani *et al.*, 2014). Modificado de Pearce (1983). 64

Figura 10. Evolução isotópica de Nd das rochas ultramáficas mais evoluídas da SRC. No gráfico observa-se muito bem a separação das mesmas em dois grupos em função das idades modelo. Para comparação foram também incluídas as rochas do embasamento. Há dois campos representativos com as rochas metassedimentares da Supergrupo Baixo Araguaia, um grupo contendo as amostras da SRC (filito carbonoso) e dos grupos Tocantins e Estrondo pelos dados compilados de Paixão *et al.* (2008) e o segundo e maior campo com os dados obtidos de Moura *et al.* (2008). Como também foram inclusos para comparação o embasamento da região, os granitos do Complexo Rio dos Mangues e da Suite Serrote (Arcanjo *et al.*, 2013) e os granitóides do Cráton Amazônico (Sato & Tassinari, 1997; Arcanjo *et al.*, 2013). 66

Figura 11. Diagramas de elementos terras raras normalizado ao condrito de Sun & McDonough (1989) para as rochas dos grupos 1 e 2. 66

Figura 12. D Diagramas $^{147}Sm/^{144}Nd$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ (A) com amostras que compreendem a SRC, os complexos Morro do Agostinho e Quatipuru e as rochas metassedimentares da SRC e dos grupos Tocantins e Estrondo (Paixão *et al.* 2008). Em (B) tem-se a isócrona definida com as amostras livres de contaminação gerando idade de 919 Ma. Em *inset* são plotadas as rochas que faz parte da isócrona no diagrama de ETR, para verificar a assinatura geoquímica. Os basaltos típicos de ambientes tectônicos, *E-MORB* (basalto enriquecido de cadeia meso-oceânica), *N-MORB* (basalto normal de cadeia meso-oceânica) e *OIB* (basalto de ilha oceânica) também foram plotados. 70

Figura 13. Modelo evolutivo da Faixa Araguaia no contexto de zona de transição oceano-continente. (a) início do rifteamento, (b) evento alcalino em 1.0 Ga, (c) primeiro indício de litosfera oceânica em 0.92 Ga. Adaptado de Saccani *et al.* (2015). 73

Figura 14. Diagrama Zr/Nb vs. Zr/Y para rochas máficas e ultramáficas da Faixa Araguaia. Os campos indicam a variação composicional para os diferentes basaltos. A linha tracejada representa a curva de mistura calculada usando *OIB* e *N-MORB*. *N-MORB*: dorsal meso-oceânica normal, *E-MORB*: dorsal meso-oceânica enriquecida, *P-MORB*: dorsal meso-oceânica tipo pluma, *OIB*: basalto de ilha oceânica. Adaptado de Saccani *et al.* (2014)..... 74

Figura 15. A Gráficos binários de Ni vs. Cr, elementos traços de maior expressividade entre todas as rochas dos complexos Quatipuru, Serra do Tapa, Morro do Agostinho e Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco. Ocorrência de dois *trends*: A e B..... 77

Figura 16. Comparação entre a pseudoestratigrafia estabelecida na Primeira Conferência de *Penrose* (modificado de Dilek & Furnes, 2014) com as dos complexos ofiolíticos da Faixa Araguaia: Complexo Serra do Tapa (Gorayeb, 1989; Paixão & Nilson, 2002; Kotschoubey *et al.*, 2005; Paixão *et al.*, 2008 e Paixão, 2009), Quatipuru (Paixão & Nilson, 2001; Paixão *et al.*, 2008 e Paixão, 2009), Morro do Agostinho (Paixão & Nilson, 2002 e Paixão, 2009) e Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco 78

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Teores dos elementos maiores, menores e traços das rochas ultramáficas da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco 49

Tabela 2. Dados isotópicos de Sm-Nd para as rochas das unidades metamáfica-ultramáfica, metassedimentar e filito carbonoso da Sequência Metassedimentar Rio do Coco..... 57

ANEXOS

- Anexo 1. Mapa geológico da Folha Porto Nacional (CPRM, 2014) com enfoques nas datações já publicadas e as áreas limites do trabalho desenvolvendo no Projeto Paraíso do Tocantins..... 101
- Anexo 2. Análises da difração de raios-X realizada nas amostras referentes aos serpentinitos. Abreviações dos minerais de acordo com Whitney & Evans (2010): Mgs – magnesita, Tlc – talco..... 102
- Anexo 3. Tabela com os resultados analíticos semiquantitativos de EDS realizado no MEV em minerais opacos e serpentinas dos serpentinitos nas amostras CP-04 e CP-24. Abreviação dos minerais de acordo com Whitney & Evans (2010): Atg - Antigorita, Mag - Magnetita, Spn – Espinélio..... 103
- Anexo 4. Análises semiquantitativas de EDS realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) no serpentinitos da amostra CP-04 em silicatos e minerais opacos..... 104
- Anexo 5. Análises semiquantitativas de EDS realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) no serpentinitos da amostra CP-04 em silicatos e minerais opacos 105
- Anexo 6. Análises semiquantitativas de EDS realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) no serpentinitos da amostra CP-24 nos minerais opacos..... 106
- Anexo 7. Análises semiquantitativas de EDS realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) no serpentinitos da amostra CP-24 nos minerais opacos..... 107
- Anexo 8. Análises semiquantitativas de EDS realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) no serpentinitos da amostra CP-24 nos minerais opacos..... 108

SUMÁRIO

RESUMO	12
ABSTRACT	13
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	14
LISTA DE TABELAS	17

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO	21
1. Apresentação	21
2. Objetivos	23
<i>Objetivos gerais</i>	23
<i>Objetivos Específicos</i>	23
3. Organização da Dissertação	23
4. Marco Geológico	24
<i>Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco</i>	24
5. Localização e vias de acesso	27
6. Materiais e Métodos	29
a) <i>Pesquisa Bibliográfica</i>	29
c) <i>Análises petrográficas</i>	29
d) <i>Análises por Microsonda Eletrônica De Varredura (MEV)</i>	29
e) <i>Análises Geoquímicas</i>	30
f) <i>Análises por Difração de raios-x</i>	30
g) <i>Análises Isotópicas: Sm-Nd</i>	30
h) <i>Separação de zircão para análises U-Pb</i>	31
i) <i>Tratamento e análises de dados</i>	32

CAPÍTULO II

CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR RIO DO COCO (PARAÍSO DO TOCANTINS/TO, BRASIL).....	33
1. Introdução	34
2. Geologia Regional.....	35
2.1. <i>Corpos máficos e ultramáficos da Faixa Araguaia</i>	36
2.2. <i>Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco</i>	38
3. Materiais e Métodos	40
3.1. <i>Mapeamento Geológico e Petrografia</i>	40

3.2. Geoquímica.....	41
3.3. Isótopos de Sm-Nd	41
4. Resultados	42
4.1. Distribuição e características petrográficas das rochas ultramáficas da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco.....	42
4.1.1. Rochas Ultramáficas.....	44
4.2. Composição química.....	48
4.3. Geologia Isotópica Sm-Nd	56
5. Discussão	58
5.1. Rochas ultramáficas mais primitivas da SRC: serpentinitos	58
5.2. Rochas ultramáficas mais evoluídos da SRC	61
5.3. Provável idade para a SRC.....	67
5.4. Contexto geológico da SRC na Faixa Araguaia	71
6. Conclusões.....	78
7. Agradecimentos	80
8. Referências	80

CAPÍTULO III

CONCLUSÕES.....	89
------------------------	-----------

CAPÍTULO

IV

REFERÊNCIAS.....	91
-------------------------	-----------

ANEXOS.....	100
--------------------	------------

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1. Apresentação

Numerosos corpos máficos e/ou ultramáficos ocorrem entre as rochas metassedimentares do Grupo Tocantins e foram identificados como restos de litosfera antiga oceânica neoproterozoica (Gorayeb, 1980) da Faixa Araguaia (Fig. 1). As primeiras descrições desses corpos foram feitas por Trouw *et al.* (1976) e Hasui *et al.* (1977) e são constituídos principalmente por peridotitos serpentinizados e *pillow* lavas basálticas. Encontram-se alinhados na direção N-S com mais de 500 km de extensão. Os principais complexos, Morro do Agostinho (MA) e Quatipuru (QT), concentram-se na parte sul da faixa e, aparentemente, pertencem a um único complexo que foi desmembrado tectonicamente em duas porções. A idade mínima de cristalização obtida pela isócrona de Sm-Nd para esses complexos, apontou valor de 757 ± 49 Ma (Paixão *et al.*, 2008).

À noroeste da cidade Paraíso do Tocantins/TO ocorre o Grupo Rio do Coco que foi definido como uma sequência vulcano-sedimentar e seu entendimento ainda não é bem definido. Estudos pioneiros sugeriram que fosse caracterizada como um tipo de *Greenstone belt* (Barreira, 1980; Barreira & Dardenne, 1981; Costa *et al.*, 1983) de idade Arqueana (2.61 Ga; Arcanjo, 2002). Posteriormente, foi alvo de estudo do “Projeto Paraíso do Tocantins” realizado em 2015 sob a coordenação do Prof. Dr. Elton Dantas juntamente com alunos e professores do Trabalho de Mapeamento Final de Geologia da Universidade de Brasília. Um dos objetivos do mapeamento foi a redifinição dos limites das rochas máficas e ultramáficas da unidade Metamáfica- ultramáfica pertencente à sequência previamente estabelecida na Folha Porto Nacional pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em 2014 (Anexo 1). Diante dos dados geológicos e isotópicos, obtidos no referido projeto e nesta dissertação, há indícios de que a sequência é mais jovem, que poderia

representar uma lasca de ofiolito e ser correlacionada aos complexos ofiolíticos da Faixa Araguaia.

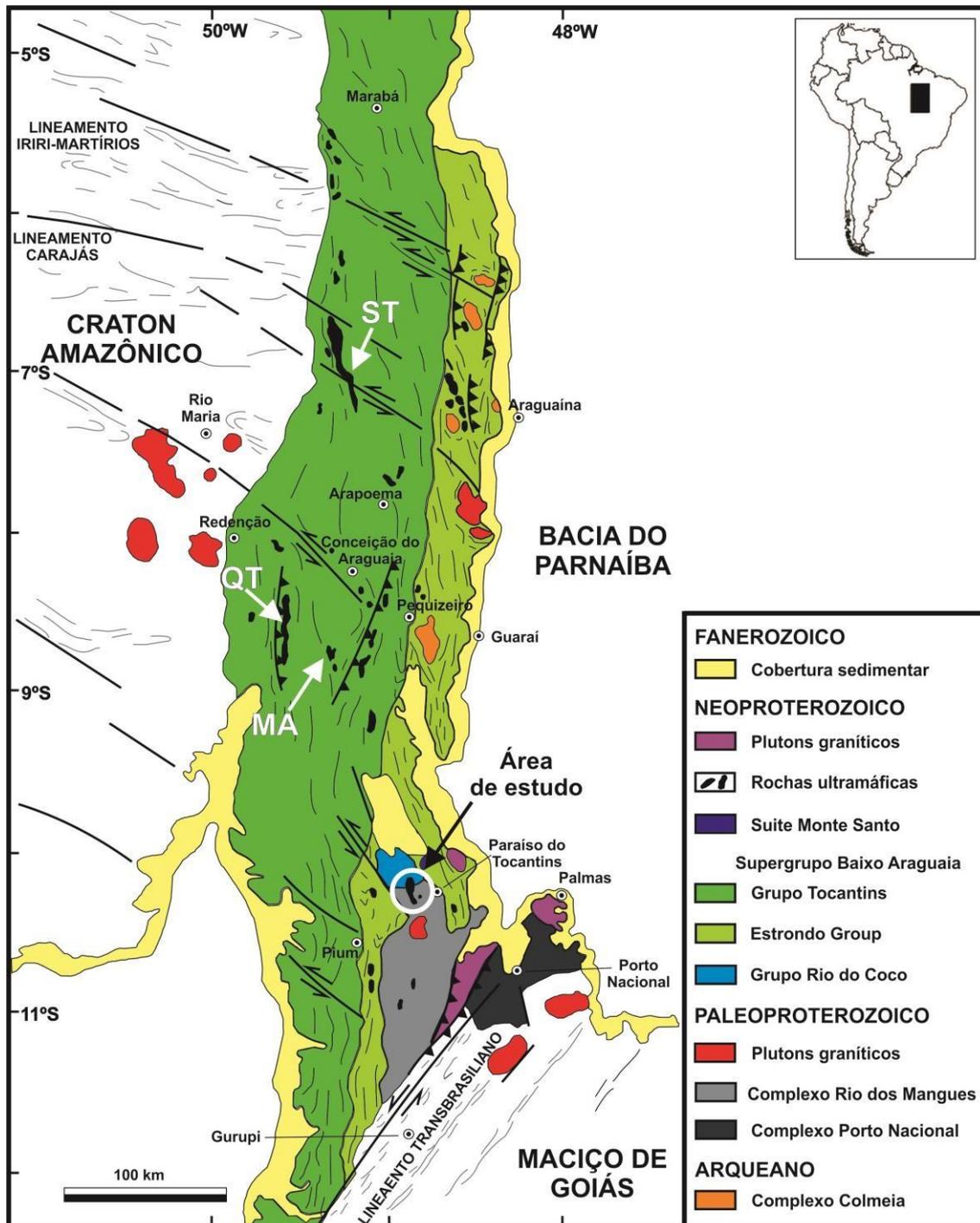


Figura 1. Mapa geológico da Faixa Araguaia modificado de Alvarenga *et al.* (2000), destacando os principais complexos ofiolíticos (Serra do Tapa – ST, Quatipuru – QT e Morro do Agostinho – MA) e a área de estudo.

2. Objetivos

Objetivos gerais

O propósito do corrente estudo é definir os processos petrogenéticos envolvidos na gênese das rochas ultramáficas pela caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica, bem como vislumbrar o ambiente geológico de formação e dos processos metamórficos que nelas atuaram, contextualizando à evolução geológica da Faixa Araguaia.

Objetivos Específicos

a) *Petrografia*: caracterizar petrograficamente as litologias ultramáficas e, por fim, classificá-las;

b) *Geoquímica*: caracterizar quimicamente as rochas ultramáficas por meio dos elementos maiores, traços e Terras Raras a fim de entender as variações dos padrões geoquímicos e poder classificar e compreender os processos envolvidos na gênese dessas rochas;

c) *Estudo isotópico*: determinar a idade da sequência e caracterizar as fontes e as rochas com significado petrológico pelo do método Sm-Nd em rocha total;

d) *Integração*: reunir e interpretar todos os dados que foram úteis para a elaboração dessa Dissertação de Mestrado, artigo e resumos publicados em eventos científicos.

3. Organização da Dissertação

Esta dissertação de mestrado encontra-se dividida em quatro capítulos, descritos resumidamente a seguir:

- **CAPÍTULO I**: Contém conteúdos introdutórios que irão servir de base para compreender o texto decorrente incluindo a área e localização da pesquisa, visão geral sobre a problemática abordada, os objetivos principais da dissertação e o roteiro metodológico desenvolvido.
- **CAPÍTULO II**: Concentra-se no artigo intitulado "*Rochas ultramáficas da sequência vulcano-sedimentar do Grupo Rio do Coco, Faixa Araguaia, região centro-norte do Brasil: Evidências de fragmento de crosta*

oceânica Neoproterozoica.” que sumariza o apanhado dos resultados deste trabalho, as discussões e conclusões.

- **CAPÍTULO III:** Sugere as recomendações a respeito da problemática discutida.
- **CAPÍTULO IV:** Expõe as referências bibliográficas incluindo todas as referências citadas no corpo do texto e no artigo.
- **ANEXOS:** Ao final do volume, encontram-se os anexos nos quais incluem figuras e imagens com resultados de análises não apresentados no corpo do artigo.

4. Marco Geológico

Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco

No decorrer de estudos realizados por Barreira (1980) e Barreira & Dardenne (1981), foi identificada uma sequência vulcano-sedimentar instalada sobre o Complexo Basal, que ainda não havia sido descrita em trabalhos anteriores. Esta sequência foi mapeada e denominada por Costa *et al.* (1983) de Grupo Rio do Coco e aflora em uma área restrita próximo à cidade Paraíso do Tocantins/TO (49°06' e 48°57'W, 10°06' e 10°13'S). Em função da predominância das rochas metassedimentares (químicas e clásticas) e da natureza das rochas ígneas intercaladas, a sequência foi dividida por Barreira (1980) em duas unidades, Inferior e Superior conforme a seção colunar da figura 2.

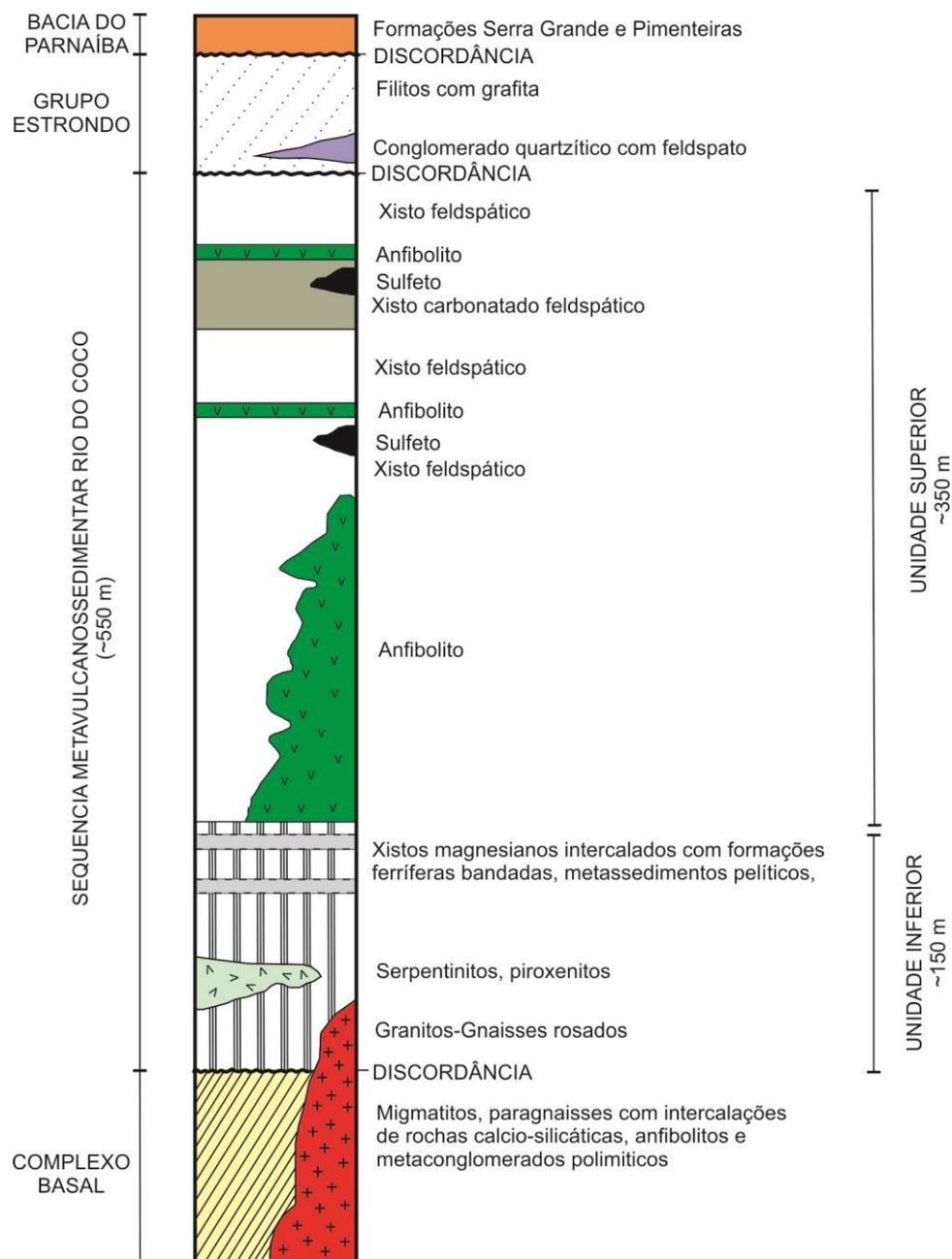


Figura 2. Seção colunar estratigráfica da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco e outras unidades relacionadas, definida e adaptada de Barreira (1980).

A unidade Inferior possui aproximadamente 150 m de espessura e é composta por rochas metassedimentares químicas e pelíticas intercaladas com metaígneas de natureza ultramáfica. Os metapelitos são representados por granada-biotita-grafita xisto, muscovita-biotita xisto e muscovita-biotita-carbonato xisto. As rochas metassedimentares químicas são compostas por magnetita quartzito, hematita-grafita quartzito, arsenopirita-pirita-grafita quartzito, arsenopirita-pirita quartzito e pirita-pirrotita-carbonato quartzito. Os

litotipos derivados de rochas ultramáficas são talco xisto, talco-clorita-tremolita-actinolita xisto, clorita-biotita-carbonato-tremolita-actinolita xisto e pequenos corpos concordantes de olivina metapiroxenitos e serpentinitos. Os olivina piroxenitos possuem a mineralogia original transformada em clorita, actinolita, carbonato e magnetita e os serpentinitos são compostos por antigorita, talco, carbonato, magnetita e vênulas de crisotila (Barreira, 1980).

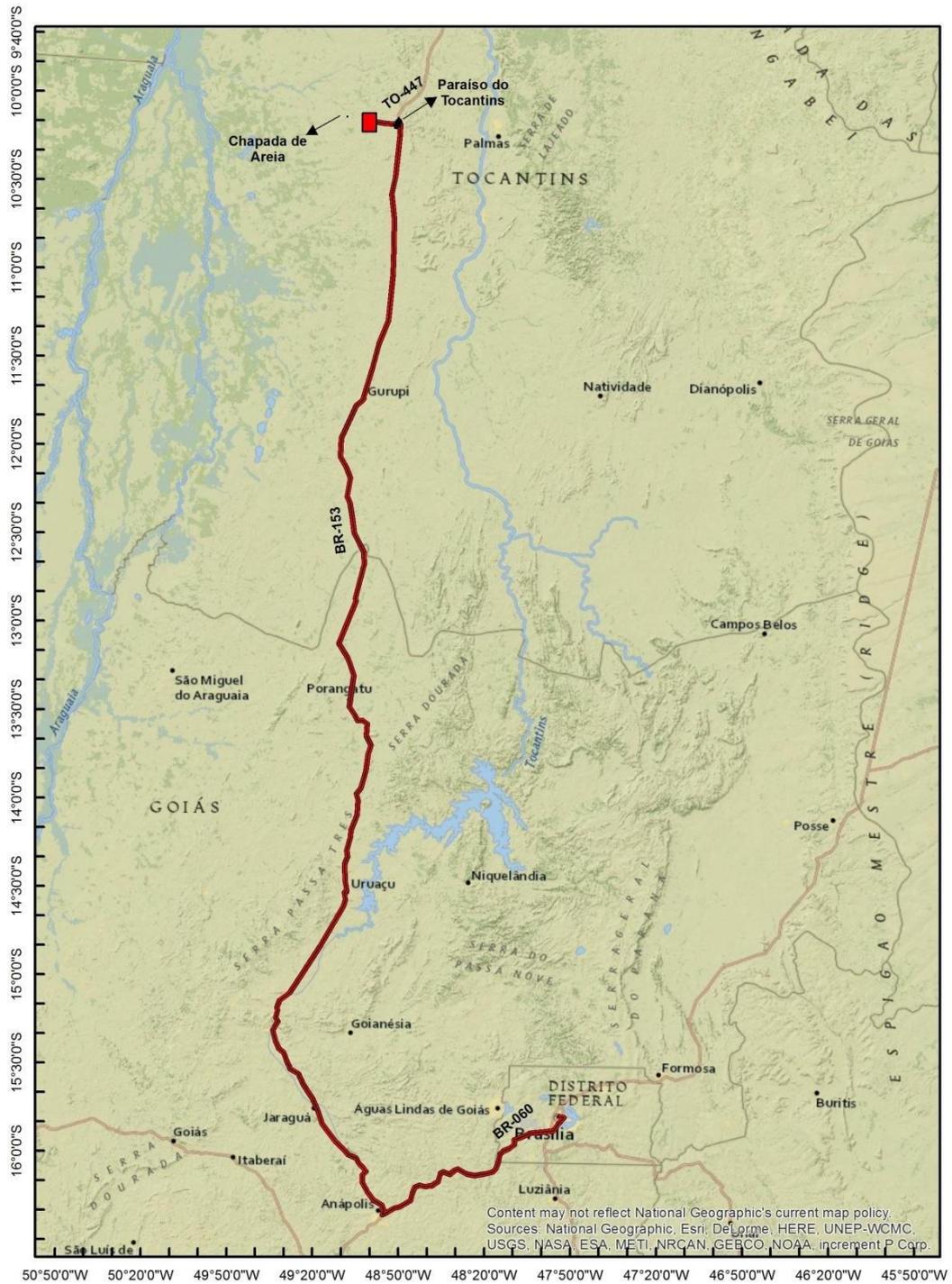
A unidade Superior possui em torno de 350 m de espessura e assenta-se sem discordância aparente sobre a unidade inferior. É constituída, predominantemente, por xistos feldspáticos seguido de anfibolitos e *metawacke*. Os xistos feldspáticos são rochas acinzentadas marcadas pela alternância de níveis com quartzo, feldspato e carbonato e níveis micáceos com biotita, muscovita e clorita. Os anfibolitos são rochas esverdeadas, xistosas e de granulação fina a média. São constituídas por hornblenda, plagioclásio, quartzo, epidoto, clorita, estilpnomelano, titanita e opacos. O *metawacke* intercala-se com os xistos feldspáticos e distingue-se deste, macroscopicamente, pela granulação fina, coloração cinza escura e foliação menos notória (Barreira, 1980).

A primeira evidência sobre a idade desta sequência foi obtida por meio de correlações com outras unidades de cunho regional e local. O Complexo Colmeia, datado pelo método Rb/Sr (Hasui *et al.*, 1980), resultou em duas isócronas com idades de 2.7 Ga e 1.8 Ga. Segundo Barreira (1980) a primeira marca um evento termotectônico que está relacionado com a migmatização do complexo e com a origem dos dobramentos com eixo ESE e EW, manifestada nos gnaisses rosados e nas rochas da sequência. Barreira (1980) também enquadrou a sequência no modelo clássico de *greenstone belt* arqueano pelas características observadas, tais como: sucessão sedimentar constituída por rochas ferríferas, xistos grafitosos e grauvacas com contribuição vulcanoclástica e química; sedimentação caracterizada por bruscas mudanças de fácies; sequência vulcânica caracterizada por derrames ultramáficos e máficos de natureza komatiítica; ciclicidade manifestada pela alternância de unidades sedimentares e vulcânicas; preservação em calhas sinclinais; intrusão de granito potássico do final do Arqueano e metamorfismo de baixo grau. Posteriormente, Arcanjo (2002) interpretou dados Pb/Pb em grãos de

zircão de rochas metabásicas como a idade mínima de cristalização que confirmou a idade arqueana dessa unidade (2.61 Ga).

5. Localização e vias de acesso

A área de estudo está localizada na porção centro-norte do Estado de Tocantins, entre as cidades de Paraíso do Tocantins e Chapada de Areia em um polígono estabelecido pelas coordenadas 49°05' e 49°0' W, 10°07' e 10°13' S (Fig. 3). O acesso até a área de estudo, partindo da cidade de Brasília, se dá pelas rodovias BR-060, BR-153 e pela via estadual TO-447, contendo algumas vias secundárias que dão ingressos às fazendas da região e permitindo o fácil acesso as unidades estudadas.



Legenda

- Rodovias
- Área de estudo

Sistema de Coordenada Projetada:
WGS 1984 UTM Zona 22S

Figura 3. Mapa de localização e vias de acesso para a área de estudo partindo de Brasília/DF.

6. Materiais e Métodos

O trabalho de pesquisa foi desenvolvido nas etapas descritas a seguir:

a) *Pesquisa Bibliográfica*

Nesta etapa foi realizado um levantamento bibliográfico que abordavam assuntos relacionados à geologia regional e local, como também a respeito dos conceitos, divergências e similaridades entre suítes ofiolíticas e *greenstone belt* e trabalhos aplicados diretamente nas rochas ultramáficas. Para isso, foram compilados mapas, relatórios técnicos, resumos de eventos em anais, artigos científicos, dissertações e teses que abordam a área estudada e/ou o tema da pesquisa.

b) *Mapeamento Geológico*

O mapeamento geológico foi inicialmente executado em um extenso trabalho de campo no período de 07 a 28 de julho de 2015 pelo “Projeto Paraíso do Tocantins” desenvolvido pelo curso de geologia de graduação da UnB. Dando continuidade, realizou-se uma nova campanha de campo entre os dias 27 de junho a 01 de julho de 2016 com o intuito de complementar as informações adquiridas previamente e fazer novas coletas de amostras dos corpos que compõem a Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco. Nesse último trabalho de campo foram feitas descrições detalhadas de 37 pontos de afloramento com coleta sistemática de amostras e medidas estruturais que serviram para as análises petrográfica, química e geocronológica.

c) *Análises petrográficas*

As lâminas petrográfica correspondentes à primeira campanha de campo foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UnB e as da segunda etapa no Laboratório de Lâminas Delgadas do Museu de Historia Natural de Berlim. As descrições microscópicas foram realizadas com o auxílio do microscópio ótico modelo *Olympus* no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da UnB.

d) *Análises por Microsonda Eletrônica De Varredura (MEV)*

Análises semiquantitativas em modo EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometry*) e imagens de elétrons secundários (SE) foram realizadas em

duas amostras de serpentinitos por meio do Microscópio Eletrônico de Varredura FEI Quanta™ 450 no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Este equipamento tem acoplado um detector de EDS modelo EDAX® SDD e um pacote de *softwares* EDAX® TEAM™ EDS versão 3.1 necessário para a obtenção e tratamento dos dados de EDS. As condições operacionais usadas foram 25 kV de voltagem, 100 µA de corrente, W.D. 13.3 mm e *spot size* de 6 µm.

e) *Análises Geoquímicas*

As amostras selecionadas para as análises geoquímicas foram reduzidas a pó no moinho de ágata no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UnB. A composição química total dos elementos maiores, menores, traços incluindo os terras raras de 18 amostras foram analisadas pelos métodos Espectrometria de Massa com Fonte de Plasma (ICP-MS), no Laboratório *ALS Brasil Ltda.*, em Belo Horizonte/MG, e Fluorescência de Raios-X, no Museu de Historia Natural de Berlim (Alemanha). De início todas as amostras foram analisadas por Fluorescência de Raios-X, e como algumas amostras não obtiveram bons resultados foi preciso refazê-las através do método ICP-MS. A perda por ignição (LOI) foi dada por diferença de peso após fusão a 1000°C.

f) *Análises por Difração de raios-x*

As análises por difração de raio-x foram executadas no Laboratório de Difração de raio-X do IGD-UnB a fim de obter precisão na composição dos minerais. O difratômetro usado é um Rigaku-D/MAX-2 A/C com fonte de cobre e filtro de Ni, operando com 40 Kv e 20 mA. Através do Software JADE 3-9 da MDI, com banco de dados PC-PDF (*Power Diffraction File-PDF* para PC) produzido pelo *Internacional Center for Diffraction*, foi possível fazer as interpretações dos difratogramas.

g) *Análises Isotópicas: Sm-Nd*

As razões isotópicas dos elementos Sm e Nd são medidos através do espectrômetro de massa por ionização térmica (ID-TIMS). Para tal, primeiramente foi feito o processo de redução granulométrica das amostras britando-as e pulverizando-as com o auxílio do moinho de ágata. Este

procedimento foi executado no Laboratório de Preparação de Amostras do IGD-UnB.

As análises isotópicas Sm-Nd seguiram o método descrito por Gioia e Pimentel (2000) e foram feitas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Inicialmente foi feita a pesagem em balança de precisão de aproximadamente 0.100 g do pó da amostra e depois foi pesada novamente junto com o traçador isotópico (*spike*). Em seguida é feita a digestão ácida na estufa (HF:HNO₃ aproximadamente 8:1) em cápsulas *Savillex* ou bombas de Teflon do tipo *Parr* ao longo de aproximadamente dois dias, com o intuito de homogeneizar as amostras com o *spike*. Após essa primeira digestão, a solução é evaporada e novamente atacada com os mesmos ácidos por cerca de quatro dias. A solução é evaporada novamente e o resíduo solubilizado em HCl 6N à quente. Após nova evaporação o resíduo é solubilizado em HCl 2.5N.

A extração dos elementos lantanídeos é feita pelos métodos convencionais em colunas de troca iônica confeccionadas em quartzo, usando resina BIO-RAD AG-50W-X8. A extração de Sm e Nd foi feita em colunas em Teflon empacotadas com a resina LN-Spec. As frações de Sm e Nd são depositadas em arranjos duplos de filamentos de rênio e analisadas na forma metálica, em modo estático, usando o espectrômetro de massa *Multicollector Finnigan Triton*.

As incertezas das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram melhores do que $\pm 0.1\%$ (2σ) e $\pm 0.000006\%$ (2σ), respectivamente, de acordo com análises repetidas dos padrões internacionais de rocha BHVO-1 e BCR-1. As proporções $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.7219, e a constante de decaimento utilizada foi (λ) 6.54×10^{-12} . Os resultados foram processados utilizando-se o programa ISOPLOT/EX 4.15 (Ludwing, 2008) e os valores de T_{DM} foram calculados utilizando o modelo de DePaolo (1981). O material totalmente dissolvido é passado por colunas cromatográficas com resinas de intercambio iônico para a separação dos elementos Sm e Nd.

h) Separação de zircão para análises U-Pb

Para os resultados geocronológicos em zircão foram selecionadas 11 amostras, entre as rochas ultramáficas e encaixantes, para as análises

isotópicas U-Pb. O processo de redução das amostras foi executado no Laboratório de Geocronologia do IGD-UnB. Inicialmente britou-se e fragmentou-as no equipamento *SELFRAG*. Este equipamento age quebrando os grãos através de pulsos elétricos em alta tensão. Após essa desintegração, as amostras foram secadas com o auxílio de uma lâmpada aquecedora e peneiradas em, essencialmente, duas frações granulométricas (500 e 300 *mesh*), separando-se os grãos que possuíam >300 μm das <300 μm para o bateio.

Com o intuito de separar o excesso dos minerais magnéticos, primeiramente foi passado em ímã de mão para depois utilizar o separador magnético *Frantz*. Este equipamento tem por objetivo fazer a separação dos minerais magnéticos daqueles não-magnéticos, no qual os minerais pesados são separados dos minerais leves. Com os não-magnéticos concentrados, pode-se fazer a separação do mineral zircão manualmente com o auxílio de uma lupa binocular.

Apesar de todo o processo executado de acordo com a sistemática do Laboratório de Geocronologia da UnB, não houve êxito na separação do mineral pesado escolhido. O passo a passo foi realizado, mas os cristais de zircão encontrados tem granulometria abaixo de 123 μm e em pouca quantidade. Diante disso foi excluída a possibilidade de fazer a análise isotópica U-Pb para essas amostras.

i) Tratamento e análises de dados

Os dados obtidos nas etapas descritas acima, foram tratados e interpretados. Os resultados de geoquímica foram processados no *software* IgPet 06. A confecção dos mapas e figuras foram realizados nos *softwares* ArcGis 10.3 e CorelDRAW X7. As análises isotópicas foram calculadas e interpretadas através do suplemento *ISOPLOT 3.0*.

CAPÍTULO II

Rochas ultramáficas da sequência vulcano-sedimentar do Grupo Rio do Coco, Faixa Araguaia, região centro-norte do Brasil: Evidências de fragmentos de crosta oceânica Meso-Neoproterozoica

Carolinna da Silva Maia de Souza¹, Natalia Hauser¹, Elton Luiz Dantas¹, Wolf Uwe Reimold^{1,2,3}, Ralf Thomas Schmid²

¹ Instituto de Geociências – Universidade de Brasília
² Museu de História Natural de Berlim (MFN), Alemanha
³ Humbolt University, Berlin, Alemanha

ABSTRACT

The Araguaia Belt of Neoproterozoic age in central Brazil hosts serpentized mantle peridotites and basaltic volcanic rocks that are part of several dismembered ophiolite bodies, whose main are Quatipuru, Serra do Tapa e Morro do Agostinho complexes. The volcano-sedimentary Rio do Coco sequence (SRC) is located in the southern portion of the belt, near Paraíso do Tocantins/TO. It has been initially characterized as a classic Archean greenstone belt. The sequence is composed of metaultramafic rocks, of which occur in the form of ten lentiform bodies, tectonically intercalated with pelitic and psammitic metasediments and is structurally disposed in push flakes. These characteristics indicate that the sequence may be classified as an ophiolite suite. The ultramafic rocks are classified as ophiolitic suite that can be divided into primitive (serpentinite) and more evolved rocks (actinolites/tremolite, actinolite/tremolite schist, talc schist, inter alia). The peridotites are fully serpentized and have the typical serpentization textures (mesh, interlocking, bastite). The more evolved rocks are constituted of an assembly of amphibole (actinolite, tremolite), talc, serpentine, chlorite and magnetite. Neodymium model ages (T_{DM} of ca. 1.0 Ga to 1.6 Ga) allow to infer a relatively younger age than that for a younger age for the SRC and to subdivide these rocks into two groups: group 1 representing those rocks that are less contaminated and have ocean island basalt (OIB) affinity, and group 2 rocks that are comparatively more contaminated with the metasedimentary rocks of the Baixo Araguaia Supergroup and that have variably ocean island basalt (OIB), plume and enhanced middle ocean ridge basalt (P- and E-MORB) affinities. Geochemically the SRC can be classified as a continental margin ophiolite, occurring in an ocean-continent transition zone (OCTZ). A Sm-Nd isochron age for samples from the SRC, Quatipuru, and Morro do Agostinho locations of 919 ± 53 Ma (MSWD=1.03) supports the suggestion that oceanization could have occurred after rifting around 1 Ga. In this sense, the SRC and affiliates of 919 Ma age would represent the start of oceanization of the Araguaia basin.

KEY WORDS: Province Tocantins; Araguaia Belt; Rio do Coco Sequence; Ultramafic Rocks; Ophiolites.

1. Introdução

A três principais faixas orogênicas que formam a Província Estrutural do Tocantins (Almeida *et al.*, 1977), Araguaia (Silva *et al.*, 1974; Almeida, 1974, 1984; Alvarenga *et al.*, 2000; Moura *et al.*, 2008), Brasília (Almeida, 1974; Silva *et al.*, 2008) e Paraguai (Silva *et al.*, 1974; Almeida, 1974, 1984; Alvarenga & Trompette, 1993; Alvarenga *et al.*, 2000), são o resultado da colisão dos crátons Amazônico e São Francisco (Fig. 1A) durante o Neoproterozoico.

Associados com as faixas orogênicas, normalmente encontram-se fragmentos ofiolíticos. Os mesmos são vestígios antigos da litosfera oceânica que foram obductados às margens continentais (Dilek & Furnes, 2014). Sua distribuição nas faixas orogênicas define os pulsos ofiolíticos que coincidem, por exemplo, com os maiores eventos colisionais de formação e destruição dos supercontinentes Rodínia, *Gondwana* e Pangea (Dilek, 2003b; Dilek & Robinson, 2003). No Brasil, muitos dos remanescentes pré-cambrianos situados nas faixas orogênicas brasileiras registram o consumo dos oceanos neoproterozoicos (Suito *et al.*, 2004). Os ofiolitos neoproterozoicos são caracterizados pela diferença nas profundidades de preservação da sua pseudoestratigrafia (Strieder & Nilson, 1992; Stern *et al.*, 2004; Khalil & Azer, 2007; Escayola *et al.*, 2004) que evidencia partes do manto e da litosfera oceânica representada por rochas máficas, ultramáficas e sedimentares. Entre as principais rochas ultramáficas, os serpentinitos representam a alteração de rochas do manto peridotítico por hidratação.

No Brasil Central, a Faixa Araguaia (Silva *et al.*, 1974; Almeida, 1974, 1984; Alvarenga *et al.*, 2000; Moura *et al.*, 2008) tem orientação preferencial N-S e possui, aproximadamente, 1200 km de extensão e mais de 100 km de largura. Associados a sua evolução, afloram corpos máficos e/ou ultramáficos serpentinizados e *pillow lavas* que se estendem por mais de 500 km (Paixão & Nilson, 2002; Miyagawa & Gorayeb, 2013; Barros, 2015), desde o sul do estado de Tocantins até nordeste do estado do Pará (Fig. 1B). Os mesmos foram interpretados como fragmentos ofiolíticos de idade proterozoica por diversos autores (Trouw *et al.*, 1976; Hasui *et al.*, 1977; Kotschoubey *et al.*, 1996; Kotschoubey *et al.*, 2005; Kotschoubey *et al.*, 2016; Osborne, 2001; Paixão & Nilson, 2001; Paixão & Nilson, 2002; Paixão *et al.*, 2008).

Associada ao Grupo Rio do Coco (Costa *et al.*, 1983), uma sequência vulcano-sedimentar, designada neste trabalho como Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco, foi reconhecida no sul da Faixa Araguaia, próximo à cidade Paraíso de Tocantins/TO. A mesma foi interpretada como um *greenstone belt* Arqueano (Barreira, 1980; Barreira & Dardenne, 1981; Costa *et al.*, 1983; Arcanjo *et al.*, 2013). Não obstante, a existência de fragmentos de rochas máficas e ultramáficas de natureza ofiolítica na Faixa Araguaia durante o Neoproterozoico (Paixão, 2009), como os complexos Quatipuru, Morro do Agostinho e Serra do Tapa (Paixão & Nilson, 2002), sugerem a possibilidade de que a sequência também esteja ligada à evolução da Faixa Araguaia.

No presente trabalho será feito um estudo petrográfico, geoquímico e isotópico (Sm-Nd) das rochas máficas e ultramáficas da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco visando definir a idade, origem e relação com os principais corpos ofiolíticos da Faixa Araguaia como também será discutida a evolução da SRC no contexto desta unidade geotectônica.

2. Geologia Regional

A Faixa Araguaia constitui a parte central e norte da Província Estrutural Tocantins (Fig. 1A). No limite leste, a faixa é coberta por rochas sedimentares da Bacia paleozoica-mesozoica do Parnaíba, enquanto que a porção oeste pelos granitóides do Cráton Amazônico. À sudeste, é limitada pelo Maciço de Goiás (Fig. 1B). A faixa tem registrado a evolução de um orógeno colisional no final do Neoproterozoico (Kotschoubey *et al.*, 2016) com a deposição da bacia Araguaia e a formação de suítes ofiolíticas (Kotschoubey *et al.*, 2005; Paixão *et al.*, 2008; Miyagawa & Gorayeb, 2013; Paixão & Gorayeb, 2014; Barros, 2015; Gorayeb *et al.*, 2017), sendo de idade Neoproterozoica (900-500 Ma) sugerida por muitos autores (Hasui *et al.*, 1977; Souza *et al.*, 1985; Teixeira, 1984; Santos *et al.*, 1984; Herz *et al.*, 1989; Abreu, 1990; Moura *et al.*, 1993; Arcanjo & Moura, 2000).

O embasamento da faixa é composto pelos complexos Colmeia (2.86 Ga), Porto Nacional (2.16 Ga) e Rio dos Mangues (2.05 Ga), e granitos e ortognaisses com idade de 1.85 e 1.86 Ga (Dall'Agnol *et al.*, 1988; Sousa &

Moura, 1996; Moura & Gaudette, 1999; Arcanjo & Moura, 2000; Gorayeb, 2000; Arcanjo *et al.*, 2013; Gorayeb *et al.*, 2013). O Grupo Rio do Coco, com idade de 2.61 Ga (Arcanjo *et al.*, 2002) foi interpretado como parte do embasamento Arqueano da Faixa Araguaia (Barreira, 1980; Barreira & Dardenne, 1981; Costa *et al.*, 1983; Arcanjo *et al.*, 2013), mas neste estudo, devido as análises de Sm-Nd em rocha total com T_{DM} entre 1.0 a 1.8 Ga, é interpretado como do Proterozoica.

O Supergrupo Baixo Araguaia constitui a sequência supracrustal da Faixa Araguaia, representado pelas principais unidades sedimentares depositadas durante o Neoproterozoico na bacia: os grupos Estrondo e Tocantins (Hasui *et al.*, 1977). O Grupo Estrondo ocupa a porção leste no qual é dividido nas Formações Morro do Campo (base) e Xambioá (topo). O primeiro é composto por metaconglomerados, quartzitos, micaxistos com granada e estaurolita; e o segundo é caracterizado por xistos feldspáticos com quantidades variadas de biotita, estaurolita e granada (Dall'Agnol *et al.*, 1988, Gorayeb *et al.*, 2008).

O Grupo Tocantins domina a porção oeste da faixa. Representa uma espessa sequência metassedimentar com vergência para noroeste e grau metamórfico crescente de oeste para leste. Corpos tabulares ultramáficos de direção submeridiana (Gorayeb, 1981, 1989) encontram-se associados a falhas de baixo ângulo e zonas de cisalhamento. É composto pelas formações Pequizeiro, na base, e Couto Magalhães, no topo. A Formação Pequizeiro, situada na porção leste, é composta por quartzo clorita xistos, clorita xistos e metabasito. A Formação Couto Magalhães, porção oeste, é composta por filitos, ardósias, metassiltitos, metarcósios, metagrauvas, metacalcários, intercalações de formações ferríferas, metassilexitos e quartzitos (Hasui *et al.*, 1984a; Dall'Agnoll *et al.*, 1988; Alvarenga *et al.*, 2000). Este grupo é afetado por um intenso dobramento, falhamento e corrimentos de baixo ângulo.

2.1. Corpos máficos e ultramáficos da Faixa Araguaia

Corpos máficos e/ou ultramáficos foram reconhecidos por toda a Faixa Araguaia com maior concentração no domínio oeste. Na parte leste, no domínio do Grupo Estrondo, foram identificados alguns corpos máficos

representados por anfibolitos (Paixão & Gorayeb, 2014). Na porção oeste, os corpos ultramáficos encontram-se serpentinizados e distribuídos por mais de 500 km dispostos na direção N-S. Esses corpos foram pioneiramente interpretados com caráter ofiolítico por Trouw *et al.* (1976) e, posteriormente, ganhou apoio de outros autores (Hasui *et al.*, 1977; Gorayeb, 1989; Kotschoubey *et al.*, 1996; Osborne, 2001; Paixão & Nilson, 2001a,b; Kotschoubey *et al.*, 2005). São representados por peridotitos mantélicos serpentinizados e derrames basálticos (Paixão, 2009) que, apesar da intensa serpentinização ou talcificação, geralmente exibem parte da textura original (Kotschoubey *et al.*, 2016). De acordo com Kotschoubey *et al.* (2005) e Paixão & Nilson (2002), esses corpos ultramáficos e os basaltos com estruturas do tipo *pillow* corresponderiam a restos de uma crosta oceânica pouco evoluída que foi desmembrada (Kotschoubey *et al.*, 2005) ou não (Paixão & Nilson, 2002) durante o fechamento da bacia no final do Neoproterozoico.

Os principais corpos ofiolíticos encontram-se na porção sul da faixa, representados por Couto Magalhães Velho, Pau Ferrado, Olho d'água, Morro do Jacu, Morro do Solto, Morro de Serrinha, Morro Grande e pelos complexos Morro do Agostinho e Quatipuru (Gorayeb, 1989; Paixão & Nilson, 2002; Kotschoubey *et al.*, 2005; Paixão *et al.*, 2008; Paixão, 2009; Kotschoubey *et al.*, 2016). Outras ocorrências de rochas máficas-ultramáficas de provável natureza ofiolítica situam-se na porção norte da Faixa Araguaia, representados pelo Grupo Tucuruí (Trouw *et al.*, 1976) e pelo complexo Serra do Tapa (Gorayeb, 1989; Paixão & Nilson, 2002; Kotschoubey *et al.*, 2005; Paixão *et al.*, 2008; Paixão, 2009; Barros, 2015).

Entre esses corpos, destacam-se os complexos Serra do Tapa, Morro do Agostinho (Miyagawa & Gorayeb, 2013) e Quatipuru (Paixão *et al.*, 2008). O da Serra do Tapa tem, aproximadamente, 40 km de extensão e é representado por ultramafitos e basaltos com estruturas tipo *pillow* (Gorayeb, 1989; Paixão & Nilson, 2002; Kotschoubey *et al.*, 2005; Paixão *et al.*, 2008; Paixão, 2009). Os de Quatipuru e Morro do Agostinho são os dois maiores e mais bem expostos fragmentos de litosfera oceânica da Faixa Araguaia. Nesses complexos é possível observar a preservação de estruturas e texturas primárias, as relações entre os litotipos e a petrologia que permite inferir analogias com a litosfera oceânica moderna (Paixão & Nilson, 2002). O complexo Morro do Agostinho

tem 3 km de extensão e é caracterizado por uma associação distinta de harzburgito serpentizado e basaltos com estruturas tipo *pillow*.

Segundo Paixão *et al.* (2008) o complexo Quatipuru possui 40 km de extensão, aproximadamente, e consiste de harzburgito serpentizado, suíte de diques máfico-ultramáficos e *sills* ou *pods* de cromitito. Esta unidade é caracterizada como remanescente da zona de transição do *Moho* da litosfera oceânica (Paixão & Nilson, 2001). A isócrona Sm/Nd em rocha total com idade de 757 ± 49 Ma obtida em diques que cortam o peridotito mantélico (Paixão *et al.*, 2008), permitiu incluí-lo no contexto da evolução neoproterozoica da Faixa Araguaia. A identificação desses antigos restos de litosfera oceânica tem contribuído para um melhor entendimento de evolução geológica desta faixa (Trouw *et al.*, 1976; Paixão & Nilson, 2002; Kotschoubey *et al.*, 2005; Kotschoubey *et al.*, 2016) e desta parte do continente sulamericano.

2.2. Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco

Na porção sul da Faixa Araguaia, à noroeste da cidade de Paraíso do Tocantins/TO na área delimitada pelas coordenadas $49^{\circ}05'$ e $49^{\circ}0'W$, $10^{\circ}07'$ e $10^{\circ}13'S$, aflora uma sequência vulcano-sedimentar interpretada como remanescentes de um *greenstone belt* Arqueano (Barreira, 1980; Barreira & Dardenne, 1981; Costa *et al.*, 1983) que define o Grupo Rio do Coco. Em função da predominância do tipo de sedimentação e da natureza das rochas ígneas intercaladas, Barreira (1980) dividiu-a em duas unidades:

- *Unidade Inferior*. Esta perfaz 150 m de espessura e é composta por rochas metassedimentares de origem química e pelítica intercaladas com rochas metaígneas de natureza ultramáfica. Os metapelitos são representados por granada-biotita-grafita xisto, muscovita-biotita xisto e muscovita-biotita-carbonato xisto. As rochas metassedimentares químicas são compostos por magnetita quartzito, hematita-grafita quartzito, arsenopirita-pirita-grafita quartzito, arsenopirita-pirita quartzito e pirita-pirrotita-carbonato quartzito. Os tipos litológicos derivados de rochas ultramáficas são talco xisto, talco-clorita-tremolita-actinolita xisto, clorita-biotita-carbonato-tremolita-actinolita xisto e pequenos corpos concordantes de olivina piroxenitos e serpentinitos. Os

olivina piroxenitos possuem a mineralogia original transformada em clorita, actinolita, carbonato e magnetita e os serpentinitos são compostos por antigorita, talco, carbonato, magnetita e vênulas de crisotila.

- *Unidade Superior*: Esta possui aproximadamente 350 m de espessura e está assentada sem discordância aparente sobre a Unidade Inferior. É constituída, predominantemente, de xistos feldspáticos seguido por anfibolitos e *metawacke*. Os xistos feldspáticos são rochas acinzentadas marcadas pela alternância de bandas com quartzo, feldspato e carbonato e bandas micáceas com biotita, muscovita e clorita. Os anfibolitos são rochas esverdeadas, foliadas, de granulação fina a média, constituídos por hornblenda, plagioclásio, quartzo, epidoto, clorita, estilpnomelano, titanita e minerais opacos. O *metawacke* intercala-se com os xistos feldspáticos e distingue-se deste, macroscopicamente, pela granulação fina, coloração cinza escura e foliação menos notória.

A primeira referência sobre a idade arqueana da SRC foi obtida por meio de correlações regionais por Barreira (1980) que também a enquadrou no modelo clássico de *greenstone belt* pelas características observadas, tais como: associação sedimentar constituída por formações ferríferas, xistos grafitosos e grauvacas com contribuição vulcanoclástica e química; sedimentação caracterizada por bruscas mudanças de fáceis; sequência vulcânica caracterizada por derrames de rochas ultramáficas e máficas de natureza komatítica; ciclicidade manifestada pela alternância de unidades sedimentares e vulcânicas; preservação em calhas sinclinais; intrusão de granito potássico do final do Arqueano e metamorfismo de baixo grau. Posteriormente, Arcanjo (2002) obteve idade Pb/Pb em grãos de zircão de rochas metabásicas de 2.61 Ga que confirmou a idade arqueana.

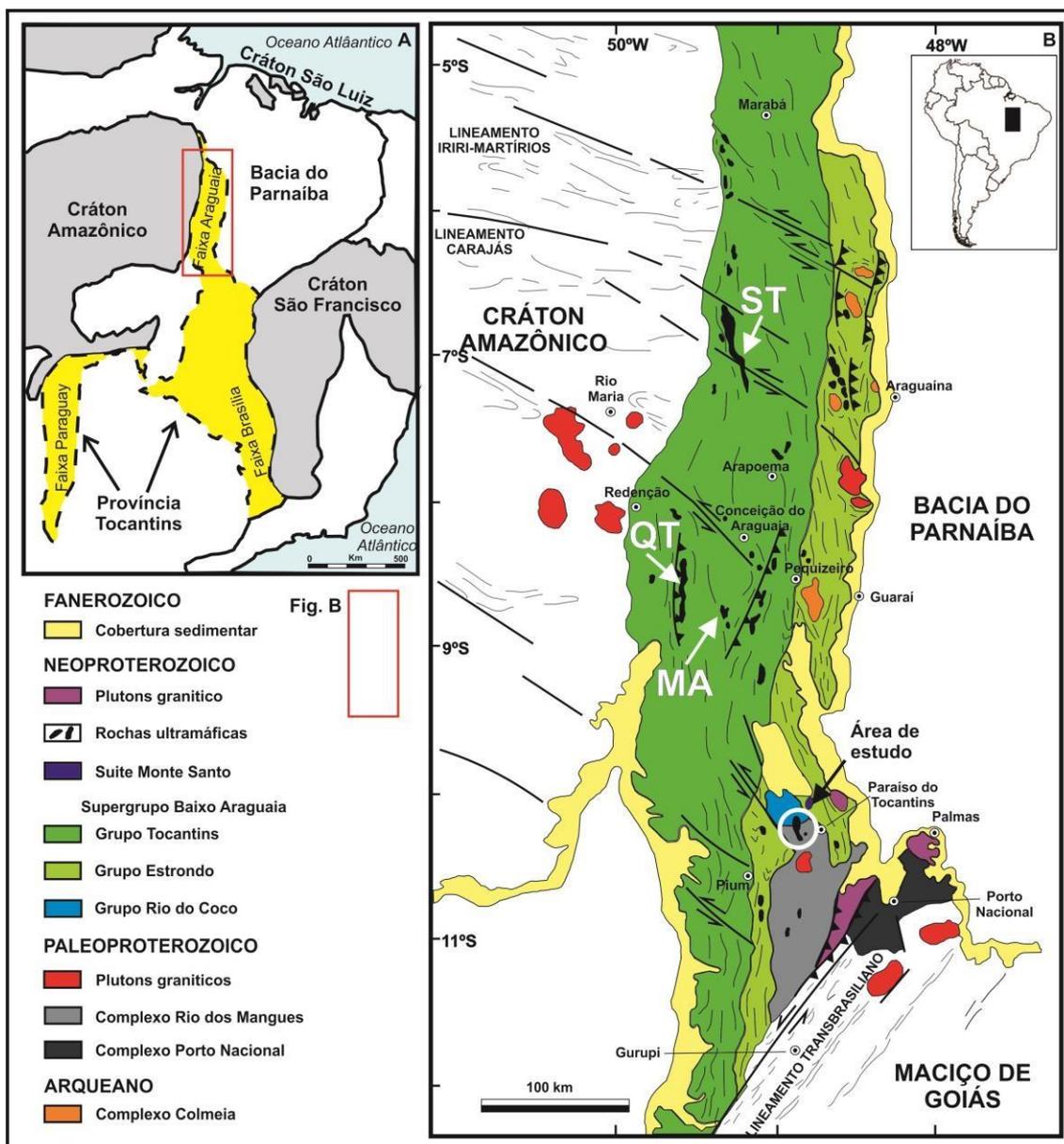


Figura 1. A) Esboço do Brasil Central com destaque à Província Estrutural Tocantins modificado de Delgado & Pedreira (1995). (B) Mapa geológico da Faixa Araguaia com destaque aos corpos ofiolíticos (ST: Serra do Tapa, QT: Quatipuru, MA: Morro do Agostinho, SRC: Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco) modificado de Alvarenga *et al.* (2000).

3. Materiais e Métodos

3.1. Mapeamento Geológico e Petrografia

O mapeamento geológico detalhado ocorreu nas proximidades da cidade Paraíso do Tocantins/TO durante duas campanhas de campo, nos anos de 2015 e 2016. As interpretações geológicas foram fundamentadas pelos levantamentos de campo e dado geoquímicos e petrográficos. Estes foram

desenvolvidos no Laboratório de Microscopia e complementados pelas análises qualitativas de Difração de raios-X para discriminar a variedade da serpentina e os minerais acessórios; e análises semiquantitativas de microscopia eletrônica de varredura processados, respectivamente, nos laboratórios de Difração de raios-X e de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IGD-UnB). O equipamento difratômetro utilizado é da marca Rigaku-D/MAX-2 A/C com fonte de cobre e filtro de Ni, que operou com 40 Kv e 20 mA. As análises semi-quantitativas de MEV (FEI Quanta™ 450) foram operadas sob condições 25 kV de voltagem, 100 µA de corrente, W.D. 13.3 mm e *spot size* de 6 µm. As abreviaturas dos minerais seguiram a proposta estabelecida por Whitney & Evans (2010).

3.2. Geoquímica

Dezoito amostras representativas de rochas da unidade Metamáfica-ultramáfica foram selecionadas para serem analisadas geoquimicamente. Estas foram moídas em moinho de ágata no Laboratório de Preparação de Amostras (IGD-UnB) para evitar qualquer contaminação. Os elementos maiores foram analisados por Fluorescência de Raios X (FRX) no Museu de Historia Natural de Berlim (Alemanha) e os elementos traços e terras raras por Espectrometria de Massa com Fonte de Plasma (ICP-MS) no laboratório *ALS Brasil Ltda.* (Belo Horizonte, Brasil).

3.3. Isótopos de Sm-Nd

Os isótopos de Sm-Nd executados seguiram o método descrito por Gioia e Pimentel (2000) e foram feitos no Laboratório de Geocronologia da UnB. As rochas foram pulverizadas e misturadas a uma solução traçadora mista (*spike*) de ^{149}Sm - ^{150}Nd e dissolvidos em cápsulas de Savillex. A extração de Sm e Nd foram realizadas em colunas de Teflon contendo resina LN-Spec (resina líquida HDEHP – ácido di-etil-hexil fosfórico impregnada em pó de teflon). As amostras de Sm e Nd foram carregadas em filamentos de evaporação dupla e as medições isotópicas foram realizadas num espectrômetro de massa *Multicollector Finnigan Triton* em modo estático. As incertezas das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram melhores do que ± 0.1 (2σ) e ± 0.000006 (2σ), respectivamente, de acordo com análises repetidas dos padrões internacionais de rocha BHVO-1 e BCR-1. As proporções $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas

para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.7219, e a constante de decaimento (λ) utilizada foi 6.54×10^{-12} . Os resultados foram processados utilizando o programa ISOPLOT/EX 4.15 (Ludwing, 2008) e os valores de T_{DM} foram calculados utilizando o modelo de DePaolo (1981).

4. Resultados

4.1. Distribuição e características petrográficas das rochas ultramáficas da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco

A sequência vulcano-sedimentar do Grupo Rio do Coco encaixa-se tectonicamente à leste com o embasamento paleoproterozoico da Faixa Araguaia (Complexo Rio dos Mangues) e à oeste com as rochas metassedimentares da Formação Pequizeiro (Fig. 2A). Nesta unidade há uma transpressão formada pela movimentação combinada com falhas de empurrão (Zona de Cisalhamento Pium) e falhas transcorrentes (Zona de Cisalhamento Rio do Coco). A sequência compreende rochas metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas de orientação preferencial N-S organizadas em quatro unidades litoestratigráficas: Metassedimentar, Metamáfica-ultramáfica, Filito Carbonoso e *Metachert*. O grau metamórfico estabelecido para esta unidade foi definida pelas paragêneses mais comuns observada nas unidades Metamáfica-ultramáfica (chl + tr ± tlc; srp + tlc ± mag; srp + mag) e Metassedimentar (grt + ms + bt + qz ± chl e bt + ms + qz ± chl), indicando fácies xisto verde alto a anfibolito baixo. Assim, nomeando-a como Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco.

A unidade Metassedimentar predomina a área da SRC e é formada por uma diversidade de xistos com diferentes proporções principalmente de quartzo, biotita, muscovita e minerais opacos. Restritamente ocorrem os filitos carbonosos e os *metacherts*. Os filitos carbonosos são constituídos essencialmente por minerais opacos, quartzo e muscovita disseminados em meio ao material carbonoso (grafita) e os *metacherts* por microcristais de quartzo, magnetita e tremolita.

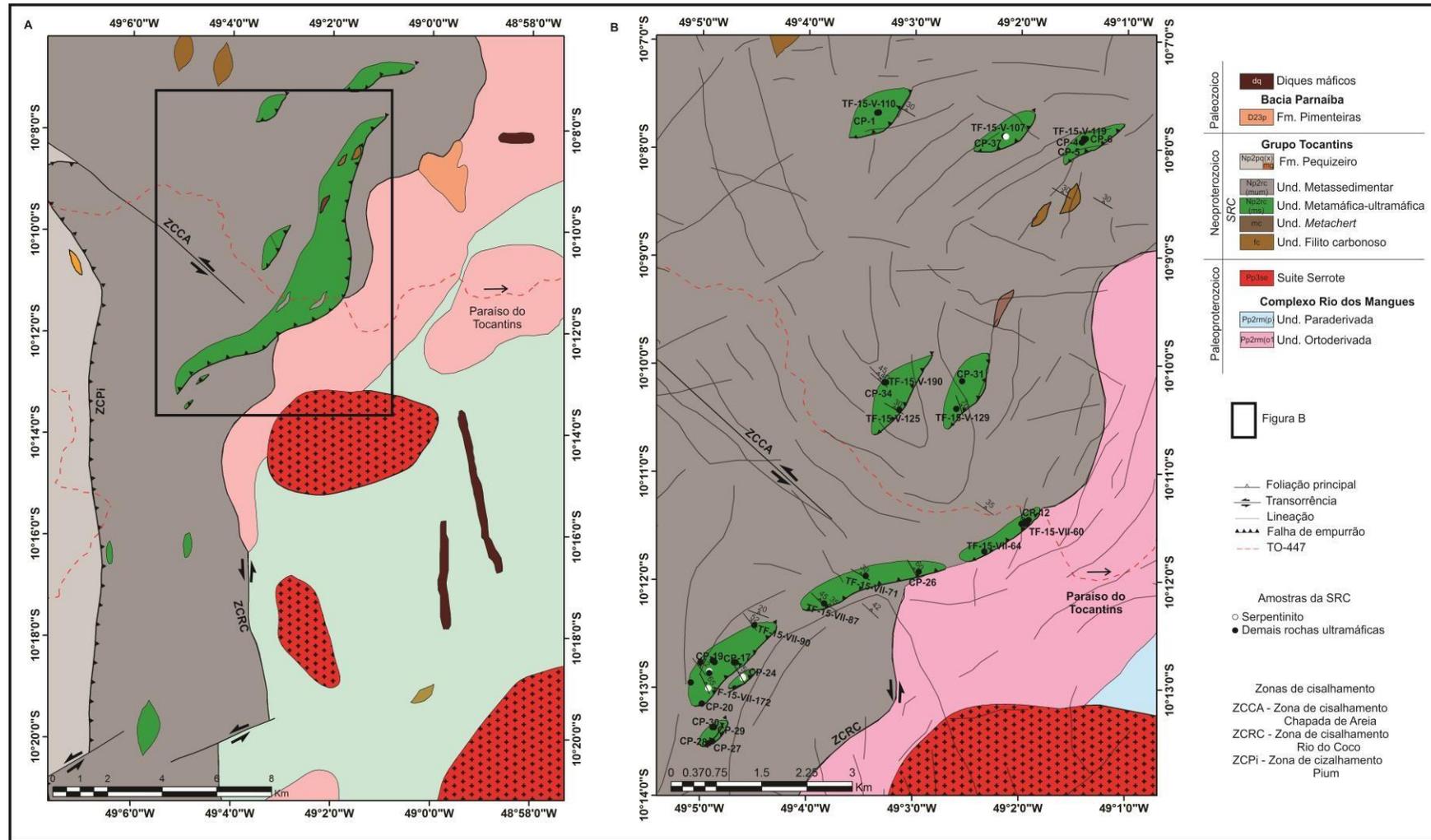


Figura 2. (A) Mapa geológico contendo as principais unidades da SRC e em (B) as rochas ultramáficas da unidade Metamáfica-ultramáfica foram agrupadas em dez lentes desmembradas.

Em meio à unidade Metassedimentar afloram corpos isolados de rochas ultramáficas da unidade Metamáfica-ultramáfica em forma de blocos *in situ*, lajedos e em corte de estrada, com dimensões métrica a decamétrica que foram organizadas em dez lentes de norte para sul (Fig. 2B). Essas rochas são representadas por uma assembleia mineralógica contendo, principalmente, serpentina, anfibólio cálcico, talco, clorita e minerais opacos. Texturas e estruturas primárias foram totalmente alteradas em virtude do metamorfismo que essas rochas sofreram.

4.1.1. Rochas Ultramáficas

Serpentinitos

Os corpos serpentiniticos são representados por cinco amostras (TF-15-VII-174, TF-15-VII-162, CP-04, CP-24 e CP-37). Os afloramentos são escassos e a melhor exposição encontra-se na porção sul, lente 9 (Fig. 2B), com dimensões decamétricas (Fig. 3A). São rochas marcadas pela coloração verde, granulação fina e capa de intemperismo de cor preta (Fig. 3B). Em lâmina delgada, observa-se que estas rochas estão totalmente serpentinizadas apresentando as típicas texturas de corpos serpentiniticos tais como *mesh* (Fig. 3C), *interlocking* e *bastite* (~2.2 mm; Fig. 3D e E). Veio de serpentina também é encontrado e ocorre ao longo de fraturas (Fig. 3F).

O conteúdo mineralógico é definido essencialmente por serpentina (70 a 90 vol.%), carbonato (< 20 vol.%), talco (< 5 vol.%) e magnetita (5 a 10 vol.%). Os cristais de serpentina são anédricos, fibrosos e ocorrem com dimensões variáveis de 0.16 a 2.80 mm. As análises via difração de raio-X identificaram-nos como antigorita. Os cristais de carbonato ocorrem aglomerados e disseminados entre as serpentinas e, pelas análises via difração de raio-X, foram identificadas como magnesita. Minerais de talco ocorrem anédricos com dimensões variáveis de 0.27 a 2.47 mm.

Cristais de magnetita, associados ao processo de serpentinação e com dimensões ~1.10 mm, encontram-se disseminados por toda a rocha e foram analisados semi-quantitativamente por EDS via microscópio eletrônico de varredura (MEV). As análises foram efetuadas tanto no núcleo como na borda

dos cristais e detectou-se que os cristais de magnetita possuem baixo teor em Cr (1.1 – 1.6%).

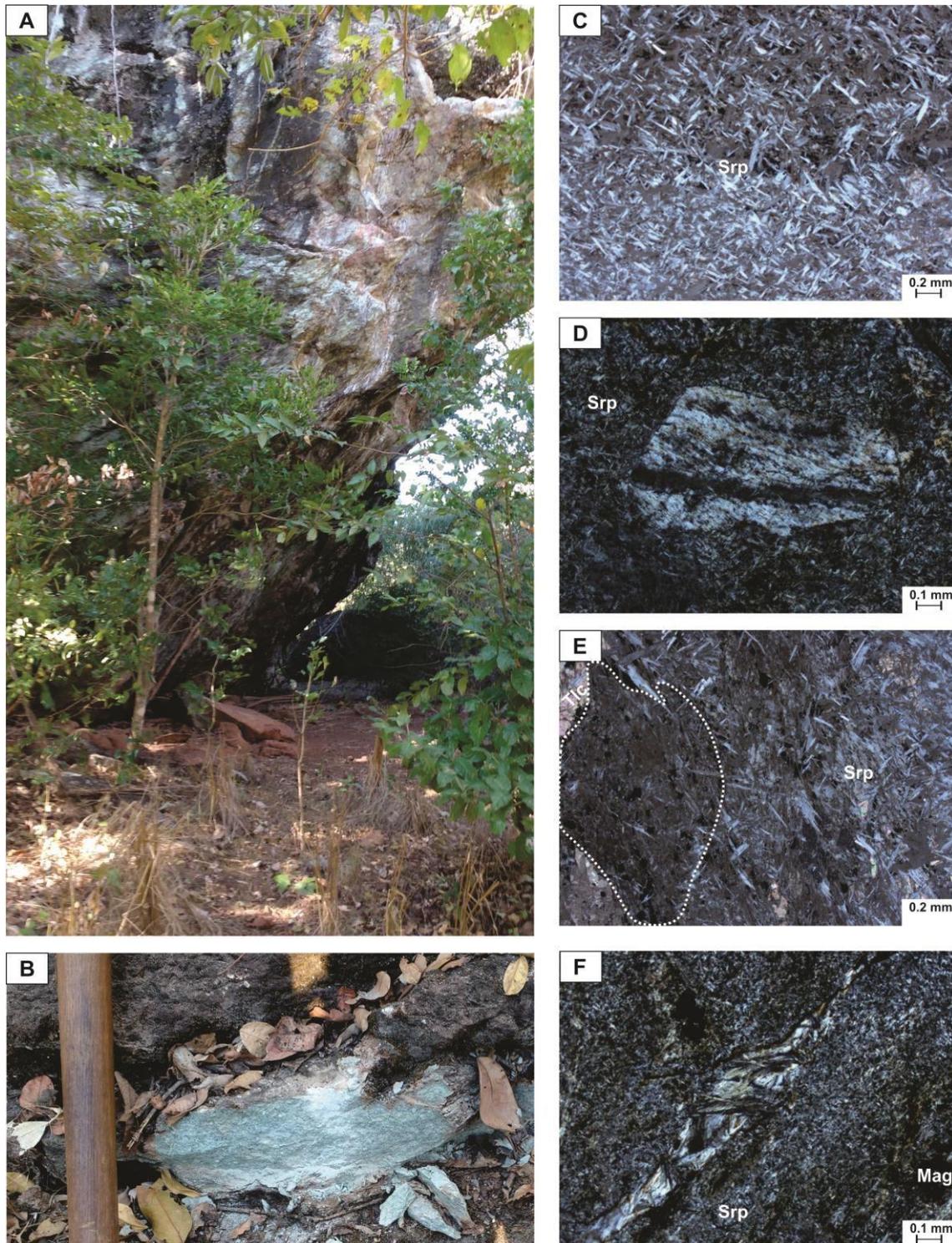


Figura 3. (A) Vista geral do afloramento de serpentinitos da lente 9. (B) Características dos serpentinitos em amostra de mão, granulação fina e coloração verde. (C) Fotomicrografia caracterizando a textura *mesh*. (D) e (E) Fotomicrografia caracterizando a textura *bastite*. (F)

Veio de antigorita. Abreviação dos minerais de acordo com Whitney & Evans (2010): Mag - Magnetita, Srp - Serpentina.

Outras rochas ultramáficas

Outros tipos de rochas ultramáficas da SRC compreendem os produtos metamórficos das rochas serpentinizadas, são elas actinolitos/tremolito, clorititos, actinolita/tremolita xisto, tremolita/actinolita-serpentina xistos, talco xistos, tremolita/actinolita-talco xistos e serpentina-talco xisto.

Em campo, as rochas apresentam diferentes tonalidades do verde e foliação penetrativa (Fig. 4A e B). Ao microscópio, a assembleia mineral é variável caracterizando cada tipo litológico, constituída principalmente por anfibólios cálcicos (actinolita e tremolita), talco, clorita, serpentina, magnetita e quartzo. Os cristais prismáticos, subédricos e anédricos dos anfibólios cálcicos são distribuídos na matriz e como porfiroblastos com dimensões variáveis (0.11 a 17.05 mm) e caracterizam as texturas nematoblástica e granoblástica. Pseudomorfos de piroxênios já transformado nesses anfibólios (Fig. 4F) são frequentes e ocorrem concentrações de minerais opacos sobre ou ao redor deles.

Os minerais opacos são euédricos a anédricos (idioblástico a xenoblástico) que ocorrem disseminados por toda lâmina (1.4 – 5.0 mm). Em alguns litotipos (act/tr xisto) os cristais de quartzo apresentam-se anédricos, recristalizados e com extinção ondulante. A clorita possui granulação fina e encontra-se disposta de maneira aleatória, ocorrendo em agregados radiais em algumas porções. Cristais de serpentina e talco compõem principalmente a matriz fina das rochas (tlc-srp xisto e act/tr-srp xisto).

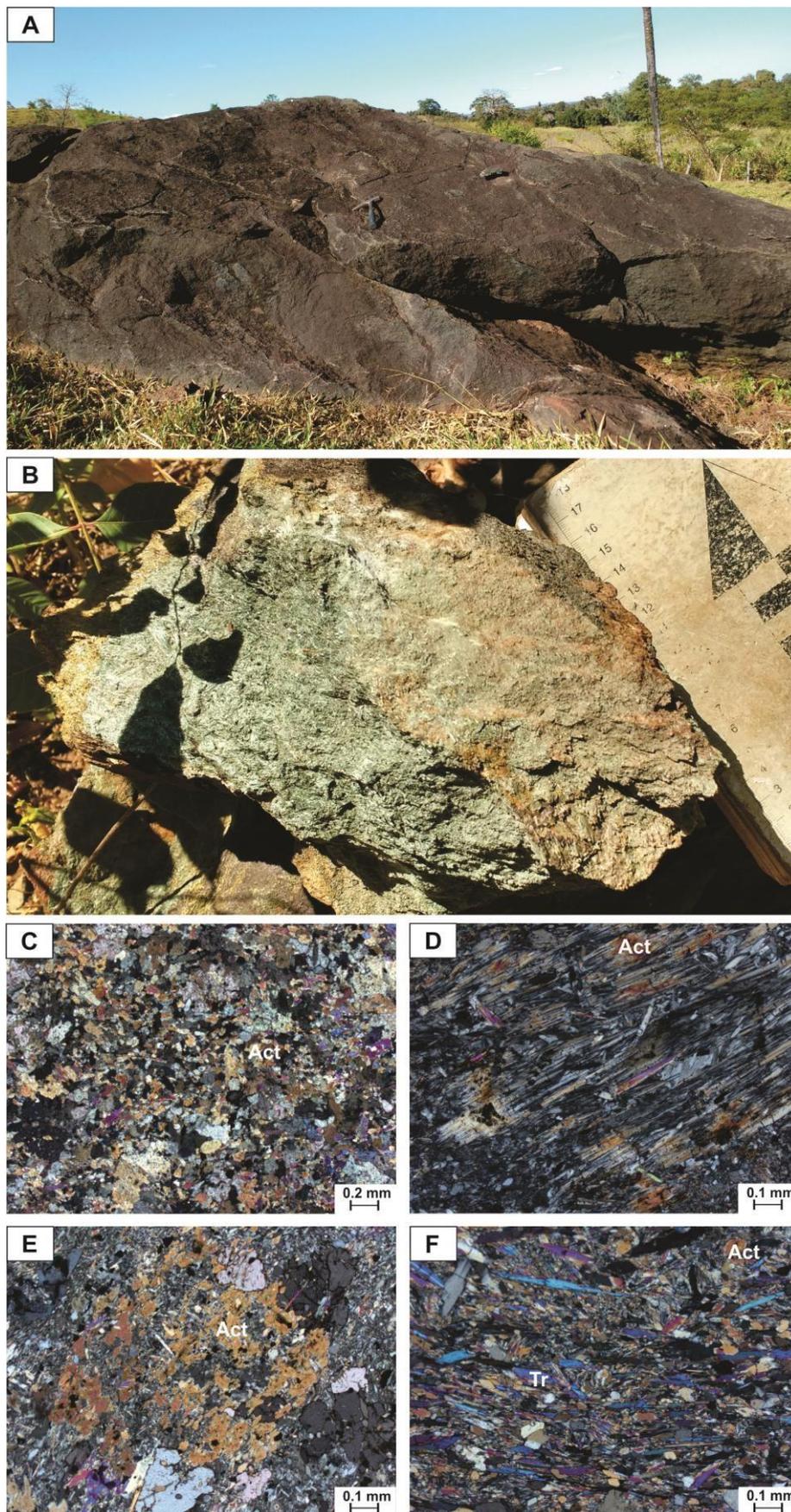


Figura 4. (A) Grande lajeiro de actinolito/tremolito do ponto CP-12 constituindo uma lente do corpo 6. (B) Detalhe do actinolito/tremolito do ponto CP-31 em amostra de mão com

coloração esverdeada e foliação bem definida. (C) Textura granoblástica em actinolito/tremolito (TF-15-V-64). (D) Textura nematoblástica em actinolita/tremolita xisto (CP-26). (E) Textura poiquilítica representando também o pseudomorfo de piroxênio substituído por anfibólios cálcicos (CP-12). (F) Textura lepidoblástica em actinolita/tremolita xisto (CP-28). Abreviações dos minerais de acordo com Whitney & Evans (2010): Act - Actinolita, Tr - tremolita.

4.2. Composição química

As amostras de rochas ultramáficas selecionadas, entre serpentinitos e xistos de diferentes composições, foram analisadas para obtenção de dados quantitativos dos elementos maiores, menores, traços, incluindo os terras raras através dos métodos de Fluorescência de Raios-X (FRX) e Espectrometria de Massa com Fonte de Plasma (ICP-MS). Os resultados estão apresentados na tabela 1.

Elementos maiores

A quantidade de elementos voláteis, principalmente água das rochas ultramáficas é variável, o que reflete o grau de alteração e/ou a presença de minerais hidratados nos diferentes litotipos. Assim, as amostras de serpentinitos possuem os valores mais altos de *LOI* (entre 11.2 e 16.6%). Os serpentinitos são caracterizados por 36.3 a 42.6% de SiO₂, 37.2 a 39.4% de MgO, 4.9 a 7.9% de Fe₂O₃, 1.0 a 1.3% de Al₂O₃ e 0.02 a 0.3% de CaO. Estes intervalos são restritos e sugerem que a redistribuição elementar associada à serpentinação foi limitada (Azer & Stern, 2007). Os valores de Mg# estão ao redor de 90, semelhantes ao dos peridotitos modernos (Bonatti & Michael, 1989). As demais rochas analisadas possuem *LOI* entre 1.1 e 10.1%. A composição dessas rochas é de 33.4 a 54.1% para SiO₂, 9.6 a 29.1% de MgO, 4.9 a 22.8% de Fe₂O₃, 1.9 a 16.9% de Al₂O₃ e 0.02 a 13% CaO. Os valores de Mg# situam-se entre 45 a 91.

Tabela 1. Teores dos elementos maiores, menores e traços das rochas ultramáficas da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco.

	1*	2*	3*	4*	5*	6**	7**	8**	9**	10**	11**	12**	13**	14**	15**	16**	17**	18**
	CP-04	CP-24	CP-37	TF-15-VII-162	TF-15-VII-174	CP-31	CP12E	TF-15 -V-129	TF-15-VII-71	TF-15-VII 90	CP-28	CP-30	TF-15-VII-71C	CP-26	TF-15 -V-125	CP-34	CP-06	TF-15-VII-89
SiO ₂	39.6	38.6	36.3	41.2	42.6	41.6	41.1	42.3	33.4	28.8	53.1	54.1	54.1	48.6	47.5	48	45.3	53.4
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	1.48	1.16	1.21	0.62	0.39	0.04	0.04	0.07	0.76	2.35	3	0.38	0.04
Al ₂ O ₃	1.2	1	1.1	1.3	1.07	9.8	7.6	8.01	17	18.5	2.9	1.97	3.1	5.5	11.8	13	7.6	4.7
Fe ₂ O ₃	4.95	6.31	7.44	7.92	6.69	15.8	15.7	15.3	11.3	10.8	6.58	9.1	22.8	14.4	12.6	12.7	4.93	5.6
MnO	0.17	0.09	0.11	0.1	0.06	0.22	0.22	0.22	0.1	0.12	0.2	0.23	0.19	0.17	0.21	0.13	0.17	0.06
MgO	38.9	39.4	37.2	38.2	39.2	17.5	20.8	20.2	25.9	29.8	22.5	19.3	10.7	24.2	11.1	9.62	27.6	29.1
CaO	0.33	0.04	0.07	0.02	0.03	7.5	6.9	6.34	0.02	0.07	11.4	13	7.2	1.47	9.89	5.45	6.8	0.18
Na ₂ O	0.14	0.16	0.22	0.16	0.01	0.85	0.41	0.25	0.02	0.23	0.24	0.47	0.67	0.15	3.17	4.51	0.22	0.26
K ₂ O	-	-	-	-	0.02	0.1	0.03	0.05	0.02	-	0.02	0.04	0.04	-	0.15	0.07	0.01	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0.01	0.14	0.1	0.13	0.02	0.02	0.06	0.03	0.01	0.04	0.34	0.37	0.01	-
P.F	15	14.5	16.6	11.2	11.7	4.4	6.6	5.58	10.2	11.7	3.2	1.8	1.1	4.2	2.03	2.2	6.9	6.2
Total	100.3	100.1	99.1	100.1	101.4	99.4	100.6	99.6	98.5	100.4	100.2	100.1	100.0	99.5	101.0	99.1	99.9	99.5
Mg#	93.34	91.76	89.91	89.58	91.26	66.38	70.25	70.18	80.34	70.40	90.89	79.08	45.55	74.97	61.08	57.45	85.91	90.26
La	-	-	-	-	0.5	32.1	4.9	43.8	51.1	-	49.6	18.6	-	103	21.3	-	37.6	10.7
Ce	0.6	-	1.1	-	0.7	20.7	11.7	24.6	9.9	13	27.5	13.9	-	10.5	46.7	-	24	0.5
Pr	-	-	-	-	0.03	6.82	1.52	10.8	10.6	-	11.4	3.27	-	16.6	5.96	-	6.22	2.4
Nd	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	30.7	8.1	42.9	34.3	-	39.9	11.5	-	69.5	23.3	-	23.3	9.9
Sm	0.06	-	0.03	0.1	0.09	7.56	2.25	9.97	5.26	-	6.6	1.77	-	13.3	5.03	-	4.3	1.51
Eu	-	-	-	-	-	2.71	0.64	3.29	1.08	-	1.44	0.37	-	2.67	1.95	-	0.78	0.26
Gd	-	-	0.08	-	-	9.26	2.9	12.5	4.76	-	5.63	1.78	-	17.1	4.96	-	4.51	1.12
Tb	-	0.01	-	0.01	0.02	1.47	0.4	1.98	0.77	-	0.89	0.24	-	2.26	0.74	-	0.64	0.1
Dy	0.08	-	0.06	-	0.07	8.69	2.93	11.7	3.83	-	5.36	1.67	-	15	4.73	-	4.34	0.48
Ho	-	-	0.02	-	0.01	1.62	0.51	2.08	0.67	-	1.02	0.33	-	3.15	0.88	-	0.81	0.11

Er	0.05	0.03	-	0.05	0.08	4.07	1.4	5.12	1.77		2.48	1.11	-	7.51	2.22	-	2.34	0.36
Tm	0.03	0.02	0.01	0.03	-	0.53	0.2	0.78	0.27		0.36	0.17	-	0.92	0.27	-	0.33	0.04
Yb	0.11	-	0.03	-	-	3.54	1.32	3.82	1.29		1.97	0.92	-	4.77	1.74	-	1.91	0.11
Lu	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.44	0.16	0.53	0.26		0.25	0.13	-	0.74	0.21	-	0.18	0.03
Sr	2.9	0.5	0.7	0.6	0.5	29.7	84.6	21.7	0.5	6	11.4	11.4	-	3.9	351	-	6.6	0.7
Ba	13.3	3.2	5.6	2.7	4.8	32.2	6	26	4.4	15	22.1	7	-	9.6	16.4	-	12	1.3
Cs	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.21	0.05	0.09	0.03		0.03	0.07	-	0.07	0.19	-	-	0.01
Rb	0.4	0.3	0.6	0.4	0.3	1.7	0.6	2.4	0.4	-	0.9	1	-	1.2	1.5	-	0.3	0.3
U	0.06	-	-	0.05	-	0.32	0.2	0.33	3.01	-	-	-	-	0.15	0.92	-	0.32	-
Th	-	-	0.11	-	0.1	1.25	1.02	1.07	12.2	-	0.11	-	-	0.51	2.58	-	2.53	-
Hf	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	2.6	2	1.8	4.2		0.2	0.3	-	1.5	4	-	2	0.2
Nb	0.2	-	0.2	-	-	5.1	3.9	4.1	10.6	-	0.7	-	-	2.5	27.8	-	6.2	-
Ta	-	-	-	-	0.1	0.3	0.2	0.3	0.9		-	-	-	0.1	1.6	-	0.5	-
Sc	13	11	10	11	7	28	23	-	-	6	-	7	26	17	-	36	15	11
Cr	2510	2370	2660	2990	1990	1420	1740	1500	160	1840	1810	2160	-	2290	580	-	1110	1700
Ni	1490	1970	1870	2410	1820	1020	1270	-	-	1050	1750	1360	2010	1190	-	271	972	1130
Co	55	76	91	94	98	106	117	-	-	87	90	72	184	101	-	50	54	58
Zr	2	2	2	2	2	90	65	64	165	13	2	4	-	45	160	-	59	-
V	-	-	-	-	8	271	210	215	94	119	-	-	-	122	243	-	50	-
Y	0.6	-	0.6	-	-	48.6	14.1	68.6	17.4	-	29.7	13	-	127	22.6	-	24.9	4.6
Ga	1.1	0.6	0.9	1.4	1.1	19.3	15.6	14.7	20.4	-	3.2	3	-	11.6	17.6	-	8.6	5.8
Sn	-	-	1	-	1	1	1	1	2		1	-	-	1	2	-	-	-
W	1	-	1	-	41	1	-	1	3		-	-	-	-	1	-	-	-
Cu	-	35	-	-	23	158	270	-	-	-	-	-	152	58	-	22	-	16
Zn	85	35	68	41	40	138	101	-	-	117	108	88	129	110	-	42	64	83

Óxidos em % em peso, elementos traços e terras raras em ppm. *Rochas mais primitivas. **Rochas mais evoluídas. P.F.: perda ao fogo. Mg# $[100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{FeTotal})]$, em proporção molecular.

Nos diagramas da figura 5 foi utilizado o MgO como parâmetro de diferenciação. Não obstante o grau de alteração destas rochas é possível observar que os serpentinitos são o conjunto de rochas mais empobrecidos nos elementos maiores seguidos pelos act/tr-tlc xistos, act/tr xistos e os mais enriquecidos são os actinolitos/tremolitito e act/tr xistos. O teor de SiO₂ diminui em relação ao índice de diferenciação (MgO) nos serpentinitos, o que pode indicar a possível liberação de sílica durante os processos de alteração hidrotermal. O aumento de Al₂O₃ em relação ao MgO pode ser explicado pelo resultado de processos hidrotermais resultando a formação de clorita nos act/tr xistos, act/tr-srp xisto e clorititos. CaO e Na₂O são enriquecidos em relação ao MgO devido a formação de anfibólio. Na figura 5D o *trend* é notório onde há maior concentração de amostras com pouco teor de MgO e, tendendo ao aumento do índice de diferenciação, o empobrecimento do sódio principalmente nos serpentinitos. O Fe₂O₃ encontra-se associado com a ocorrência de magnetita e os teores de TiO₂ tendem a ser maiores nos tremolita-actinolita xistos.

Os diagramas ternários inferiram sobre o ambiente tectônico das rochas. No diagrama de Coleman (Fig. 6A) observa-se claramente o baixo teor de CaO nos serpentinitos e empobrecimento do teor em álcalis no diagrama de Irvine & Baragar (Fig. 6B). Em ambos, pode-se concluir que os serpentinitos são derivados de um peridotito metamorfizados e as demais rochas de cumalatos ultramáfico e máfico, características essas comuns encontradas em complexos ofiolíticos.

Elementos traços e terras raras

Ao utilizar o diagrama de ETR normalizado ao condrito de Sun & McDonough (1989), os serpentinitos não evidenciam um padrão geoquímico em virtude de muitos elementos não terem sido detectados pelos métodos analíticos utilizados (Fig. 7G). As demais rochas apresentam proporções distintas no grau de fracionamento de ETRL, expressa pela razão La_N/Sm_N (1.36 a 6.59, média de 4.16), e dos ETRP, Gd_N/Yb_N (1.57 a 8.28, média de 2.88), enfatizando um padrão com inclinação sub-horizontal e leve enriquecimento nos ETR leves. Medianas anomalias de Eu [(Eu/Eu* = 0.54 a

0.99 e 1.19; sendo $Eu^* = (Sm \text{ vs. } Gd)^{1/2}$; (Taylor e McLennan 1985)] e Ce são comuns.

No geral, ao utilizar o Manto Primitivo como normalizador (Fig. 7H), observa-se um leve enriquecimento de *Large Ion Lithophile Elements (LILE)* em relação ao *High Field Strength Elements (HFSE)* com anomalias levemente negativas de Sr, Ti e Nb. Entre os elementos traços, os mais expressivos são Cr e Ni e estes elementos atingem, respectivamente, de 1990 a 2990 ppm e de 1490 a 2410 ppm nos serpentinitos e de 160 a 2290 ppm e de 271 a 2010 ppm nas demais rochas ultramáficas. O Cr relaciona-se aos minerais opacos, principalmente com o a magnetita que possui Cr em sua composição, e o Ni pela concentração de serpentina proveniente principalmente da olivina primária. Outro elemento mais abundante é o Co (~82 ppm), seguindo do Zn (~74 ppm) e V (~67 ppm). Os elementos Zr (~32 ppm) e Y (~17 ppm) encontram-se em menor proporção.

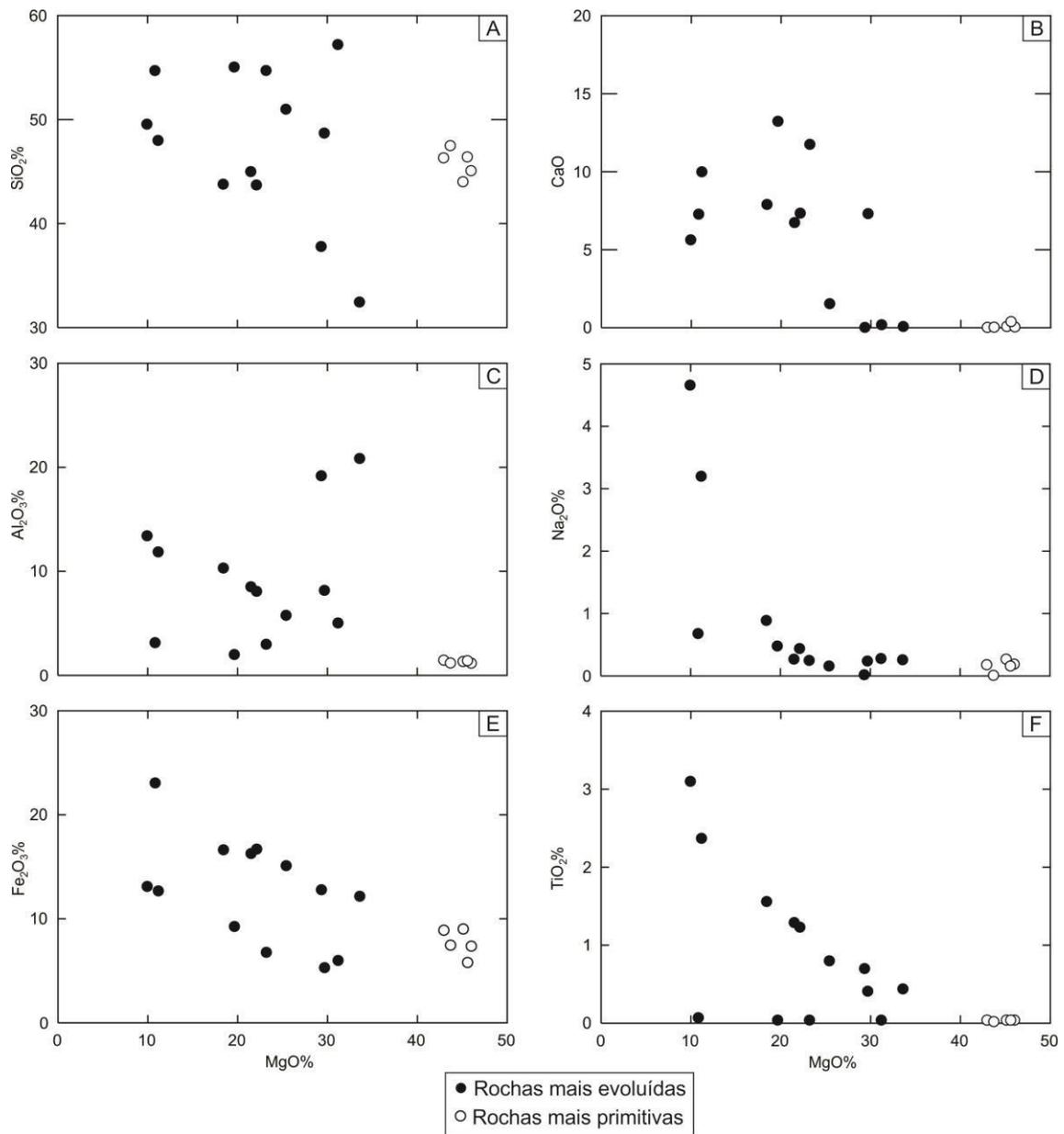


Figura 5. Diagramas binários utilizando o índice de diferenciação MgO *versus* os elementos maiores SiO₂ (A), CaO (B), Al₂O₃ (C), Na₂O (D), Fe₂O₃ (E) e TiO₂ (F) das rochas mais evoluídas e primitivas da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco.

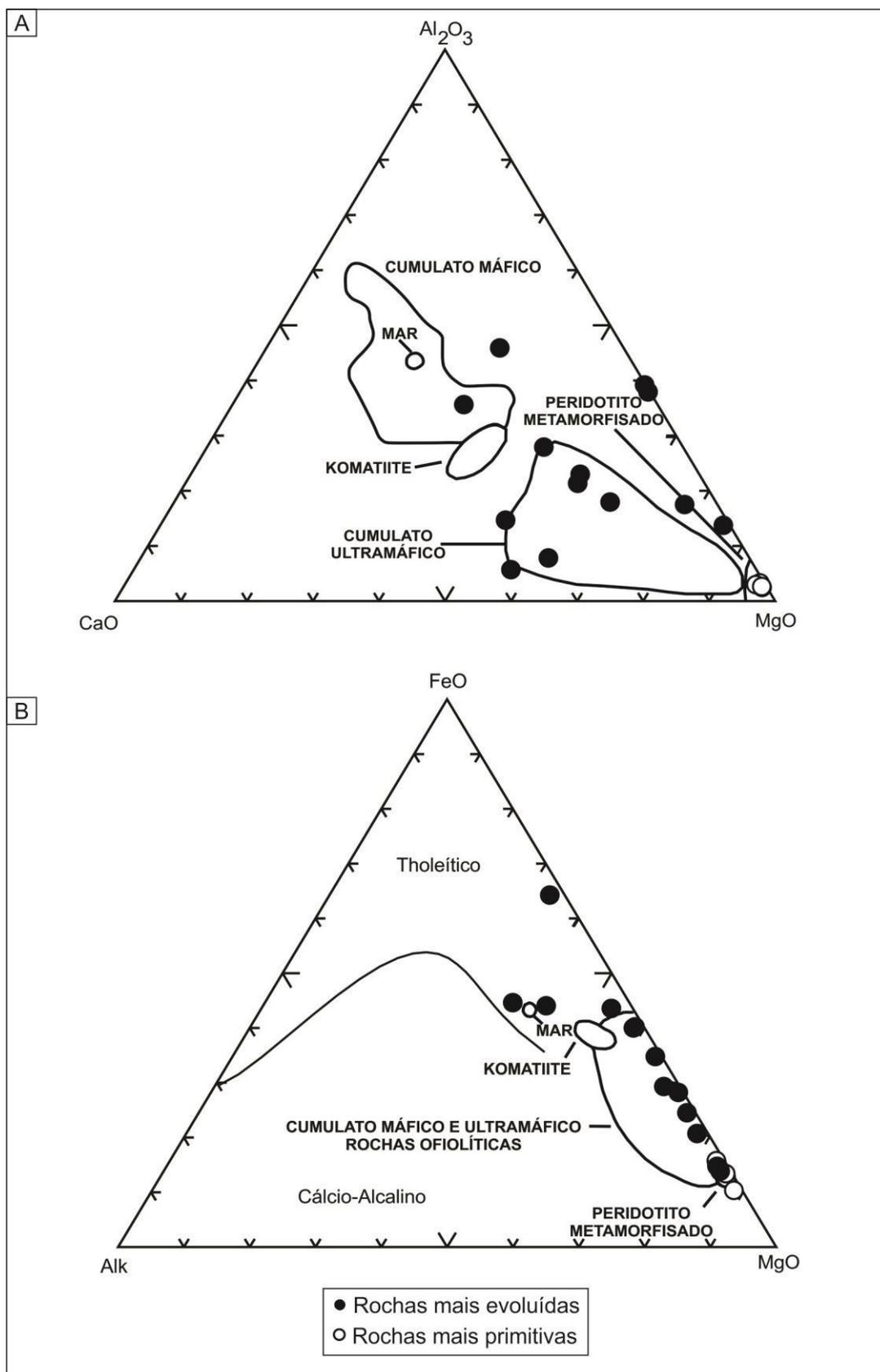


Figura 6. Diagramas ternários para inferir o ambiente tectônico das rochas ultramáficas deste estudo. A: Coleman (1977), B: Irvine e Baragar (1971).

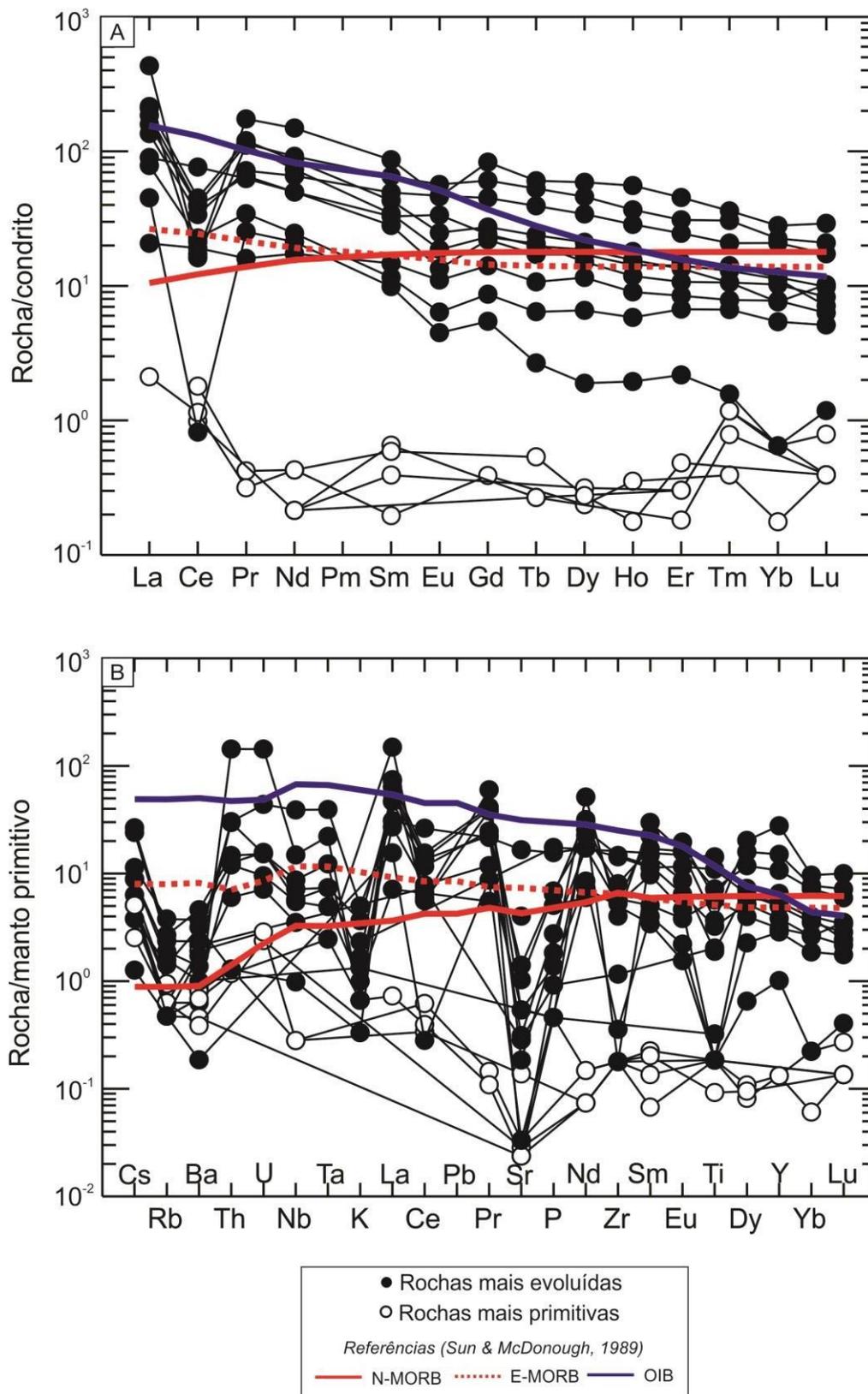


Figura 7. Padrão dos Elementos Terras Raras e dos elementos traços normalizados ao condrito e ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989). A composição típica de basaltos de ambientes tectônicos OIB (basalto de ilha oceânica), E-MORB (basalto enriquecido de cadeia meso-oceânica) e N-MORB (basalto normal de cadeia meso-oceânica) foram plotados para comparação.

4.3. Geologia Isotópica Sm-Nd

As análises isotópicas de Sm e Nd em rocha total foram realizadas nas amostras de rochas ultramáficas e metassedimentares do Grupo Tocantins que compõem a SRC. Os resultados obtidos estão listados na tabela 2.

Onze amostras das rochas mais evoluídas da SRC foram analisadas. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ varia de 0.0840 a 0.1883 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.511866 a 0.512545. Os valores de idade modelo (T_{DM}) situam-se entre 1.0 e 1.6 Ga. Não obstante as amostras de serpentinitos também foram analisadas, mas não obtiveram dados satisfatórios. Das duas amostras de rochas metassedimentares analisadas, o biotita xisto apresenta maiores razões em $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1851) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512032) e a idade modelo (T_{DM}) foi obtida no filito carbonoso, com 2.31 Ga.

Tabela 2. Dados isotópicos de Sm-Nd para as rochas das unidades metamáfica-ultramáfica, metassedimentar e filito carbonoso da Sequência Metassedimentar Rio do Coco.

Amostra	Tipo de rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\epsilon\text{Nd} (0)$	$\epsilon\text{Nd} (919)$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$
Unidade Metamáfica-ultramáfica									
CP-12	Actinolítico/tremolítico	2.60	8.98	0.1755	0.012	0.512536 (9)	-1.99	0.50	-
TF-15-VII-89	Act/tr-tlc xisto	1.57	11.34	0.0840	0.012	0.512193 (8)	-8.68	4.58	1.00
TF-15-V-125	Act/tr xisto	6.24	27.49	0.1373	0.012	0.512507 (11)	-2.56	4.44	1.07
TF-15-VII-87	Srp-tlc xisto	10.85	100.7	0.0651	0.012	0.511866 (6)	-15.05	0.42	1.21
CP-30	Actinolítico/tremolítico	2.15	14.18	0.0917	0.012	0.512040 (8)	-11.67	0.68	1.25
TF-15-VII-71	Act/tr-tlc xisto	6.51	36.97	0.1066	0.012	0.512058 (11)	-11.31	-0.72	1.40
CP-28	Act/tr xisto	7.75	44.62	0.1051	0.012	0.512031 (8)	-11.84	-1.07	1.42
CP-26	Act/tr xisto	14.16	73.42	0.1166	0.012	0.512095 (8)	-10.59	-1.18	1.48
TF-15-VII-71C	Actinolítico/tremolítico	0.49	2.32	0.1276	0.012	0.512125 (6)	-10.00	-1.89	1.62
CP-31	Actinolítico/tremolítico	8.61	34.94	0.1491	0.012	0.512351 (13)	-5.6	0.00	1.63
TF-15-VII-60	Act/tr xisto	3.03	9.74	0.1883	0.012	0.512545 (9)	-1.82	-0.83	-
Unidade Metassedimentar									
CP-02	Bt xisto	6.85	22.36	0.1851	0.012	0.512032 (9)	-11.82	-10.48	-
Unidade Filito Carbonoso									
CP-07	Filito carbonoso	10.86	47.54	0.138	0.012	0.511888 (8)	-14.634	-7.75	2.31

5. Discussão

Os corpos ultramáficos da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco acham-se dispostos na forma de lentes em meio às rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia. As diferentes rochas ultramáficas encontram-se metamorfizadas sob condições das fácies xisto verde alto a anfibolito baixo.

Mediante o diagrama de ETR normalizado ao condrito (Fig. 7), as rochas estudadas podem ser divididas em dois grupos, um conformado pelas rochas menos enriquecidas em ETR e outro conformado pelas rochas mais enriquecidas nesses elementos. O primeiro grupo estaria representado pelos serpentinitos enquanto que o segundo pelas demais rochas da SRC (actinolítico/tremolítico, act/tr xisto, act/tr xisto e act/tr-tlc xisto). Com relação aos elementos maiores, observa-se que nos diagramas binários (Fig. 5) as rochas tidas como as mais enriquecidas em ETR possuem composições medianas enquanto que os serpentinitos são empobrecidos em todos os elementos. Os diagramas ternários (Fig. 6) de Coleman (1977) e Irvine & Baragar (1971) permitiram classificar as rochas menos enriquecida em ETR como derivadas de peridotitos metamorfizados enquanto que as rochas mais enriquecidas como derivadas de cumulos máficos e ultramáficos.

Em função do exposto anteriormente, dois grupos podem ser separados. As rochas do primeiro grupo, com menor enriquecimento em ETR, representadas pelos serpentinitos derivados de protólitos peridotíticos, foram denominadas **Rochas mais Primitivas**. As demais conformado pelas rochas mais enriquecidas em ETR, representam protólitos cumulos máficos/ultramáficos, denominadas de **Rochas mais Evoluídas**. Essa divisão será seguida para discorrer as interpretações a seguir.

5.1. Rochas ultramáficas mais primitivas da SRC: serpentinitos

Os serpentinitos são resultantes da hidratação de rochas ultramáficas com transformações e temperaturas entre 100-700 °C (Guillot *et al.*, 2015). São caracterizados pelas texturas típicas encontradas nesse tipo de rochas, tais como *mesh* que é reconhecida pela organização em forma de rede dos

minerais do grupo da serpentina e considerada reliquiar da olivina, *interlocking* que não permite reconhecer os minerais primários, *bastite*, que marca a substituição de antigos cristais de piroxênio e veio de serpentina indicando que é posterior a primeira serpentinização.

Os serpentinitos da SRC são compostos por antigorita associada com talco e magnetita. O talco, além de influenciar no balanceamento de minerais hidratados (Deschamps *et al.*, 2013), pode estar relacionado com a variação da profundidade de infiltração dos fluidos metassomáticos causando anomalia negativa de Eu (Cárdenas-Parraga *et al.*, 2017), porém não acentuada nas amostras da SRC. A magnetita, tida como produto importante durante a serpentinização produzida pela oxidação de silicatos ferromagnesianos de ferro ferroso (Hodel, 2017), foi detectada tanto em lâmina como no microscópio eletrônico de varredura. Via difração de raio-X, também foi detectada a magnesita (carbonato de magnésio), resultado da alteração da serpentina por fluidos contendo ácido carbônico ou CO₂.

Entre os minerais do grupo do espinélio, a cromita é o mineral mais comum nas rochas ultramáficas sendo este mineral um bom indicador petrogenético e amplamente utilizado na classificação de peridotitos mantélicos de acordo com sua origem e configuração tectônica.

Nas análises efetuadas em microscópio eletrônico de varredura, a cromita não foi detectada nos serpentinitos. Sobre a ausência de cromita, pode ser inferido que: (i) a cromita se transformou em magnetita pelos efeitos da evolução metamórfica que ocorreu na região, restando vestígios de Cr em alguns cristais, (ii) este mineral faz parte da série da cromita, classificada como magnésiocromita; ou (iii) o Cr-espinélio alterou totalmente para Cr-magnetita devido ao aumento do grau metamórfico (Burkhard, 1992; Barnes, 2000; Ahmed *et al.*, 2005; Azer & Khalil, 2005; Azer & Stern, 2007; Kapsiotis *et al.*, 2007; Farahat, 2008; De Hoog, 2011; Samour & Hattori, 2013). Considerando que cristais de magnetita produzidos durante a serpentinização são quase puros (Hodel *et al.*, 2017) e apresentam baixo conteúdo de Cr (1.0 – 1.6%, Tab.

1) sustenta-se a hipótese (i) sobre a ausência de cromita na SRC.

A geoquímica dos serpentinitos foi influenciada pelo ambiente geodinâmico no qual eles foram formados. Deschamps *et al.* (2013) distinguiram três grupos de serpentinitos relacionados ao ambiente de subducção: (1) Serpentinitos abissais, representados pela hidratação de peridotitos oceânicos por atividade hidrotermal ou alteração de água do mar; (2) Serpentinitos da cunha mantélica que representam os peridotitos mantélicos hidratados por fluidos liberados da placa subducada; e (3) Serpentinitos subductados, os quais são mais heterogêneos, situados, na maioria das vezes, em zonas de sutura e associado com rochas metamórficas de alta pressão e baixa temperatura que, também podem ser originados de peridotitos abissais hidratados da dorsal, trincheiras, dentro do canal de subducção ou de uma zona de transição oceano-continente.

As concentrações dos principais elementos maiores em rocha total podem ser utilizadas para inferir a fertilidade do peridotito inicial dos serpentinitos (Hodel, 2017). O diagrama da figura 8 (Al_2O_3/SiO_2 vs. MgO/SiO_2) permitiu interpretar que os serpentinitos da SRC são do tipo harzburgito (Ol + Opx) típicos de origem abissal ($Al_2O_3/SiO_2 < 0.03$ e MgO/SiO_2 entre 0.8 – 1.2, Deschamps *et al.* 2013). Ainda assim, as texturas pseudomórficas tipo *mesh*, interpretadas como resquícios de cristais de olivina, permitem afirmar que um dunito também poderia ter sido o protólito dessas rochas. Os altos teores em MgO (37 – 39%) e baixo em Al_2O_3 (1 a 1.3%) são característicos de um manto residual. O baixo conteúdo em CaO (0.02 a 0.33%) é similar aos valores de serpentinitos abissais anidros ou peridotitos ofiolíticos (Bodinier & Godard, 2003; Niu, 2004) que também está de acordo com a ausência de clinopiroxênio nessas rochas. O valor de *LOI* maior que 11% (Tab. 1) é consistente com uma serpentinitização completa e os teores em TiO_2 é extremamente baixo, chegando a alcançar até 0.04%.

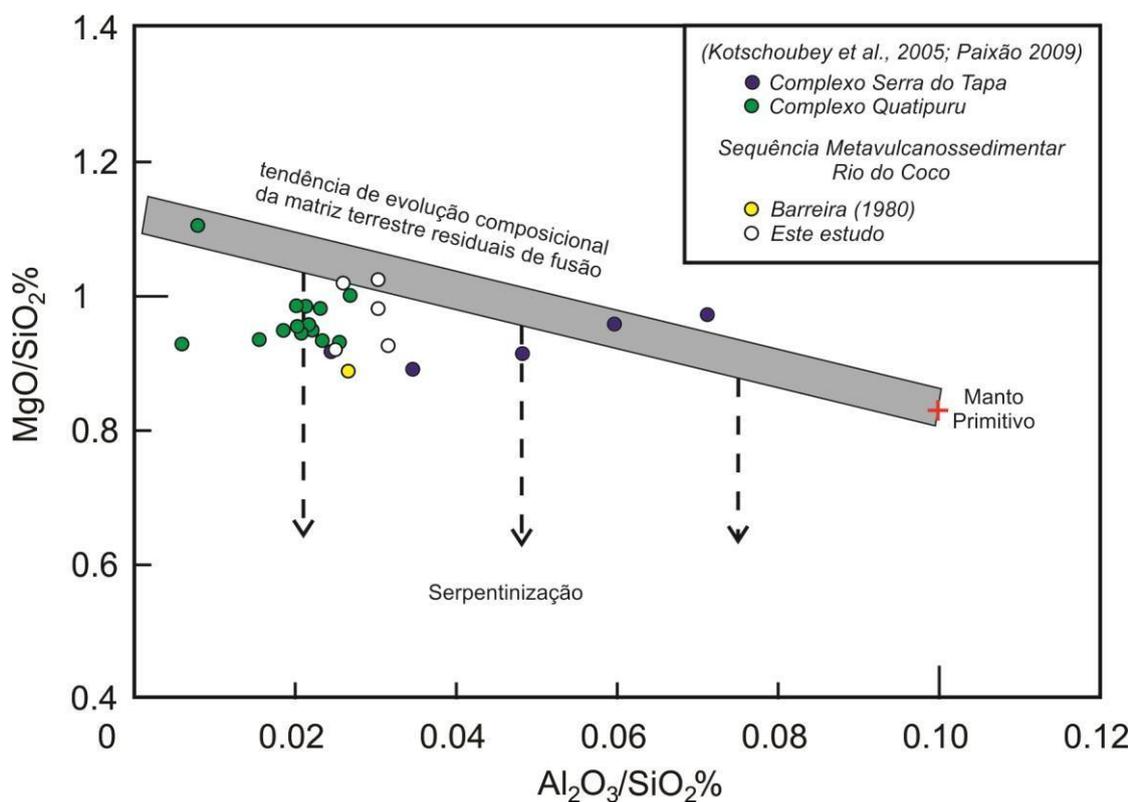


Figura 8. Diagrama estabelecido pelas razões dos elementos maiores MgO/SiO_2 e Al_2O_3/SiO_2 em que pode inferir a fertilidade do protólito dos peridotitos da SRC deste estudo e de Barreira (1980) como também dos complexos Serra do Tapa e Quatipuru (Kotschoubey *et al.*, 2005; Paixão, 2009). Composição da matriz terrestre residual de Jagoutz *et al.* (1979) e Hart & Zindler (1986). Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995).

As concentrações dos ERT encontram-se abaixo do valor do condrito (Fig. 7) característica esta de um peridotito residual empobrecido. Dentre os elementos traços detectados, o Sr possui uma forte anomalia negativa por conta da serpentinização e/ou carbonatização, e o seu consumo é justificado tanto pelas serpentinizações como pelo carbonato de magnésio (Kodolányi *et al.*, 2012). Até o presente não foram obtidos dados Sm-Nd deste grupo de rochas, que poderiam ajudar na interpretação do ambiente tectônico, sendo essa uma questão em aberto.

5.2. Rochas ultramáficas mais evoluídas da SRC

As rochas denotadas como “mais evoluídas” são compostas por cristais de anfibólio, talco, serpentina e clorita, desenvolvendo texturas lepidoblásticas, nematoblásticas, porfiroblásticas e granoblásticas.

A ocorrência de cristais relativamente grandes de tremolita/actinolita substituindo pseudomorficamente os cristais de piroxênio (Fig. 4E), ocorrem inseridos em uma matriz constituída por talco, clorita, serpentina, magnetita, quartzo e os próprios anfibólios em menor tamanho. Essa característica poderia estar relacionada às texturas inequigranulares original do protólito porfíricas possivelmente de origem vulcânica. No entanto o metamorfismo e a alteração superimposta torna difícil fazer inferências mais acuradas sobre as texturas do protólito. A ocorrência de clorita pode ser explicada pelo resultado do metassomatismo que essas rochas sofreram e pelos teores elevados de Al_2O_3 associado com baixos teores de SiO_2 .

Os diagramas de elementos traços e terras raras pontuam algumas anomalias (Fig. 7). O Ce expressa forte anomalia negativa e pode estar relacionado com os processos de infiltração de águas marinhas ocasionando a oxidação do Ce^{3+} para Ce^{+4} e posterior precipitação (Rollinson, 1993) ou mesmo tratar-se de herança de uma fonte empobrecida em Ce. Anomalias negativas também são observadas nos elementos Eu, Sr e Ti caracterizando a presença de plagioclásio, anfibólio e minerais opacos na fonte, respectivamente. Observa-se que uma amostra referente a um act/tr-tlc xisto (TF-15-VII-89) destaca-se pelo maior fracionamento nos ETR pesados.

O diagrama discriminante Th/Yb vs. Ta/Yb (Pearce, 1983 e modificado de Dilek & Furnes, 2014) é amplamente utilizado para inferir o ambiente tectônico de ofiolitos de diferentes partes do mundo. Neste diagrama (Fig. 9), as rochas mais evoluídas da SRC plotam-se desde o campo de *N-MORB* até *OIB*, junto com os ofiolitos de Kizildag e Mirdita (Dilek & Furnes, 2014), indicando um ambiente transicional para elas. Essas características também foram observadas nos diagramas de ETR quando comparadas aos padrões de basaltos típicos de vários ambientes tectônicos (Fig. 7). Constatou-se que um actinolitito/tremolitito (CP-12) apresentou similitude ao *E-MORB*, sete amostras (entre actinolitito/tremolitito, act/tr xisto e act/tr-tlc xisto) assemelharam-se ao *OIB* e duas amostras (actinolitito/tremolitito e act/tr xisto) não evidenciaram um padrão específico e foram tidas como intermediária entre as duas fontes.

O ofiolito de Kizildag, localizado no sul da Turquia, faz parte do Cinturão Ofiolítico Neotetiano da plataforma Arábica (Dilek & Delaloye, 1992). Ele é formado em um ambiente tectônico relacionado à subducção. De acordo com os dados geoquímicos foi sugerido que dois magmas parentais básicos principais, arco de ilha toleítico (*IAT*) e boninítico teriam se misturado. contemporaneamente no ambiente tectônico ativo de *fore-arc* (Karaoğlan *et al.*, 2013).

Os boninitos são definidos como lavas máficas saturadas em sílica, com alto teor em magnésio e apresentam fortes anomalias negativas em Ti (Le Maitre *et al.*, 1989; Le Bas, 2000). A composição típica permite inferir que os magmas primários provem de rochas com fontes extremamente esgotadas em Ti (Sklyarov *et al.*, 2016). Eles acontecem mais comumente em complexos ofiolíticos e são considerados importantes indicadores de ambientes relacionados à subducção em arcos de ilhas oceânicas primitivos (Crawford *et al.*, 1989), mas também podem ocorrer em outros ambientes tectônicos, incluindo *forearc*, *back-arc*, *greenstone belts* e ambientes continental ou epicontinental (Deschamps & Lallemand, 2003). Mineralogicamente são caracterizados pela ausência de fenocristais de plagioclásio e apresentam muitos fenocristais de olivina e piroxênio (Crawford *et al.*, 1989).

Contudo, há uma ampla variação composicional dessas rochas e a definição clássica dos boninitos baseia-se nas composições químicas (Sklyarov *et al.*, 2016). Crawford *et al.* (1989) os classificaram em duas classes com base nos elementos maiores, de alto e de baixo Ca. A classe com alto Ca apresenta $\text{SiO}_2 < 56\%$ e razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.75$ e a classe com baixo Ca é subdividida em três tipos: tipo 1 ($\text{CaO} < 6\%$, alta $\text{SiO}_2 > 58\%$ e total de álcalis $> 2\%$ e baixos teores em $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.5$ e $\text{FeO} < 6\%$); o tipo 2 ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.55$, $\text{FeO} < 7\%$, alto total de álcalis e conteúdo de SiO_2 mais baixo comparado ao tipo 1); e o tipo 3 ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ alto (0.5 – 0.75) e composicionalmente intermediários entre o tipo 1 e a classe de alto Ca). Alguns boninitos de alto Ca podem ser originários de uma fonte mantélica refratária com características *OIB* (Sharaskin *et al.*, 1983a,b; Falloon & Crawford, 1991; Macpherson & Hall, 2001).

O baixíssimo conteúdo em TiO_2 ($< 0.5\%$), alto em Ni e Cr e baixo *HFSE* e ETR observado nas rochas da SRC, são características também comuns nos boninitos. Diante dessas características, avaliou-se a possibilidade de que parte das rochas da sequência estudada poderiam ser classificadas como boninitos. Dez amostras, entre actinolíticos/tremolítico e act/tr xistos, enquadram-se na classe de boninitos com alto Ca. A maioria delas apresentam características tipo *OIB*, as restantes têm características *E-MORB* ou transicional entre essas duas fontes. Não obstante, as demais rochas evoluídas e o grupo dos serpentinitos, não apresentaram características que pudessem enquadrá-las nessas classes.

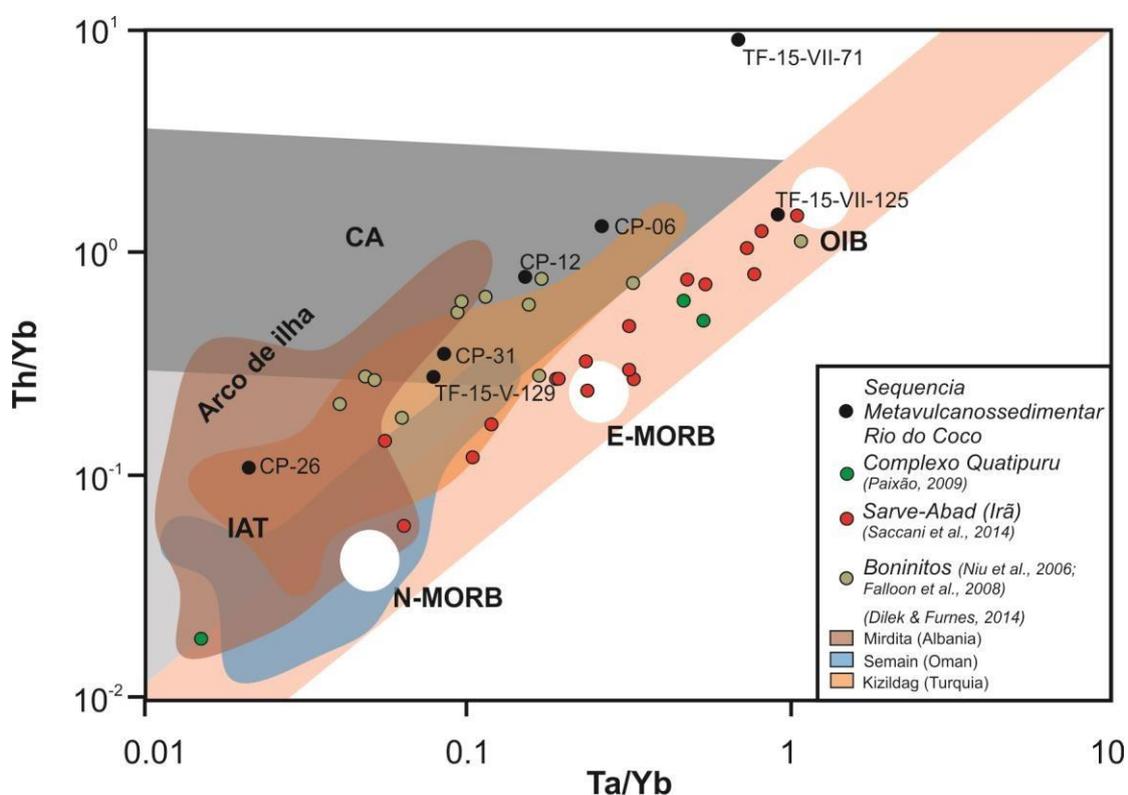


Figura 9. Diagrama Ta/Yb versus Th/Yb utilizado para inferir o tipo de ambiente tectônico das rochas mais evoluídas da SRC. CA: basalto cálcio-alcálico, IAT: basalto toleítico de arco de ilha, E-MORB: basalto de dorsal oceânica enriquecido, N-MORB: basalto de dorsal oceânica normal, OIB: basalto de ilha oceânica. No diagrama, as amostras da SRC foram comparadas com diferentes ofiolitos (Dilek & Furnes, 2014) e boninitos de alto Ca de diferentes ambientes (Falloon et al., 2008; Niu et al., 2006). O ofiolito Sarve-Abad é um exemplo de ofiolito de margem continental (Saccani et al., 2014). Modificado de Pearce (1983).

Em termos de isótopos de Nd, as rochas mais evoluídas da SRC, foram divididas em dois grupos (Fig. 10). Duas amostras, um act/tr-tlc xisto (TF-15-VII-89) e um act/tr xisto (TF-15-V-125) apresentam T_{DM} mais jovens, de 1.00 e 1.07 Ga, sendo denominadas de *Grupo 1*. As sete amostras restantes, variando em composição desde srp-tlc xisto (TF-15-VII-87) até actinolítico/tremolítico (CP-31), possuem T_{DM} mais antigo de entre 1.21 e 1.63 Ga e foram enquadradas no *Grupo 2*.

Das duas amostras de rochas metassedimentares analisadas correspondentes ao Grupo Tocantins, a amostra de filito carbonoso proporcionou T_{DM} de 2.31 Ga, a qual é similar aos resultados obtidos nas rochas metassedimentares dos grupos Estrondo e Tocantins compilados de Paixão *et al.* (2008), gnaisses tonalíticos e granodioríticos do Complexo Rio dos Mangues (Arcanjo *et al.*, 2013), Granito Serrote (Arcanjo *et al.*, 2013) e dos granitóides do Cráton Amazônico (Sato & Tassinari, 1997; Arcanjo *et al.*, 2013).

Como pode ser apreciado em termos de geoquímica e isótopos de Nd, as rochas do grupo 1 representariam, dentro deste grupo de rochas mais evoluídas, as fontes mais primitivas e menos contaminadas enquanto que as rochas do grupo 2 evidenciam uma mistura entre duas fontes, uma fonte mantélica (representada pelas rochas do grupo 1) e uma fonte crustal, representada pelas rochas do embasamento da Faixa Araguaia (Fig. 10). Além do mais, constata-se que as rochas pertencentes ao grupo 1 são todas relacionadas a um ambiente do tipo *OIB* enquanto que as rochas do grupo 2 ao *OIB* e transicional entre *OIB* e *E-MORB*.

Na figura 11 constata-se que as rochas do grupo 2 são mais enriquecidas em ETR com relação as rochas do grupo 1, podendo esta ser outra evidência de contaminação das rochas do grupo 2.

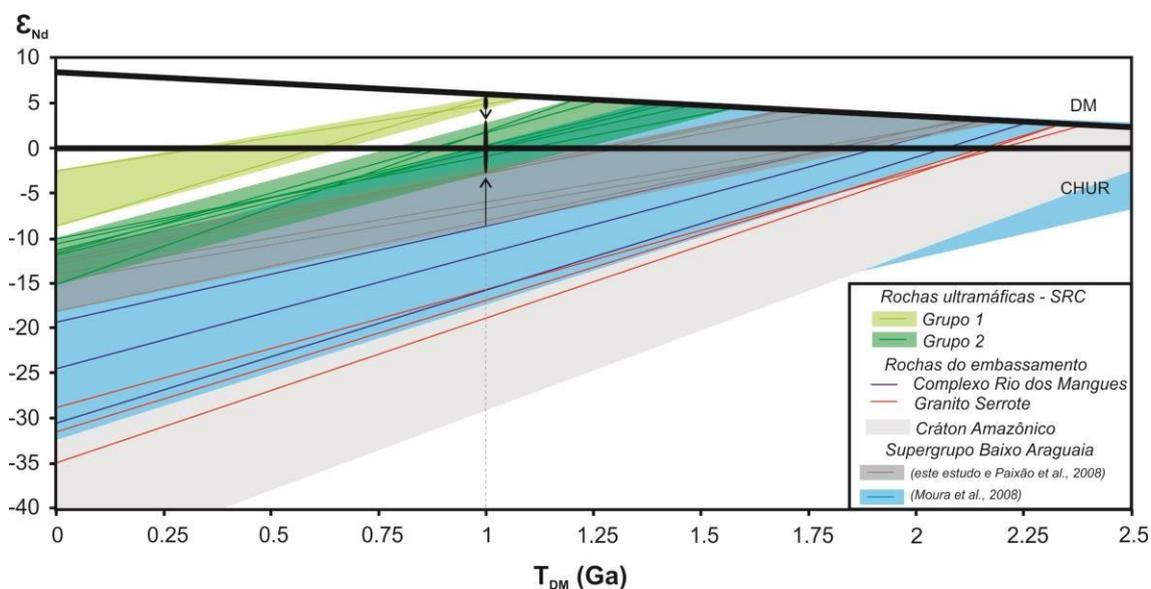


Figura 10. Evolução isotópica de Nd das rochas ultramáficas mais evoluídas da SRC. No gráfico observa-se muito bem a separação das mesmas em dois grupos em função das idades modelo. Para comparação foram também incluídas as rochas do embasamento. Há dois campos representativos com as rochas metassedimentares da Supergrupo Baixo Araguaia, um grupo contendo as amostras da SRC (filito carbonoso) e dos grupos Tocantins e Estrondo pelos dados compilados de Paixão *et al.* (2008) e o segundo e maior campo com os dados obtidos de Moura *et al.* (2008). Como também foram inclusos para comparação o embasamento da região, os granitos do Complexo Rio dos Mangues e da Suite Serrote (Arcanjo *et al.*, 2013) e os granitóides do Cráton Amazônico (Sato & Tassinari, 1997; Arcanjo *et al.*, 2013).

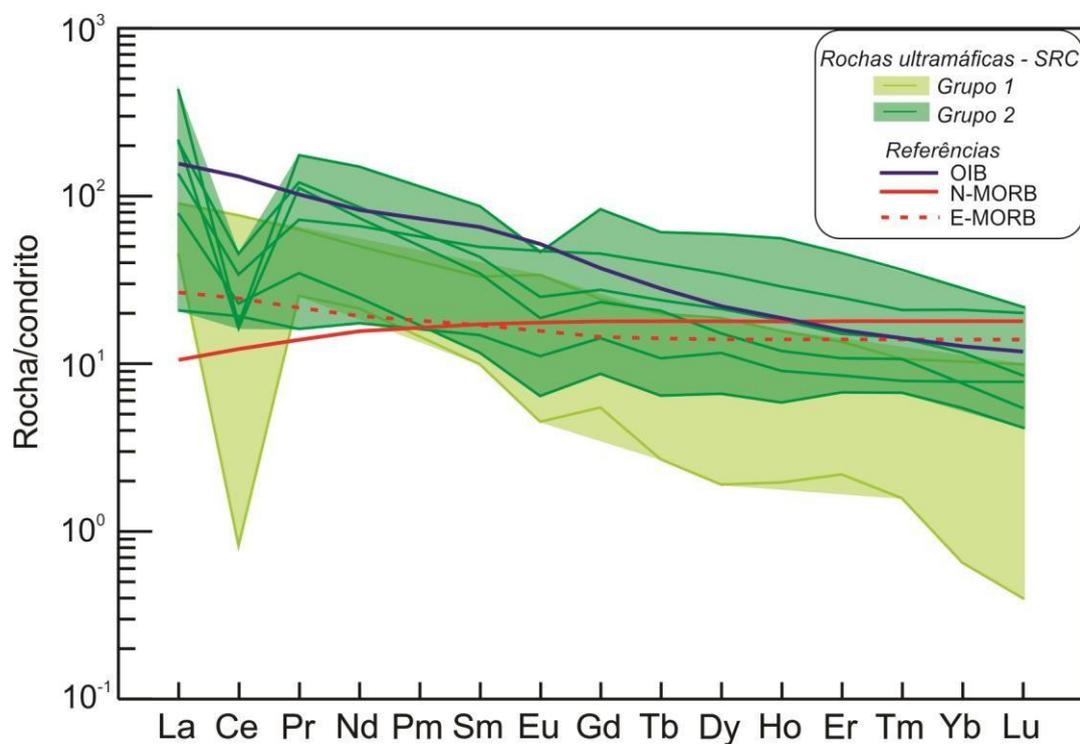


Figura 11. Diagramas de elementos terras raras normalizado ao condrito de Sun & McDonough (1989) para as rochas dos grupos 1 e 2.

Contudo, o ambiente para a geração das rochas mais evoluídas da SRC também é uma questão em aberto, visto que o provável ambiente tectônico tem que estar relacionado a uma mistura de afinidades geoquímicas (*OIB* a *MORB*).

5.3. Provável idade para a SRC

A primeira interpretação com respeito à idade da SRC foi obtida por meio de correlação entre as unidades em um contexto regional (Barreira, 1980). Segundo esse autor, a SRC, próximo da cidade Paraíso do Tocantins, está assentada sob um Complexo gnáissico, antigamente denominado Complexo Basal Goiano, metamorfozado sob condições da fácies anfíbolito médio a alto. Tanto o Complexo basal como a SRC foram intrudidos por um granito-gnaissoso rosado.

Dados Rb-Sr obtidos nas rochas do Complexo Colmeia na região Colmeia/TO apresentam duas isócronas com valores de 1.8 Ga e 2.7 Ga (Hasui *et al.*, 1980b). A idade de 1.8 Ga não foi possível relacionar-se a nenhum evento metamórfico reconhecido na área. Porém, a idade de 2.7 Ga estaria relacionada com um evento termo-tectônico que teria sido responsável pela migmatização do Complexo Colmeia e pela formação de dobras com eixo ESE e EW, observados tanto no granito-gnaissoso rosado como na SRC. Deste modo afirmou-se que o granito-gnaissoso foi intrudido aos ~2.7 Ga. Tendo em conta que o grau metamórfico do Complexo Basal não atingiu a SRC e a possível idade do granito-gnaissoso, postulou-se que a SRC teria sido originada durante o Arqueano. A mesma foi classificada como um tipo clássico de *greenstone belt* em virtude das observações obtidas em campo (Barreira, 1980). Posteriormente, Arcanjo (2002) confirmou esta caracterização por meio de datação Pb-Pb com valores de 2.61 Ga obtida em grãos de zircão de rochas metabásicas, interpretada como a idade mínima de cristalização.

Um dos objetivos da presente pesquisa é a utilização de dados Sm-Nd em rocha total para compreender as possíveis fontes destas rochas e tentar definir a idade da mesma. Quando todas as amostras do grupo de rochas mais evoluídas são plotadas juntas, elas não definem um alinhamento no diagrama isocrômico e, por conseguinte, não é possível definir uma idade isocrômica. Não

obstante isso, os resultados Sm-Nd destas rochas ultramáficas permitiram fazer inferências sobre a possível idade da SRC tendo em consideração as idades modelos (T_{DM}). Os resultados de T_{DM} , entre 1.00 e 1.63 Ga (Tab. 3), possibilitaram inferir que a SRC seja muito mais jovem que inicialmente proposto.

Entre os diversos corpos ofiolíticos identificados na Faixa Araguaia, como Couto Magalhães Velho, Pau Ferrado, Olho d'água, Morro do Jacu, Morro do Solto, Morro de Serrinha, Morro Grande, Morro do Agostinho, Quatipuru, Formação Tucuruí e Serra do Tapa, o Complexo Quatipuru é o único datado até o presente (Paixão *et al.*, 2008). Dados Sm-Nd, realizados em cinco amostras de diques que cortam as rochas ultramáficas, incluindo três olivina gabros e dois diabásios, definiram uma idade de 757 ± 49 Ma. Apesar do erro elevado, a mesma foi interpretada como a idade mais recente de cristalização de produtos magmáticos relacionados à construção da litosfera oceânica da Faixa Araguaia durante o Neoproterozoico. Paixão *et al.* (2008) sugeriram que, entre tantas similaridades, esta idade pode ser usada como uma das correlações entre as faixas Neoproterozoicas do Brasil Central (Araguaia) com as faixas da África Ocidental (Mauritanide-Bassaride-Rokelide ou Dahomey). O ofiolito do Complexo Timetrine da Faixa Dahomey foi formado em 800 ± 50 Ma (Caby, 1987) e o estágio de formação da litosfera oceânica da Faixa Mauritanide-Bassaride-Rokelide encontra-se entre 650-700 Ma (Paixão *et al.*, 2008), posto que a idade de construção de ambas litosferas estão no mesmo contexto.

A assinatura isotópica Sm-Nd dos basaltos e diques dos complexos Morro do Agostino e Quatipuru (Paixão *et al.*, 2008) indicam que estas rochas tem valores positivos de ϵ_{Nd} (+4.71 a +6.88) quando recalculadas a 757 Ma. Essas características permitiram indicar uma fonte de manto empobrecido (MORB) e que as amostras não tiveram contaminação com crosta continental (Paixão *et al.*, 2008). Contudo, os dois complexos divergem quanto à ambiência, o complexo Morro do Agostinho é tido como tipo de *N-MORB* enquanto que o complexo Quatipuru como *E-MORB* (Paixão, 2009).

O diagrama $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 12) reúne as rochas mais evoluídas da SRC e aquelas referentes aos complexos Morro do

Agostinho e Quatipuru (Paixão *et al.*, 2008). No mesmo, observa-se o alinhamento de duas amostras da SRC, definidas como grupo 1 na figura 12, em uma reta junto com as amostras de basaltos e diques dos ofiolitos Quatipuru e Morro de Agostinho. Este conjunto de amostras define uma isócrona de 919 ± 53 Ma ($MSWD=1.03$) com razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.511701 e ϵ_{Nd} de +4.9 (Fig. 12B), característico do manto. A idade obtida é próxima das idades modelo de 1.00-1.07 Ga reforçando o caráter juvenil e a pouca a nenhuma contaminação que as rochas da SRC deveriam ter tido no momento de formação.

Para conferir que a idade obtida não é simplesmente uma linha que representa mistura de dados, posto que as amostras utilizadas são rochas de diferentes corpos, as mesmas foram plotadas juntas (Fig. 12B) no diagrama de ETR. Enquanto que as amostras da SRC e do Complexo Quatipuru apresentam características geoquímicas semelhantes aos basaltos de ilha oceânica (*OIB*), uma das amostras do complexo Morro do Agostinho teve afinidade a um basalto normal de cadeia meso-oceânica (*N-MORB*). Excluindo as amostras do Morro do Agostinho do recálculo da isócrona, a nova idade ainda é similar de 918 ± 53 Ma ($MSWD=1.5$, razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.511702 e ϵ_{Nd} de +4.9), uma vez que não houve divergência nos dados obtidos.

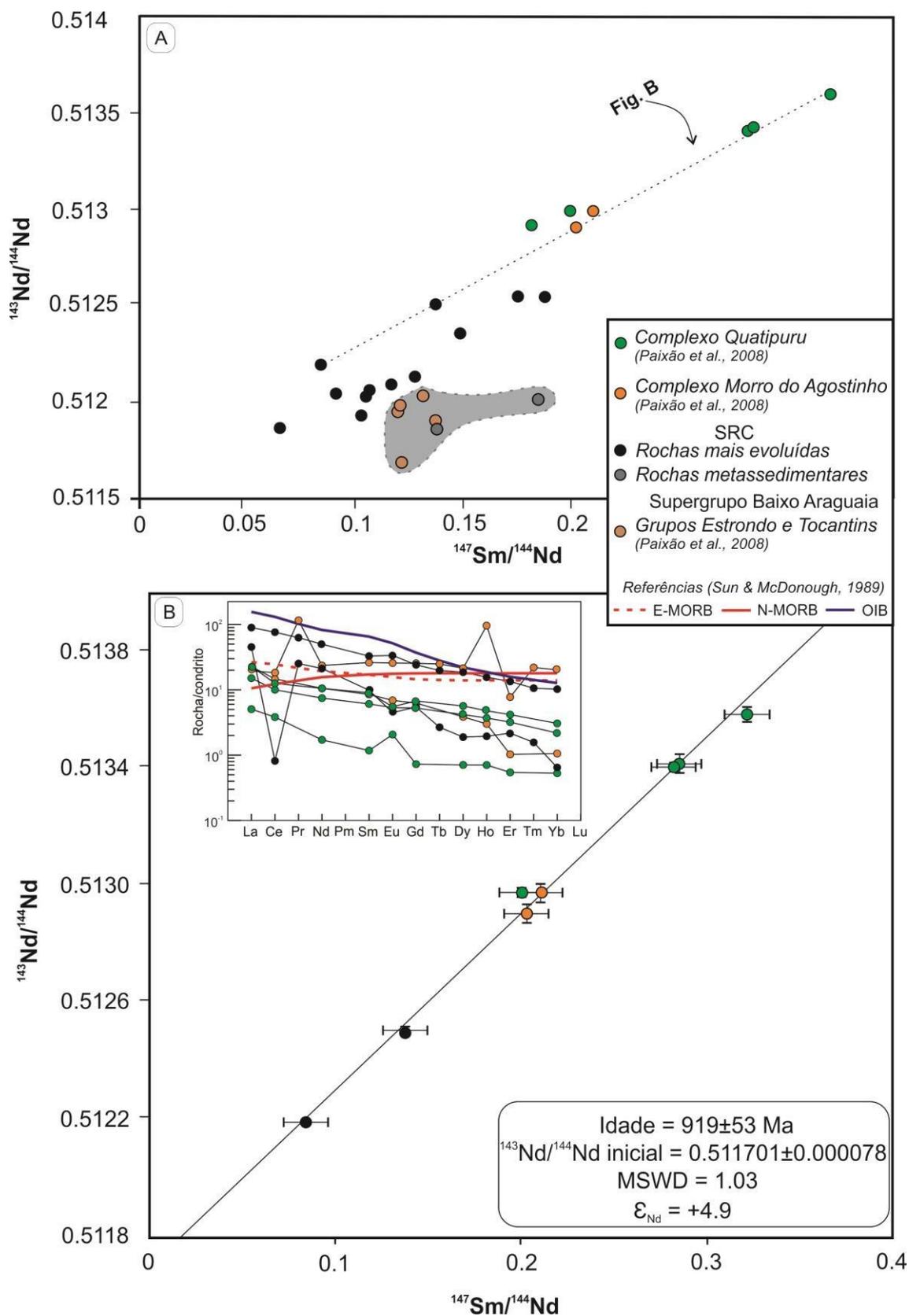


Figura 12. D Diagramas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (A) com amostras que compreendem a SRC, os complexos Morro do Agostinho e Quatipuru e as rochas metassedimentares da SRC e dos grupos Tocantins e Estrondo (Paixão et al. 2008). Em (B) tem-se a isócrona definida com as amostras livres de contaminação gerando idade de 919 Ma. Em inset são plotadas as rochas que faz parte da isócrona no diagrama de ETR, para verificar a assinatura geoquímica.

Os basaltos típicos de ambientes tectônicos, *E-MORB* (basalto enriquecido de cadeia meso-oceânica), *N-MORB* (basalto normal de cadeia meso-oceânica) e *OIB* (basalto de ilha oceânica) também foram plotados.

5.4. Contexto geológico da SRC na Faixa Araguaia

Dados $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ em cristais de zircão detríticos de quartzitos do Grupo Estrondo (Formação Morro do Campo) obtidos por Moura *et al.* (2008), indicaram contribuição arqueana para a porção norte da Faixa Araguaia. Entretanto, para a porção sul os mesmos autores obtiveram uma distribuição bimodal de idades de grãos de zircão detríticos: uma fonte principal mesoproterozoica com idades entre 1000-1100 Ma e uma fonte secundária com idades paleoproterozoicas entre 1800-1900 Ma. O Cráton Amazônico provavelmente foi a fonte dos grãos de zircão com idades mais velhas, já que é constituído por terrenos arqueanos/paleoproterozoicos (Tassinari & Macambira, 1999). No entanto, os grãos de zircão com idades mais jovens não poderiam ter sido provenientes somente das unidades deste cráton. Em uma tentativa para explicar esta contribuição, os autores postularam outros possíveis cenários como as províncias geocronológicas Rondoniano-San Ignacio (1.5-1.3 Ga; Tassinari & Macambira, 1999) e Sunsás (1.2-1.0 Ga; Tassinari & Macambira, 1999). Contudo, Moura *et al.* (2008) argumentaram que essas províncias encontram-se muito distantes da Faixa Araguaia para serem as principais áreas fonte dos quartzitos do Grupo Estrondo e sugerem que precisa ser definida uma área fonte mais próxima para explicar a alta proporção de grãos detríticos com idades entre 1.0 e 1.2 Ga.

A mistura de duas fontes também foi observada nas idades T_{DM} de 1.6-1.7 Ga e 2.4-2.7 Ga obtidas nos Grupos Estrondo e Tocantins (Moura *et al.*, 2008). As mesmas seriam provavelmente o resultado da mistura de fontes crustais antigas, arqueanas/paleoproterozoicas provindas principalmente dos crátons São Francisco e Amazônico e do Maciço de Goiás, e de fontes crustais juvenis, meso/neoproterozoicas derivadas do Arco Magmático de Goiás.

Arcanjo & Moura (2000) dataram grãos de zircão de rochas félsicas alcalinas da Serra da Estrela (Suíte Monte Santo) à noroeste da cidade de Paraíso do Tocantins, em 1.0 Ga (método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). As mesmas foram

interpretadas como do rifteamento crustal concomitante com a formação da Bacia Araguaia (Alvarenga *et al.*, 2000).

A afinidade geoquímica tipo *OIB* é marcante no grupo de rochas mais evoluídas da SRC. Fontes mantélicas com características *OIB* poderiam indicar a presença de plumas ou a presença de um manto metassomatizado enriquecido em *OIB* (Fig. 13). Contudo, constatou-se na figura 14 que as rochas da SRC plotam em um campo transicional do *E-MORB* ao *P-MORB*. Estas características são encontradas nos ofiolitos não relacionados à subducção que representam o estágio de formação da crosta oceânica e refletem, predominantemente, afinidades químicas do basalto de dorsal meso- oceânica (Furnes *et al.*, 2015). A atividade magmática associada ao rompimento continental e a formação de crosta oceânica embrionária produz uma zona de transição oceano-contidente (*OCTZ*) que pode ser preservada em faixas orogênicas como em ofiolitos de margem continental (Dilek & Furnes, 2014). Os ofiolitos de margem continental são altamente desmembrados e não apresentam a pseudoestratigrafia completa típica de *Penrose* (Saccani *et al.*, 2015). Diante disto e posto que Kotschoubey *et al.* (2005) e Hodel (2017) enquadram as rochas máficas e ultramáficas da Faixa Araguaia em uma configuração *OCTZ*, pode induzir que a SRC é tida como uma *mélange* ofiolítica de margem continental.

A idade de 920 Ma das rochas da SRC é, até agora, a melhor estimativa que se tem sobre o início de formação de litosfera oceânica depois do rifteamento no contexto *OCTZ*. Ela representaria a crosta juvenil meso/neoproterozoica observada indiretamente nos dados de Moura *et al.* (2008). Pode-se dizer que a SRC reforça a ocorrência do magmatismo máfico e ultramáfico na Faixa Araguaia e o desenvolvimento dessas rochas também podem ajudar na interpretação com respeito à dinâmica de ruptura do Rodínia durante o ciclo Brasileiro/Pan-Africano (650-600 Ma).

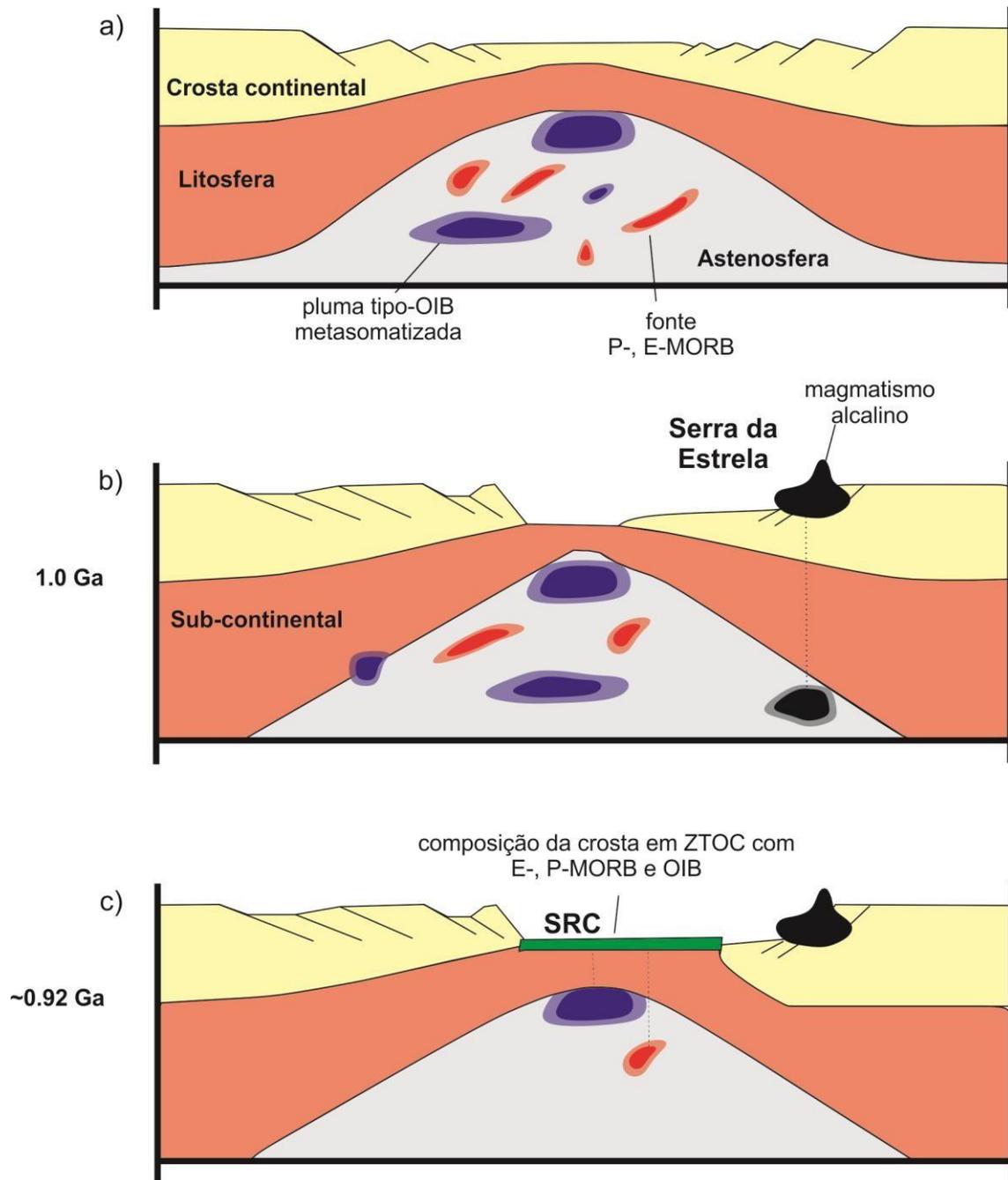


Figura 13. Modelo evolutivo da Faixa Araguaia no contexto de zona de transição oceano-contidente. (a) início do rifteamento, (b) evento alcalino em 1.0 Ga, (c) primeiro indício de litosfera oceânica em 0.92 Ga. Adaptado de Saccani *et al.* (2015).

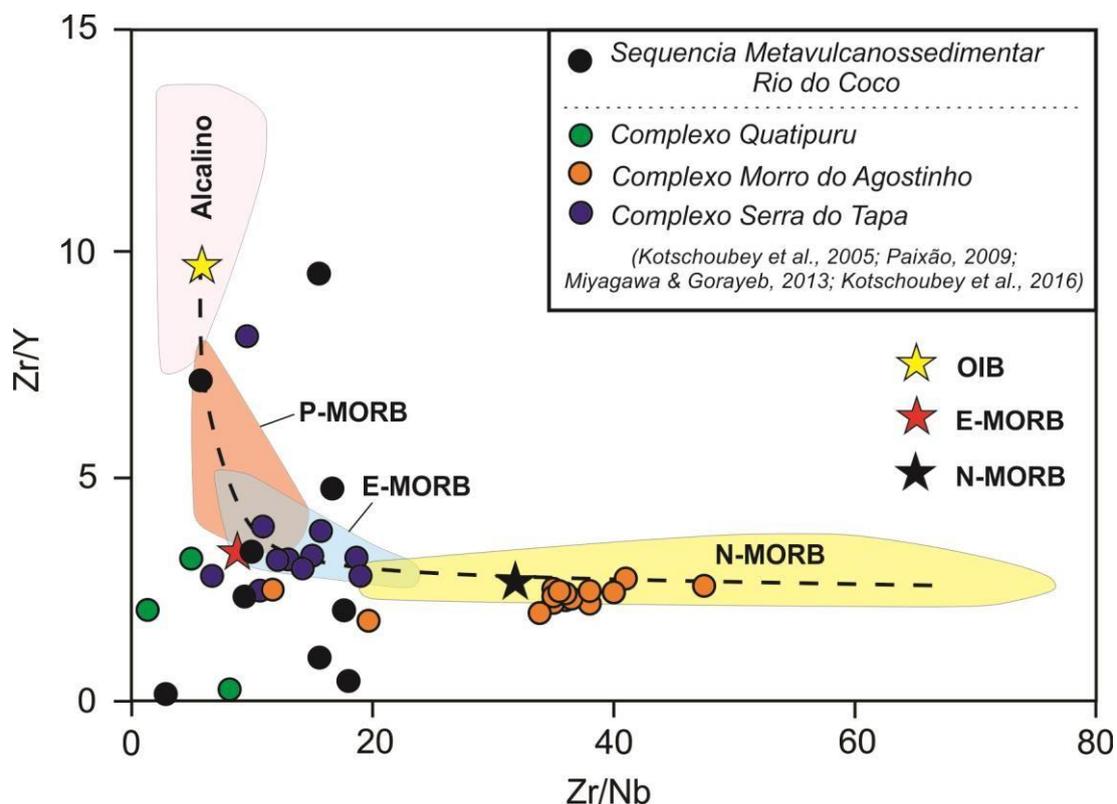


Figura 14. Diagrama Zr/Nb vs. Zr/Y para rochas máficas e ultramáficas da Faixa Araguaia. Os campos indicam a variação composicional para os diferentes basaltos. A linha tracejada representa a curva de mistura calculada usando OIB e N-MORB. N-MORB: dorsal meso-oceânica normal, E-MORB: dorsal meso-oceânica enriquecida, P-MORB: dorsal meso-oceânica tipo pluma, OIB: basalto de ilha oceânica. Adaptado de Saccani *et al.* (2014).

Moura *et al.* (2008) sugeriram, com base na idade máxima de sedimentação dada pelas idades mais jovens encontradas nos quartzitos (1.0 Ga) e na idade do evento de plutonismo máfico toleítico da Suíte Intrusiva Xambica de 817 Ma por $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão (Gorayeb *et al.*, 2004), uma idade máxima de sedimentação de 900 Ma para as rochas metassedimentares da Faixa Araguaia. Este plutonismo gabrítico de 817 Ma intruiu na sequência sedimentar que originou o Grupo Estrondo precedendo ao metamorfismo e tectonismo Neoproterozoico que aconteceu em torno de ~550 Ma, que formou a Faixa Araguaia (Gorayeb *et al.*, 2004).

Mais para o sul, no contexto da Faixa Brasília, rochas metavulcânicas do Arco Magmático de Goiás foram datadas mediante análises isotópicas U-Pb em grãos de zircão que resultou na idade de 916 Ma (Matteini *et al.*, 2010). Esta

idade está de acordo com a hipótese da presença de um arco de ilha no oceano entre os crátons São Francisco e Amazônico (Pimentel *et al.*, 1997).

Dentre os ofiolitos aflorantes na Faixa Araguaia, destacam-se as três principais ocorrências, os complexos Serra do Tapa, Morro do Agostinho e Quatipuru. Todos eles foram definidos, geoquimicamente, como basaltos toleíticos possuindo assinaturas geoquímicas diferentes. Os complexos Serra do Tapa (Kotschoubey *et al.*, 2005) e Morro do Agostinho (Paixão, 2009) foram classificados como típicos de *N-MORB* enquanto que o Quatipuru (Paixão, 2009) a um *E-MORB*. Como referido acima, as rochas da SRC foram classificadas com caráter toleítico mas com assinatura geoquímica transicional entre *E-MORB* a *OIB*.

As assinaturas típicas de basaltos de dorsal meso-oceânica contradizem o contexto de uma zona de supra-subducção (*SSZ*) proposto por Paixão *et al.* (2008) para as rochas máficas e ultramáficas da Faixa Araguaia. Esta proposta tomou como base as interpretações obtidas nos cromititos de baixo Cr e baixos teores de EGP. No entanto, Kotschoubey *et al.* (2005) sugeriram que as rochas fossem remanescentes de uma litosfera proto-oceânica formada em uma bacia oceânica pouco desenvolvida ou uma zona de transição oceano-contidente (*OCTZ*). Para tanto, dados recentes de geoquímica de Hodel (2017) descartam a hipótese de uma configuração de *SSZ* afirmando que as rochas não resistem muito à fusão de hidratação intensa, como é comumente alegado aos peridotitos de *SSZ*, e que não há evidência de rochas vulcânicas relacionadas à subducção na Faixa Araguaia. Hodel (2017), então, sustenta a proposta estabelecida por Kotschoubey *et al.* (2005), em que um manto depletado herdado deve ter ocorrido para explicar o caráter altamente empobrecido do peridotito e, alternativamente, este caráter poderia refletir uma litosfera oceânica madura.

A possível correlação da SRC com os corpos ofiolíticos da Faixa Araguaia foi baseada nas características geológicas, petrográficas, geoquímicas e geocronológicas percorridas nesta pesquisa. Em comparação aos elementos maiores nos diagramas binários (Fig. 5), foi possível distinguir os basaltos dos complexos Morro do Agostinho e Serra do Tapa como o grupo

de rochas mais diferenciado e enriquecido enquanto que todos os peridotitos são fraco a totalmente empobrecido nos elementos inferidos, o que pode ser correlato com a mesma afinidade geoquímica *N-MORB*. As demais rochas ultramáficas da SRC e do Complexo Quatipuru encontram-se associadas complementando os *trends*. As rochas mais empobrecidas são aquelas tidas como as primitivas, os peridotitos.

A figura 15 detalha a variação dos elementos traços Ni e Cr de maior concentração em todos os complexos. Certifica-se a presença de dois *trends* orientados pelas amostras do complexo Quatipuru. O *trend A* é guiado pelo aumento relativo do Cr e Ni e o *trend B* pelo aumento do Ni com baixa concentração de Cr. Os complexos Serra do Tapa e Morro do Agostinho concentram-se no ponto inicial do diagrama e praticamente não variam. Contudo, os serpentinitos e talco xistos do Serra do Tapa estão pouco dispersos seguindo o *trend A* e com uma amostra próximo ao extremo do *trend B*. A SRC complementa o *trend A*, acompanhando o comportamento das rochas do Complexo Quatipuru. Sendo assim, pode-se inferir que (i) as rochas da sequência são corpos desmembrados e contínuos do complexo Quatipuru ou (ii) pode ser considerada inclusas no conjunto de corpos máficos e ultramáficos constituindo um único complexo ofiolítico da porção sul da faixa.

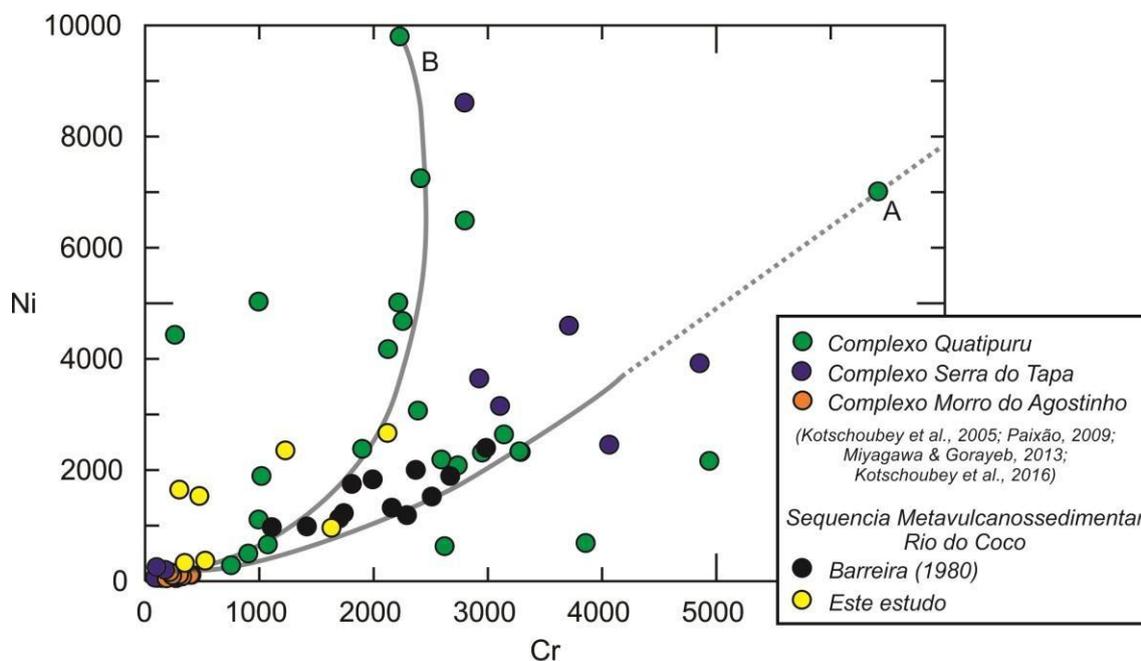


Figura 15. A Gráficos binários de Ni vs. Cr, elementos traços de maior expressividade entre todas as rochas dos complexos Quatipuru, Serra do Tapa, Morro do Agostinho e Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco. Ocorrência de dois *trends*: A e B.

Com respeito a pseudoestratigrafia dos ofiolitos da Faixa Araguaia não se encontra completa como a típica estabelecida na Conferencia de *Penrose* (Anônimos, 1972). Os ofiolitos da faixa são representado por peridotitos mantélicos serpentinizados e derrames basálticos (Paixão, 2009). O Complexo Quatipuru marca a base de uma Zona de Transição de *Moho* (Paixão & Nilson, 2001) e é organizado por peridotitos serpentinizados cortados por uma suíte de diques com *pods* de cromitito e impregnação magmática. O Complexo Morro do Agostinho é caracterizado por uma associação distinta de harzburgito serpentinado e *pillow* basaltos (Paixão *et al.*, 2008) e o complexo Serra do Tapa por ultramafitos e *pillow* basaltos. Ao simular a união dos corpos da porção sul (Quatipuru, Morro do Agostinho e SRC), nota-se uma pseudoestratigrafia quase completa (Fig. 16), faltando apenas a camada de rochas gabróicas. Contudo, induz que esses corpos são contínuos e podem formar um único complexo ofiolítico de margem continental.

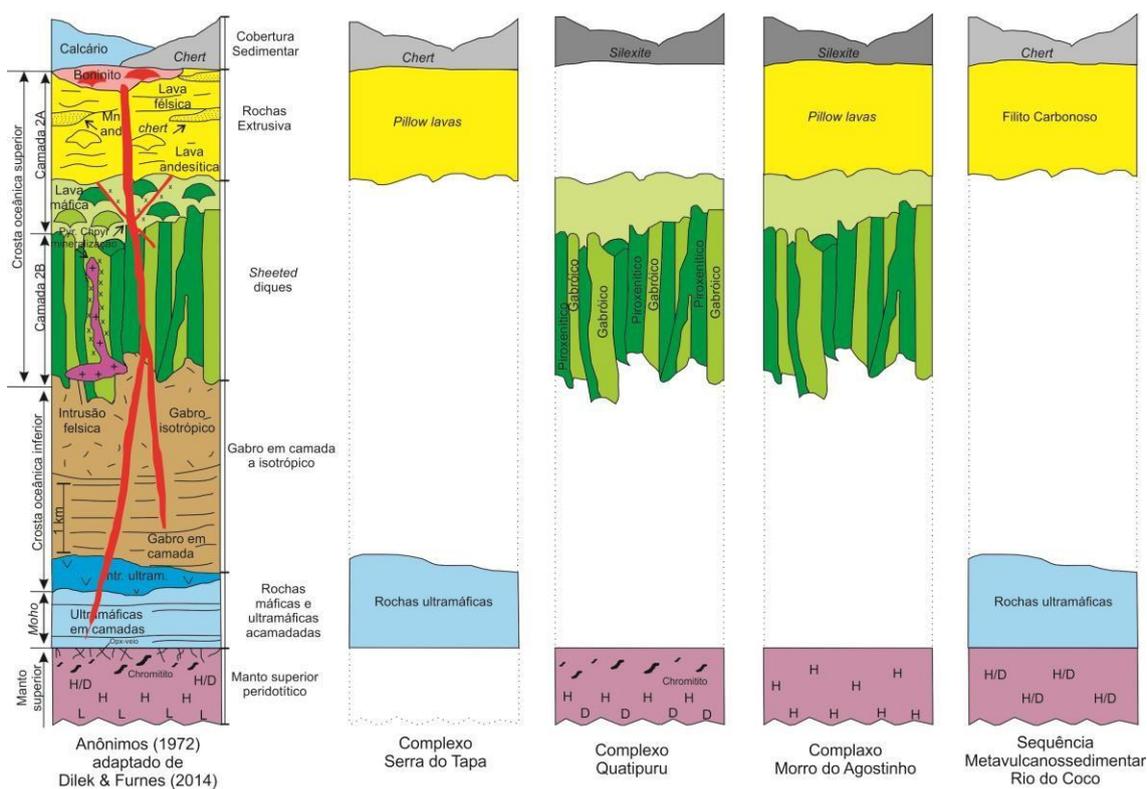


Figura 16. Comparação entre a pseudoestratigrafia estabelecida na Primeira Conferência de Penrose (modificado de Dilek & Furnes, 2014) com as dos complexos ofiolíticos da Faixa Araguaia: Complexo Serra do Tapa (Gorayeb, 1989; Paixão & Nilson, 2002; Kotschoubey *et al.*, 2005; Paixão *et al.*, 2008 e Paixão, 2009), Quatipuru (Paixão & Nilson, 2001; Paixão *et al.*, 2008 e Paixão, 2009), Morro do Agostinho (Paixão & Nilson, 2002 e Paixão, 2009) e Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco.

6. Conclusões

Os ofiolitos são definidos como remanescentes de litosfera oceânica antiga colocados tectonicamente nas margens continentais. Eles podem ser classificados em diferentes tipos relacionados ou não à subducção. Os ofiolitos que não são afetados pela subducção incluem tipo pluma (*P*), de margem continental (*CM*) e dorsal meso-oceânica (*MOR*) enquanto aqueles desenvolvidos em ambiente de subducção incluem tipos de arco vulcânico (*AV*) e zona de suprasubducção (*SSZ*).

Os ofiolitos de margens continentais são compostos por uma assembleia de rochas sedimentares e máfica-ultramáficas ocorrendo comumente desmembrados desenvolvidos durante o rift continental e na geração da crosta oceânica embrionária na zona de transição oceano-contidente (*OCTZ*). Em razão da Faixa Araguaia não possuir rochas vulcânicas relacionadas à subducção e na hipótese da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco

(SRC) ser caracterizada por uma mistura de fontes (*P*-, *E-MORB* e *OIB*), típica de uma *OCTZ*, a SRC foi definida como um ofiolito de *CM*.

A SRC, até o presente trabalho, era enquadrada em um contexto evolutivo Arqueano. Porém, pode-se comprovar a partir das idades modelo (T_{DM} : 1.0-1.6 Ga) que são rochas mais novas, do Proterozoico. Em contrapartida, não foi possível obter uma isócrona com todas as amostras da SRC e a idade de 919 ± 53 Ma (MSWD=1.03) foi obtida com amostras da SRC e dos complexos da porção sul da faixa (Morro do Agostinho e Quatipuru). Tendo em conta que a SRC possa ter continuidade com o corpo ofiolítico Quatipuru, a nova idade obtida conjuntamente foi de 918 ± 53 Ma (MSWD=1.5). Tais idades não são consideradas como uma linha de mistura de fontes. Elas também estão de acordo com o contexto do neoproterozoico da Faixa Araguaia e foram interpretadas como o início da formação da litosfera oceânica entre os eventos tectônicos que ocorreram entre 1000 e 817 Ma, tais como o rifteamento crustal (em 1.0 Ga), a máxima deposição dos sedimentos (em 900 Ma) e o plutonismo máfico toleítico (em 817 Ma).

Esta suposição se enquadra também na configuração tectônica estabelecida para a *OCTZ*, inferindo-se que a SRC seja uma litosfera oceânica mais primitiva, enquanto que os demais ofiolitos representem uma litosfera mais evoluída. Contudo, sugerimos que todos os ofiolitos sejam cogenéticos, o que leva a questionamento a respeito da idade de 757 Ma do complexo Quatipuru que foi interpretada como da oceanização da faixa. Neste caso, esta idade poderia ser interpretada como a idade final da oceanização.

Algumas questões não foram resolvidas, tais como: a definição do protólito das rochas ultramáficas mais evoluídas; uma datação mais precisa da geração das rochas da SRC e a definição do seu ambiente tectônico. Para tanto, são necessários nova abordagem geocronológica e geoquímica em outras rochas da SRC para melhorar os resultados e incorporá-los em trabalhos futuros.

7. Agradecimentos

Os autores agradecem ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e ao Museu de História de Berlim pelo suporte analítico e técnico nas análises realizadas. Também à Fundação de Apoio à Pesquisa do Distrito Federal (FAPDF) pela bolsa de pesquisa concedida à SOUZA, C.S.M. A primeira autora também agradece a Hauser N. e Dantas E.L. pela oportunidade e suporte essencial para o desenvolvimento desta pesquisa.

8. Referências

Abre P., Cingolani C, Zimmerman U, Cairncross B. 2009. Detrital chromian spinels from Upper Ordovician deposits in the Precordillera terrane, Argentina: a mafic crust input. *Journal of South American Earth Sciences*, **48**:407–418.

Abreu F.A.M. 1990. *Evolução geotectônica da região meio norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 440 p.

Ahmed A.H., Arai S., Abdel-Azis Y.M., Rahimi A. 2005. Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, **138**:225-234.

Almeida F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 4, *Anais*, 11-17 p.

Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins-setor sudoeste. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Blücher, São Paulo, 265-281 p.

Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364.

Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani et al. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG. p.183-194.

Alvarenga C.J.S., Trompette R. 1993. Evolução tectônica da Faixa Paraguai: A Estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(1):18-30.

Anônimos. 1972. Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, **17**:24-25.

Arcanjo S.H.S, Abreu F.A.M., Moura C.A.V. 2013. Evolução geológica das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO), Brasil. *Brazilian Journal Geology*, **43**(3):501-514.

Arcanjo S.H.S. 2002. *Evolução Geológica das sequências do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia – região de Paraíso do Tocantins*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.

- Arcanjo S.H.S., Moura, C.A.V. 2000. Geocronologia Pb-Pb em zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia – região de Paraíso de Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:665-670.
- Azer M.K., Khalil A.E.S. 2005. Petrological and mineralogical studies of Pan-African serpentinites at Bir Al-Edeid area, Central Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, **43**:525–536.
- Azer M.K., Stern R.J. 2007. Neoproterozoic (835–720 Ma) Serpentinites in the eastern desert, Egypt: Fragments of forearc mantle. *The Journal of Geology*, **115**:457-472.
- Barnes S.D. 2000. Chromite in komatiites II. Modification during greenschist to mid amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*, **41**:387-409.
- Barreira C.F. 1980. *Geologia, prospecção geoquímica e geofísica da área Rio do Coco, Paraíso do Norte-GO*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 143p.
- Barreira C.F., Dardenne M.A. 1981. Sequência vulcanossedimentar do Rio do Coco. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Atas, p. 241-264.
- Barros L.D. 2015. *Caracterização geológica da suíte ofiolítica Serra do Tapa, SE do Pará – Cinturão Araguaia*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 97p.
- Bodinier J.L., Godard M. 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. Treatise on Geochemistry. In: Carlson R.W. (ed.), Mantle and Core. Treatise on Geochemistry, *Elsevier Science Ltd.*, **2**:103-170.
- Bonatti E., Michael P.J. 1989. Mantle peridotites from continental rifts to oceanic basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **91**:297–311.
- Burkhard D.I.M. 1992. Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**:1297-1306.
- Caby R. 1987. The Pan African belt of West Africa from the Sahara Desert to the Gulf of Benin. In: Schaer J.P. & Rodgers J. (eds.). *The Anatomy of Mountain Ranges*. Princeton University Press, 129–170.
- Cárdenas-Parraga J., García-Casco A., Proenza J.A., Harlow G.E., Blanco-Quintero I.F., Lázaro C., Villanova-De-Benavent C., Cambra K.N. 2017. Trace-element geochemistry of transform-fault serpentinite in high-pressure subduction mélanges (eastern Cuba): implications for subduction initiation. *International Geology Review*, **59**:2041-2064.
- Coleman R.G. 1977. *Ophiolites ancient oceanic lithosphere?* Springer Verlag, New York, 229 p.
- Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Bermegury R.L., Gama Jr. T., Kotschoubey B. 1983. Projeto Paraíso do Norte. Belém, DNPM/UFGPA, Relatório Final, 125 p.

Crawford A.J., Fallon T.J., Green D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford A.J. (Ed.), *Boninites and related rocks*, Unwin & Hyman, London, p. 1–49.

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Macambira J.B., Kotschoubey B., Gorayeb P.S.S., Santos M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da Faixa de dobramentos Araguaia, Goiás-Brasil. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7. Belém, *Actas*, SBG, p. 1-19.

De Hoog J.C.M., Janák M., Vrabec M., Hattori K.H. 2011. Ultramafic cumulates of oceanic affinity in an intracontinental subduction zone: Ultrahigh pressure garnet peridotites from Pohorje (Eastern Alps, Slovenia). In: Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W. (Eds.). *Ultrahigh pressure metamorphism*, Elsevier, Amsterdam, DOI: 10.1016/B978-0-12-385144-4.00012-6.

De Paolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Protherozoic. *Nature*, 291:193-196.

Deschamps A., Lallemand S. 2003. Geodynamic setting of Izu-Bonin-Mariana boninites. *Geological Society*, London, Special Publications, **219**:163-185.

Deschamps F., Godard M., Guillot S., Hattori K. 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, **178**:96–127.

Dilek Y & Delaloye M. 1992. Structure of the Kizildag ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory. *Geology*, **20**:19-22.

Dilek Y., Furnes H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, **10**:93–100.

Dilek, Y. & Robinson, P.T. 2003. Ophiolites in Earth history: introduction. In: Y. Dilek & P.T. Robinson (eds.). *Ophiolites in Earth history*. *Geological Society of London, Special Publications*, **218**:1-8.

Dilek, Y. 2003b. Ophiolite pulses, mantle plume and orogeny. In: Y. Dilek & P.T. Robinson (eds.). *Ophiolites in Earth history*. *Geological Society of London, Special Publications*, **218**: 9-19.

Escayola M., Proenza J.A., Schalamuk A., Cábana C. 2004. La secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica de Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. In: Pereira E., Castrovejo R., Ortiz F. (eds.). *Complejos ofiolíticos en Iberoamérica*, Proyecto XIII.1 – CYTED, p. 133-155.

Fallon T.J., Crawford A.J. 1991. The petrogenesis of high calcium boninite lavas from the northern Tonga ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **102**:375-394.

Fallon T.J., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Meffre S., Woodhead J.D., Bloomer S.H. 2008. Boninites and Afakites from the northern termination of the Tonga Trench: Implications for Adakite petrogenesis. *Journal of Petrology*, **49**(4):697-715.

Farahat E.S. 2008. Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde Geochemistry*, **68**:196-205.

Furnes H., Dilek Y., Wit M. 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, **27**:649-685.

Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**:219-245.

Gorayeb P.S.S. 1981. Evolução geológica da região de Araguacema- Pequizeiro, Goiás. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil, 100 p.

Gorayeb P.S.S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:51–62.

Gorayeb P.S.S., Chaves C.L. Moura C.A.V., Lobo L.R.S. 2013. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**:278-292.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Arcanjo S.H.S. 2000. Granitogenesis events in the Porto Nacional – Palmas – Paraíso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: *Internat. Geol. Congr.* 31., CD ROM.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Calado W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozoico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: Congresso Brasileiro de Geologia 42, Araxá, *Anais*. Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM.

Gorayeb P.S.S., Pimentel M.M., Armstrong R., Galarza M.A. 2017. Granulite-facies metamorphism at ca. 570-580 Ma in the Porangatu Granulite Complex, central Brazil: implications for the evolution of the Transbrasiliano Lineament. *Brazilian Journal Geology*, **47**(2):327-344.

Guillot S., Schwartz S., Reynard B., Prigent C. 2015. Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophysics*, **646**:1-19.

Hart S.R., Zindler A., 1986, In search of a bulk-Earth composition: Chemical Geology, **57**(3–4):247–267.

Hasui Y., Abreu F.A.M., Silva J.M.R. 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia na região centronorte do Brasil. *Boletim IG-USP*, **8**:107-108.

Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins: Setor setentrional. In: Almeida F.F.M., Hasui Y. (Coords). *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher, p. 137-204.

Hasui Y., Tassinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W., Almeida F.F.M., Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, *Anais*, 5, p. 2659-2667.

Herz N., Hasui Y., Costa J.B.S., Matta M.A.S. 1989. The Araguaia Fold Belt, Brazil: A reactivated Brasiliano-Pan-Africano cycle (550 Ma) geosuture. *Precambrian Research*, **42**:371-386.

Hodel F. 2017. *Serpentinites néoprotozoïques: une fenêtre sur la lithosphère océanique associée à la dislocation de Rodinia*. Tese de Doutorado, Universidade de Toulouse, Toulouse, 395 p.

Hodel F., Macouin M., Triantafyllou A., Carlut J., Berger J., Rouse S., Ennih N., Trindade R.I.F. 2017. Unusual massive magnetite veins and highly altered Cr-spinels as relics of a Cl-rich acidic hydrothermal event in Neoproterozoic serpentinites (Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, **300**:151-167.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Vanke H. 1979. The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **11**(2):2031-2050.

Kapsiotis A., Grammatikopoulos T., Karipi S.T, Hatzipanagiotou K. 2007. On the metamorphic modification of Cr-spinel compositions from the ultrabasic rocks of the Pindos ophiolite Complex (NW Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, p. 781-793.

Karaođlan F., Parlak O., Klotzli U., Thoni M., Koller F. 2013. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the ophiolites from the SE Turkey: implications for the Neotethyan evolution. 2013 *Geodinamica Acta*, **25**(3-4):146-161.

Khalil A.E.S., Azer M.K. 2007. Supre-subduction affinity in the Neoproterozoic serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: evidence from mineral composition. *Journal of African Earth Sciences*, **49**:136-152.

Kodolányi J., Pettke T., Spandler C., Kamber B.S., Gméling K. 2012. Geochemistry of ocean floor and forearc serpentinites: Constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology*, **53**:235-27.

Kotschoubey B., Hieronymus B. 1996. Origem e significado geotectônico dos metassedimentos e meta-ultramafitos da Serra do Quatipurú (Pará). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:22-25.

Kotschoubey B., Hieronymus B., Albuquerque C.A.R. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust? *Journal of South American Earth Sciences*, **20**:211-230.

Kotschoubey B., Hieronymus B., Rodrigues O.B., Amaral R.T. 1996. Basaltos e serpentinitos da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:25-28.

- Kotschoubey B., Villas R.N., Aires B. 2016. Chloritites of the Tocantins Group, Araguaia fold belt, central-northern Brazil: Vestiges of basaltic magmatism and metallogenetic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **69**:171-193.
- Le Bas M.J. 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, **41**:1467–1470.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B. 1989. Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific, p. 193.
- Ludwig K.R. 2008. User's manual for Isoplot 3.70 - A geochronological toolkit for Microsoft® Excel. *Berkeley Geochronological Center Special Publication 4*, p. 76.
- Macpherson C.G., Hall R. 2001. Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc. *Earth and Planetary Science Letters*, **186**:215-230.
- Matteini M., Junges S.L., Dantas E.L., Pimentel M.M., Buhn B. 2010. In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, **17**:1-12.
- McDonough W.F., Sun S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-253.
- Miyagawa L.J.P.P., Gorayeb P.S.S. 2013. Basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho: registros de fundo oceânico na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia. *Geologia USP*, **13**:111-124.
- Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana Evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**:117-123.
- Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt. *Basement Tectonics*, **13**:155- 178.
- Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S., Nogueira A.C.R., Gorayeb P.S.S, Galarza M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. *Geological Society*, London, Special Publications, **294**:173-196.
- Niu H., Sato H., Zhang H., Ito J., Yu X., Nagao T., Terada K., Zhang Q. 2006. Juxtaposition of adakite, boninite, high-TiO₂ and low-TiO₂ basalts in the Devonian southern Altay, Xinjiang, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **28**:439-456.

Niu Y. 2004. Bulk-rock major and trace element composition of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, **45**:2423-2458.

Osborne G.C. 2001. Geotectonics and mineralization in the ophiolite assemblages of the Araguaia marginal basin, Pará and Tocantins states, Central Brazil. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Resumo expandido*, CD ROM.

Paixão M.A.P., Nilson A.A. 2001. Characterization of the moho transition zone in the Quatipuru complex - a slab of oceanic lithosphere in southern Pará, Brazil - and implications for the tectonic evolution of the Araguaia Belt. In: International conference: Geology of Oman, *Abstracts*, p. 68.

Paixão M.A.P. 2009. *Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 118 p.

Paixão M.A.P., Gorayeb P.S.S. 2014. Faixa Araguaia. In: Silva M.G., Rocha Neto, M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (orgs.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, p. 468-488.

Paixão M.A.P., Nilson A.A. 2002. *Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas*. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **3**, p. 318.

Paixão M.A.P., Nilson A.A., Dantas E.L. 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. *Geological Society*, London, Special Publications, **294**:297-318.

Pearce J. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: Hawkesworth C.J., Nurry M.L., (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, 230-249.

Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, **81**:229-310.

Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK Ltd, 352 p.

Saccani E., Allahyari K., Rahimzadeh B. 2014. Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean. *Tectonophysics*, **621**:132-147.

Saccani E., Dilek Y., Marroni M., Pandolfi. 2015. Continental margin ophiolites of Neotethys: remnants of ancient ocean-continent transition zone (OCTZ) lithosphere and their geochemistry, mantle sources and melt evolution patterns. *Episodes*, **38**(4):230-249.

Santos M., Macambira J.B., Kotschoubey B. 1984. Uma proposta para a origem das braquianticlinais de Xambod e Lontra (GO). Possíveis domos gnáissicos.

In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, v. 7, p. 3400-3414.

Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idades modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.S. & Angélica R.S. (coord.) *Contribuição a Geologia da Amazônia*. SBG-NO, p. 91-142.

Saumur B.M., Hattori K.H. 2013. Zoned Cr-spinel in forearc serpentinites along the northern Caribbean Margin, Dominican Republic. *Mineralogical Magazine*, **77**:117-136.

Sharaskin A.G., Pustchin I.K., Zlobin S.K., Kolesov G.M. 1983b. Two ophiolitic sequences from the basement of the northern Tonga Arc. *Ophioliti*, **8**:411-430.

Sharaskin A.Y., Karpenko S.E., Ljalikok A.V., Zoblin S.K., Balashov Y.A. 1983a. Correlated $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data on boninites from Mariana and Tonga arcs. *Ophioliti*, **8**:326-342.

Silva G.G., Lima M.J.C., Andrade A.R.F., Issler R.S. 1974. Folha SB-22 Araguaia e partes da Folha SC22 Tocantins. Geologia. *RADAMBRASIL, Levant. Rec. Naturais*, Rio de Janeiro, **4**, 22-131 p.

Silva L.J.H.D.R., Vasconcelos M.A.R., Silva D.V.G., 2008a. Timing and role of the Maranhão river thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Provice, central Brazil. *Gondwana Research*, **13**:352–374.

Sklyarov E.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kuzmichev A.B., Lavrenchuk A.V., Perelyaev V.I., Shchipansky A.A. 2016. Boninites and ophiolites: problems of their relations and perogenesis of boninites. *Russian Geology and Geophysics*. **57**:127-140.

Sousa D.J.L., Moura C.A.V. 1996. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica e Congresso de Geoquímica de Países de Língua Portuguesa, 3. CD-ROM.

Souza A.C.C., Dall’Agnol R., Teixeira N.P. 1985. Petrologia do gnaiss Cantão: implicações na evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia. Serra do Estrondo (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **15**:300-310.

Stern R.J., Johnson P.R., Kroner A., Yibas B. 2004. Neoproterozoic ophiolites of the Arabian-Nubian Shield. In: Kusky T.M. (eds.). *Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Developments in Precambrian Geology*, **13**:95-128.

Strieder A.J., Nilson A.A. 1992. Mélange ofiolítica nos metassedimentos Araxá e Abadiânia (GO) e suas implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2):204-215.

Suita M.T.F., Pedrosa-Soares A.C., Leite Carlos A.S., Nilson A.A., Prichard H.M. 2004. Complexos ofiolíticos do Brasil e a metalogenia comparada das faixas Araçuaí e Brasília. In: Pereira E., Castroviejo R., Ortiz F. (eds.). *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica: guías de prospección para metals preciosos*, Madrid, p. 101-132.

Sun S.S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D., Norry M.J. (eds). *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, *Spec. Pub.*, 42, 313-345.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174–182.

Taylor S.R., McLennan S. M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.

Teixeira N.P. 1984. *Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras-GO*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 216 p.

Trouw R.A.J., Vaz L.F., Slongo T.T., Nakasato N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, v. 2, p. 137-148.

Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H. Trouw R.A.J. 2016. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. *Geological Society*, London, Special Publications, **294**, 197–210 p.

Whitney D.L., Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**:185–187.

CAPÍTULO III – CONCLUSÕES

Os ofiolitos são definidos como remanescentes de litosfera oceânica antiga colocados tectonicamente nas margens continentais. Eles podem ser classificados em diferentes tipos relacionados ou não à subducção. Os ofiolitos que não são afetados pela subducção incluem tipo pluma (*P*), de margem continental (*CM*) e dorsal meso-oceânica (*MOR*) enquanto aqueles desenvolvidos em ambiente de subducção incluem tipos de arco vulcânico (*AV*) e zona de suprasubducção (*SSZ*).

Os ofiolitos de margens continentais são compostos por uma assembleia de rochas sedimentares e máfica-ultramáficas ocorrendo comumente desmembrados desenvolvidos durante o rift continental e na geração da crosta oceânica embrionária na zona de transição oceano-contidente (*OCTZ*). Em razão da Faixa Araguaia não possuir rochas vulcânicas relacionadas à subducção e na hipótese da Sequência Metavulcanossedimentar Rio do Coco (*SRC*) ser caracterizada por uma mistura de fontes (*P*-, *E-MORB* e *OIB*), típica de uma *OCTZ*, a *SRC* foi definida como um ofiolito de *CM*.

A *SRC*, até o presente trabalho, era enquadrada em um contexto evolutivo Arqueano. Porém, pode-se comprovar a partir das idades modelo (T_{DM} : 1.0-1.6 Ga) que são rochas mais novas, do Proterozoico. Em contrapartida, não foi possível obter uma isócrona com todas as amostras da *SRC* e a idade de 919 ± 53 Ma ($MSWD=1.03$) foi obtida com amostras da *SRC* e dos complexos da porção sul da faixa (Morro do Agostinho e Quatipuru). Tendo em conta que a *SRC* possa ter continuidade com o corpo ofiolítico Quatipuru, a nova idade obtida conjuntamente foi de 918 ± 53 Ma ($MSWD=1.5$). Tais idades não são consideradas como uma linha de mistura de fontes. Elas também estão de acordo com o contexto do neoproterozoico da Faixa Araguaia e foram interpretadas como o início da formação da litosfera oceânica entre os eventos tectônicos que ocorreram entre 1000 e 817 Ma, tais como o rifteamento crustal (em 1.0 Ga), a máxima deposição dos sedimentos (em 900 Ma) e o plutonismo máfico toleítico (em 817 Ma).

Esta suposição se enquadra também na configuração tectônica estabelecida para a *OCTZ*, inferindo-se que a *SRC* seja uma litosfera oceânica mais primitiva, enquanto que os demais ofiolitos representem uma litosfera mais evoluída. Contudo, sugerimos que todos os ofiolitos sejam cogenéticos, o que leva a questionamento a respeito da idade de 757 Ma do complexo Quatipuru que foi interpretada como da oceanização da faixa. Neste caso, esta idade poderia ser interpretada como a idade final da oceanização.

Algumas questões não foram resolvidas, tais como: a definição do protólito das rochas ultramáficas mais evoluídas; uma datação mais precisa da geração das rochas da *SRC* e a definição do seu ambiente tectônico. Para tanto, são necessários nova abordagem geocronológica e geoquímica em outras rochas da *SRC* para melhorar os resultados e incorporá-los em trabalhos futuros.

CAPÍTULO IV – REFERÊNCIAS

- Abre P., Cingolani C, Zimmerman U, Cairncross B. 2009. Detrital chromian spinels from Upper Ordovician deposits in the Precordillera terrane, Argentina: a mafic crust input. *Journal of South American Earth Sciences*, **48**:407–418.
- Abreu F.A.M. 1990. *Evolução geotectônica da região meio norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 440 p.
- Ahmed A.H., Arai S., Abdel-Azis Y.M., Rahimi A. 2005. Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, **138**:225-234.
- Almeida F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 4, *Anais*, 11-17 p.
- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins-setor sudoeste. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Blücher, São Paulo, 265-281 p.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani et al. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG. p.183-194.
- Alvarenga C.J.S., Trompette R. 1993. Evolução tectônica da Faixa Paraguai: A Estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(1):18-30.
- Anônimos. 1972. Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, **17**:24-25.
- Arcanjo S.H.S, Abreu F.A.M., Moura C.A.V. 2013. Evolução geológica das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO), Brasil. *Brazilian Journal Geology*, **43**(3):501-514.
- Arcanjo S.H.S. 2002. *Evolução Geológica das sequências do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia – região de Paraíso do Tocantins*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.
- Arcanjo S.H.S., Moura, C.A.V. 2000. Geocronologia Pb-Pb em zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia – região de Paraíso de Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:665-670.
- Azer M.K., Khalil A.E.S. 2005. Petrological and mineralogical studies of Pan-African serpentinites at Bir Al-Edeid area, Central Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, **43**:525–536.

- Azer M.K., Stern R.J. 2007. Neoproterozoic (835–720 Ma) Serpentinites in the eastern desert, Egypt: Fragments of forearc mantle. *The Journal of Geology*, **115**:457-472.
- Barnes S.D. 2000. Chromite in komatiites II. Modification during greenschist to mid amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*, **41**:387-409.
- Barreira C.F. 1980. *Geologia, prospecção geoquímica e geofísica da área Rio do Coco, Paraíso do Norte-GO*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 143p.
- Barreira C.F., Dardenne M.A. 1981. Sequência vulcanossedimentar do Rio do Coco. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Atas, p. 241-264.
- Barros L.D. 2015. *Caracterização geológica da suíte ofiolítica Serra do Tapa, SE do Pará – Cinturão Araguaia*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 97p.
- Bodinier J.L., Godard M. 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. Treatise on Geochemistry. In: Carlson R.W. (ed.), *Mantle and Core. Treatise on Geochemistry*, Elsevier Science Ltd., **2**:103-170.
- Bonatti E., Michael P.J. 1989. Mantle peridotites from continental rifts to oceanic basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **91**:297–311.
- Burkhard D.I.M. 1992. Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**:1297-1306.
- Caby R. 1987. The Pan African belt of West Africa from the Sahara Desert to the Gulf of Benin. In: Schaer J.P. & Rodgers J. (eds.). *The Anatomy of Mountain Ranges*. Princeton University Press, 129–170.
- Cárdenas-Parraga J., García-Casco A., Proenza J.A., Harlow G.E., Blanco-Quintero I.F., Lázaro C., Villanova-De-Benavent C., Cambra K.N. 2017. Trace-element geochemistry of transform-fault serpentinite in high-pressure subduction mélanges (eastern Cuba): implications for subduction initiation. *International Geology Review*, **59**:2041-2064.
- Coleman R.G. 1977. *Ophiolites ancient oceanic lithosphere?* Springer Verlag, New York, 229 p.
- Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Bermegury R.L., Gama Jr. T., Kotschoubey B. 1983. Projeto Paraíso do Norte. Belém, DNPM/UFPA, Relatório Final, 125 p.
- Crawford A.J., Fallon T.J., Green D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford A.J. (Ed.), *Boninites and related rocks*, Unwin & Hyman, London, p. 1–49.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Macambira J.B., Kotschoubey B., Gorayeb P.S.S., Santos M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da Faixa de dobramentos Araguaia, Goiás-Brasil. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7. Belém, Actas, SBG, p. 1-19.

- De Hoog J.C.M., Janák M., Vrabec M., Hattori K.H. 2011. Ultramafic cumulates of oceanic affinity in an intracontinental subduction zone: Ultrahighpressure garnet peridotites from Pohorje (Eastern Alps, Slovenia). In: Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W. (Eds.). Ultrahigh pressure metamorphism, Elsevier, Amsterdam, DOI: 10.1016/B978-0-12-385144-4.00012-6.
- De Paolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193-196.
- Deschamps A., Lallemand S. 2003. Geodynamic setting of Izu-Bonin-Mariana boninites. *Geological Society, London, Special Publications*, **219**:163-185.
- Deschamps F., Godard M., Guillot S., Hattori K. 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, **178**:96–127.
- Dilek Y & Delaloye M. 1992. Structure of the Kizildag ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory. *Geology*, **20**:19-22.
- Dilek Y., Furnes H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, **10**:93–100.
- Dilek, Y. & Robinson, P.T. 2003. Ophiolites in Earth history: introduction. In: Y. Dilek & P.T. Robinson (eds.). *Ophiolites in Earth history. Geological Society of London, Special Publications*, **218**:1-8.
- Dilek, Y. 2003b. Ophiolite pulses, mantle plume and orogeny. In: Y. Dilek & P.T. Robinson (eds.). *Ophiolites in Earth history. Geological Society of London, Special Publications*, **218**: 9-19.
- Escayola M., Proenza J.A., Schalamuk A., Cábana C. 2004. La secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica de Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. In: Pereira E., Castrovejo R., Ortiz F. (eds.). Complejos ofiolíticos en Iberoamérica, Proyecto XIII.1 – CYTED, p. 133-155.
- Fallon T.J., Crawford A.J. 1991. The petrogenesis of high calcium boninite lavas from the northern Tonga ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **102**:375-394.
- Fallon T.J., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Meffre S., Woodhead J.D., Bloomer S.H. 2008. Boninites and Afakites from the northern termination of the Tonga Trench: Implications for Adakite petrogenesis. *Journal of Petrology*, **49**(4):697-715.
- Farahat E.S. 2008. Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde Geochemistry*, **68**:196-205.
- Furnes H., Dilek Y., Wit M. 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, **27**:649-685.
- Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**:219-245.

Goarayeb P.S.S. 1981. Evolução geológica da região de Araguacema- Pequizeiro, Goiás. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil, 100 p.

Goarayeb P.S.S. 1989. Corpos serpentiniticos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:51–62.

Goarayeb P.S.S., Chaves C.L. Moura C.A.V., Lobo L.R.S. 2013. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**:278-292.

Goarayeb P.S.S., Moura C.A.V., Arcanjo S.H.S. 2000. Granitogenesis events in the Porto Nacional – Palmas – Paraíso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: *Internat. Geol. Congr.* 31., CD ROM.

Goarayeb P.S.S., Moura C.A.V., Calado W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozoico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: Congresso Brasileiro de Geologia 42, Araxá, *Anais*. Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM.

Goarayeb P.S.S., Pimentel M.M., Armstrong R., Galarza M.A. 2017. Granulite-facies metamorphism at ca. 570-580 Ma in the Porangatu Granulite Complex, central Brazil: implications for the evolution of the Transbrasiliiano Lineament. *Brazilian Journal Geology*, **47**(2):327-344.

Guillot S., Schwartz S., Reynard B., Prigent C. 2015. Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophysics*, **646**:1-19.

Hart S.R., Zindler A., 1986, In search of a bulk-Earth composition: Chemical Geology, **57**(3–4):247–267.

Hasui Y., Abreu F.A.M., Silva J.M.R. 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia na região centronorte do Brasil. *Boletim IG-USP*, **8**:107-108.

Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins: Setor setentrional. In: Almeida F.F.M., Hasui Y. (Coords). *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher, p. 137-204.

Hasui Y., Tassinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W., Almeida F.F.M., Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, *Anais*, 5, p. 2659-2667.

Herz N., Hasui Y., Costa J.B.S., Matta M.A.S. 1989. The Araguaia Fold Belt, Brazil: A reactivated Brasiliano-Pan-Africano cycle (550 Ma) geosuture. *Precambrian Research*, **42**:371-386.

Hodel F. 2017. *Serpentinites néoprotérozoïques: une fenêtre sur la lithosphère océanique associée à la dislocation de Rodinia*. Tese de Doutorado, Universidade de Toulouse, Toulouse, 395 p.

Hodel F., Macouin M., Triantafyllou A., Carlut J., Berger J., Rousse S., Ennih N., Trindade R.I.F. 2017. Unusual massive magnetite veins and highly altered Cr-spinels as relics of a Cl-rich acidic hydrothermal event in Neoproterozoic serpentinites (Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, **300**:151-167.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Vanke H. 1979. The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **11**(2):2031–2050.

Kapsiotis A., Grammatikopoulos T., Karipi S.T, Hatzipanagiotou K. 2007. On the metamorphic modification of Cr-spinel compositions from the ultrabasic rocks of the Pindos ophiolite Complex (NW Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, p. 781-793.

Karaođlan F., Parlak O., Klotzli U., Thoni M., Koller F. 2013. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the ophiolites from the SE Turkey: implications for the Neotethyan evolution. 2013 *Geodinamica Acta*, **25**(3-4):146-161.

Khalil A.E.S., Azer M.K. 2007. Supre-subduction affinity in the Neoproterozoic serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: evidence from mineral composition. *Journal of African Earth Sciences*, **49**:136-152.

Kodolányi J., Pettke T., Spandler C., Kamber B.S., Gméling K. 2012. Geochemistry of ocean floor and forearc serpentinites: Constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology*, **53**:235–27.

Kotschoubey B., Hieronymus B. 1996. Origem e significado geotectônico dos metassedimentos e meta-ultramafitos da Serra do Quatipurú (Pará). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:22-25.

Kotschoubey B., Hieronymus B., Albuquerque C.A.R. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust? *Journal of South American Earth Sciences*, **20**:211–230.

Kotschoubey B., Hieronymus B., Rodrigues O.B., Amaral R.T. 1996. Basaltos e serpentinitos da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:25-28.

Kotschoubey B., Villas R.N., Aires B. 2016. Chloritites of the Tocantins Group, Araguaia fold belt, central-northern Brazil: Vestiges of basaltic magmatism and metallogenetic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **69**:171-193.

Le Bas M.J. 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, **41**:1467–1470.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B. 1989. Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific, p. 193.

Ludwig K.R. 2008. User's manual for Isoplot 3.70 - A geochronological toolkit for Microsoft® Excel. *Berkeley Geochronological Center Special Publication 4*, p. 76.

Macpherson C.G., Hall R. 2001. Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc. *Earth and Planetary Science Letters*, **186**:215-230.

Matteini M., Junges S.L., Dantas E.L., Pimentel M.M., Buhn B. 2010. In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, **17**:1-12.

McDonough W.F., Sun S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-253.

Miyagawa L.J.P.P., Gorayeb P.S.S. 2013. Basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho: registros de fundo oceânico na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia. *Geologia USP*, **13**:111-124.

Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana Evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**:117-123.

Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt. *Basement Tectonics*, **13**:155-178.

Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S., Nogueira A.C.R., Gorayeb P.S.S., Galarza M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. *Geological Society*, London, Special Publications, **294**:173-196.

Niu H., Sato H., Zhang H., Ito J., Yu X., Nagao T., Terada K., Zhang Q. 2006. Juxtaposition of adakite, boninite, high-TiO₂ and low-TiO₂ basalts in the Devonian southern Altay, Xinjiang, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **28**:439-456.

Niu Y. 2004. Bulk-rock major and trace element composition of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, **45**:2423-2458.

Osborne G.C. 2001. Geotectonics and mineralization in the ophiolite assemblages of the Araguaia marginal basin, Pará and Tocantins states, Central Brazil. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Resumo expandido*, CD ROM.

Paixão M.A.P., Nilson A.A. 2001. Characterization of the moho transition zone in the Quatipuru complex - a slab of oceanic lithosphere in southern Pará, Brazil - and implications for the tectonic evolution of the Araguaia Belt. In: International conference: Geology of Oman, *Abstracts*, p. 68.

Paixão M.A.P. 2009. *Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 118 p.

Paixão M.A.P., Gorayeb P.S.S. 2014. Faixa Araguaia. In: Silva M.G., Rocha Neto, M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (orgs.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, p. 468-488.

Paixão M.A.P., Nilson A.A. 2002. *Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas*. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **3**, p. 318.

Paixão M.A.P., Nilson A.A., Dantas E.L. 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. *Geological Society*, London, Special Publications, **294**:297-318.

Pearce J. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: Hawkesworth C.J., Nurry M.L., (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, 230-249.

Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, **81**:229-310.

Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK Ltd, 352 p.

Saccani E., Allahyari K., Rahimzadeh B. 2014. Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): Evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean. *Tectonophysics*, **621**:132-147.

Saccani E., Dilek Y., Marroni M., Pandolfi. 2015. Continental margin ophiolites of Neotethys: remnants of ancient ocean-continent transition zone (OCTZ) lithosphere and their geochemistry, mantle sources and melt evolution patterns. *Episodes*, **38**(4):230-249.

Santos M., Macambira J.B., Kotschoubey B. 1984. Uma proposta para a origem das braquianticlinais de Xambod e Lontra (GO). Possíveis domos gnáissicos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, v. 7, p. 3400-3414.

Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idades modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.S. & Angélica R.S. (coord.) *Contribuição a Geologia da Amazônia*. SBG-NO, p. 91-142.

Saumur B.M., Hattori K.H. 2013. Zoned Cr-spinel in forearc serpentinites along the northern Caribbean Margin, Dominican Republic. *Mineralogical Magazine*, **77**:117-136.

Sharaskin A.G., Pustchin I.K., Zlobin S.K., Kolesov G.M. 1983b. Two ophiolitic sequences from the basement of the northern Tonga Arc. *Ofioliti*, **8**:411-430.

Sharaskin A.Y., Karpenko S.E., Ljalikok A.V., Zoblin S.K., Balashov Y.A. 1983a. Correlated $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data on boninites from Mariana and Tonga arcs. *Ofioliti*, **8**:326-342.

Silva G.G., Lima M.J.C., Andrade A.R.F., Issler R.S. 1974. Folha SB-22 Araguaia e partes da Folha SC22 Tocantins. Geologia. *RADAMBRASIL, Levant. Rec. Naturais*, Rio de Janeiro, **4**, 22-131 p.

Silva L.J.H.D.R., Vasconcelos M.A.R., Silva D.V.G., 2008a. Timing and role of the Maranhão river thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. *Gondwana Research*, **13**:352–374.

Sklyarov E.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kuzmichev A.B., Lavrenchuk A.V., Perelyaev V.I., Shchipansky A.A. 2016. Boninites and ophiolites: problems of their relations and perogenesis of boninites. *Russian Geology and Geophysics*. **57**:127-140.

Sousa D.J.L., Moura C.A.V. 1996. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica e Congresso de Geoquímica de Países de Língua Portuguesa, 3. CD-ROM.

Souza A.C.C., Dall'Agnol R., Teixeira N.P. 1985. Petrologia do gnaiss Cantão: implicações na evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia. Serra do Estrondo (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **15**:300-310.

Stern R.J., Johnson P.R., Kroner A., Yibas B. 2004. Neoproterozoic ophiolites of the Arabian-Nubian Shield. In: Kusky T.M. (eds.). *Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Developments in Precambrian Geology*, **13**:95-128.

Strieder A.J., Nilson A.A. 1992. Mélange ofiolítica nos metassedimentos Araxá e Abadiânia (GO) e suas implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2):204-215.

Suita M.T.F., Pedrosa-Soares A.C., Leite Carlos A.S., Nilson A.A., Prichard H.M. 2004. Complexos ofiolíticos do Brasil e a metalogenia comparada das faixas Araçuaí e Brasília. In: Pereira E., Castroviejo R., Ortiz F. (eds.). *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica: guías de prospección para metais preciosos*, Madrid, p. 101-132.

Sun S.S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D., Norry M.J. (eds). *Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Spec. Pub.*, **42**, 313-345.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174–182.

Taylor S.R., McLennan S. M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.

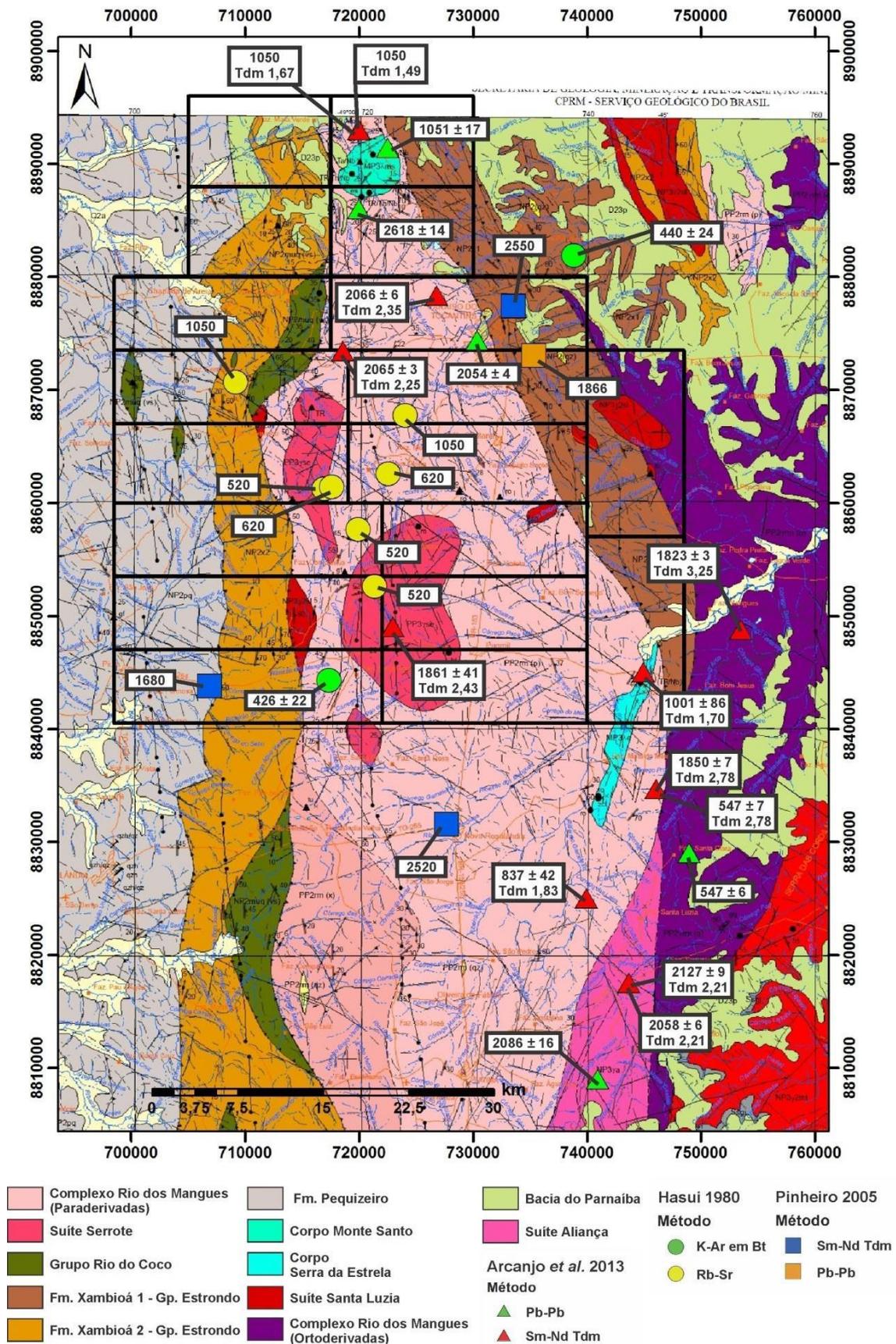
Teixeira N.P. 1984. *Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras-GO*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 216 p.

Trouw R.A.J., Vaz L.F., Slongo T.T., Nakasato N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, v. 2, p. 137-148.

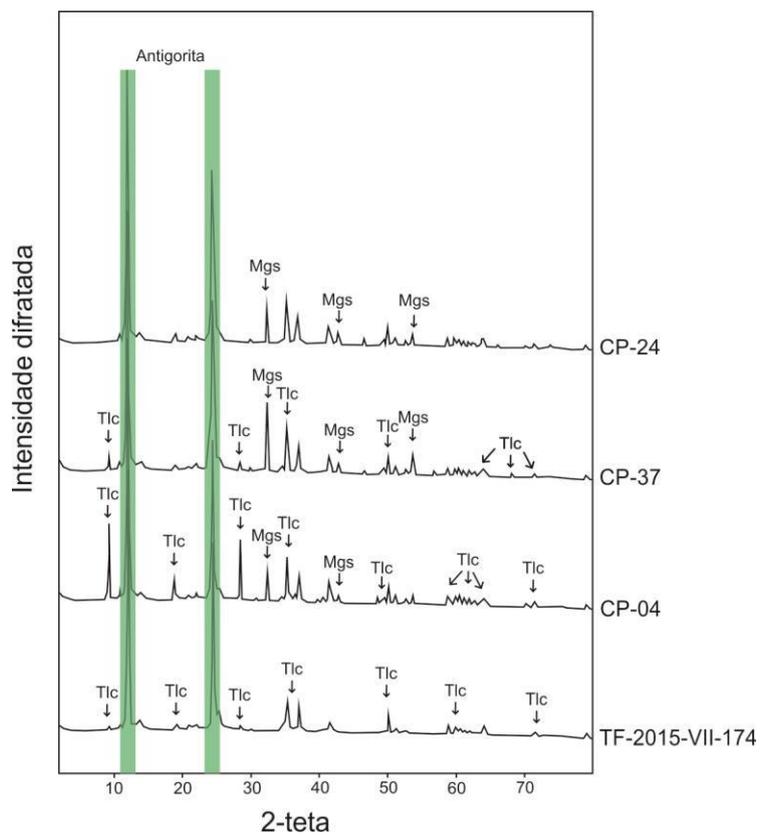
Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H. Trouw R.A.J. 2016. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. *Geological Society*, London, Special Publications, **294**, 197–210 p.

Whitney D.L., Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**:185–187.

ANEXOS



Anexo 1. Mapa geológico da Folha Porto Nacional (CPRM, 2014) com enfoques nas datações já publicadas e as áreas limites do trabalho desenvolvendo no Projeto Paraíso do Tocantins.

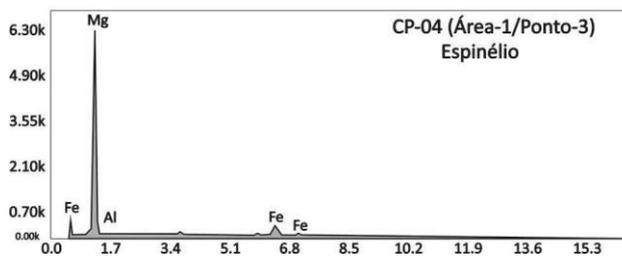
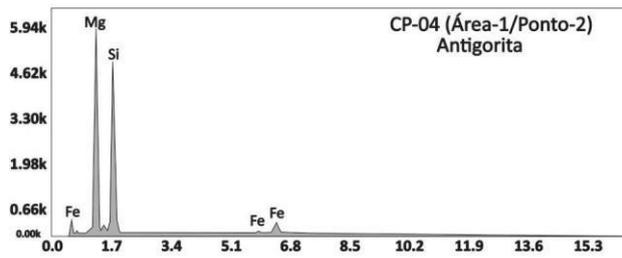
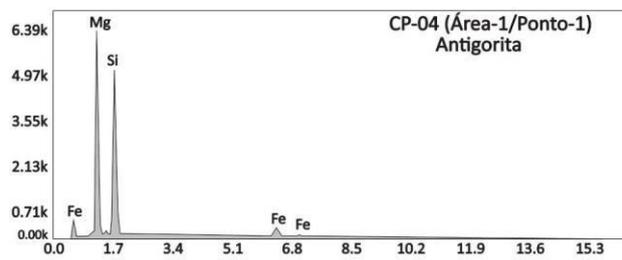
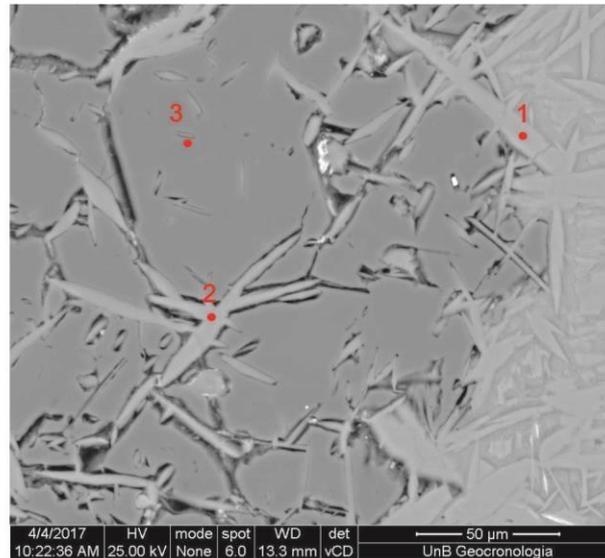


Anexo 2. Análises da difração de raios-X realizada nas amostras referentes aos serpentinitos. Abreviações dos minerais de acordo com Whitney & Evans (2010): Mgs – magnesita, Tlc – talco.

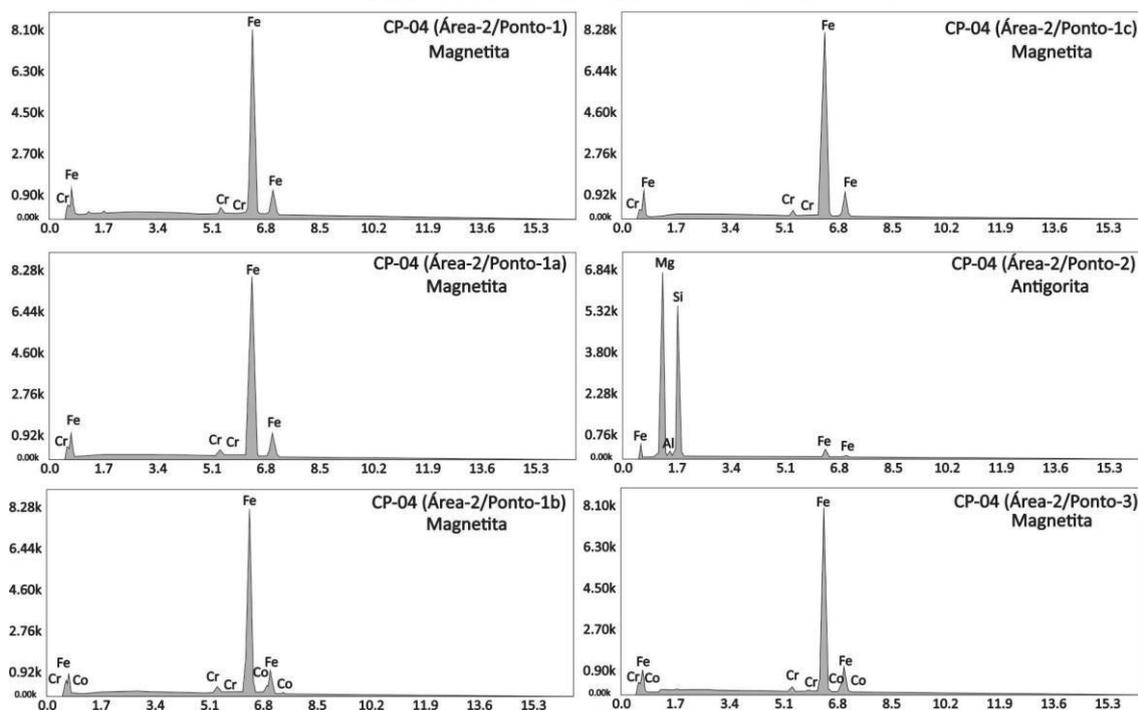
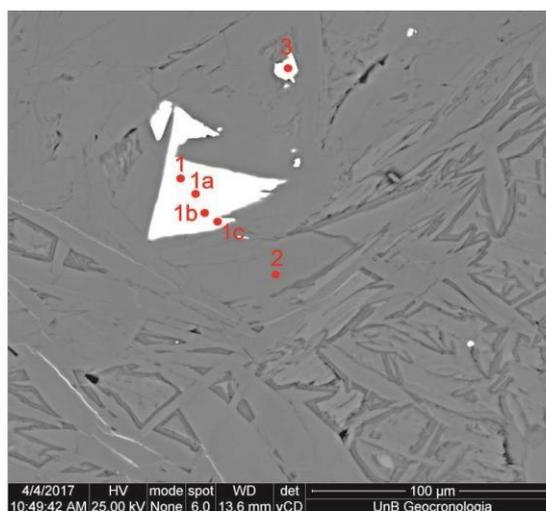
Anexo 3. Tabela com os resultados analíticos semiquantitativos de EDS realizado no MEV em minerais opacos e serpentinas dos serpentinitos nas amostras CP-04 e CP-24. Abreviação dos minerais de acordo com Whitney & Evans (2010): Atg - Antigorita, Mag - Magnetita, Spn – Espinélio.

CP-04									
Field	Analysis	Unit	Mg	Si	Fe	Cr	Co	Al	Minerals
1	1 (core)	w t%	40.1	54.1	5.8	-	-	-	Atg
	2 (core)	w t%	39.0	51.8	7.5	-	-	1.7	Atg
	3 (core)	w t%	81.7	-	12.8	-	-	5.5	Spn
2	1 (core)	w t%	-	-	98.7	1.3	-	-	Mag
	1a (core)	w t%	-	-	98.5	1.5	-	-	Mag
	1b (core)	wt%	-	-	96.4	1.6	2.0	-	Mag
	1c (rim)	wt%	-	-	98.8	1.2	-	-	Mag
	2 (core)	w t%	39.3	52.6	6.4	-	-	1.6	Atg
	3 (core)	w t%	-	-	97.0	1.2	1.9	-	Mag

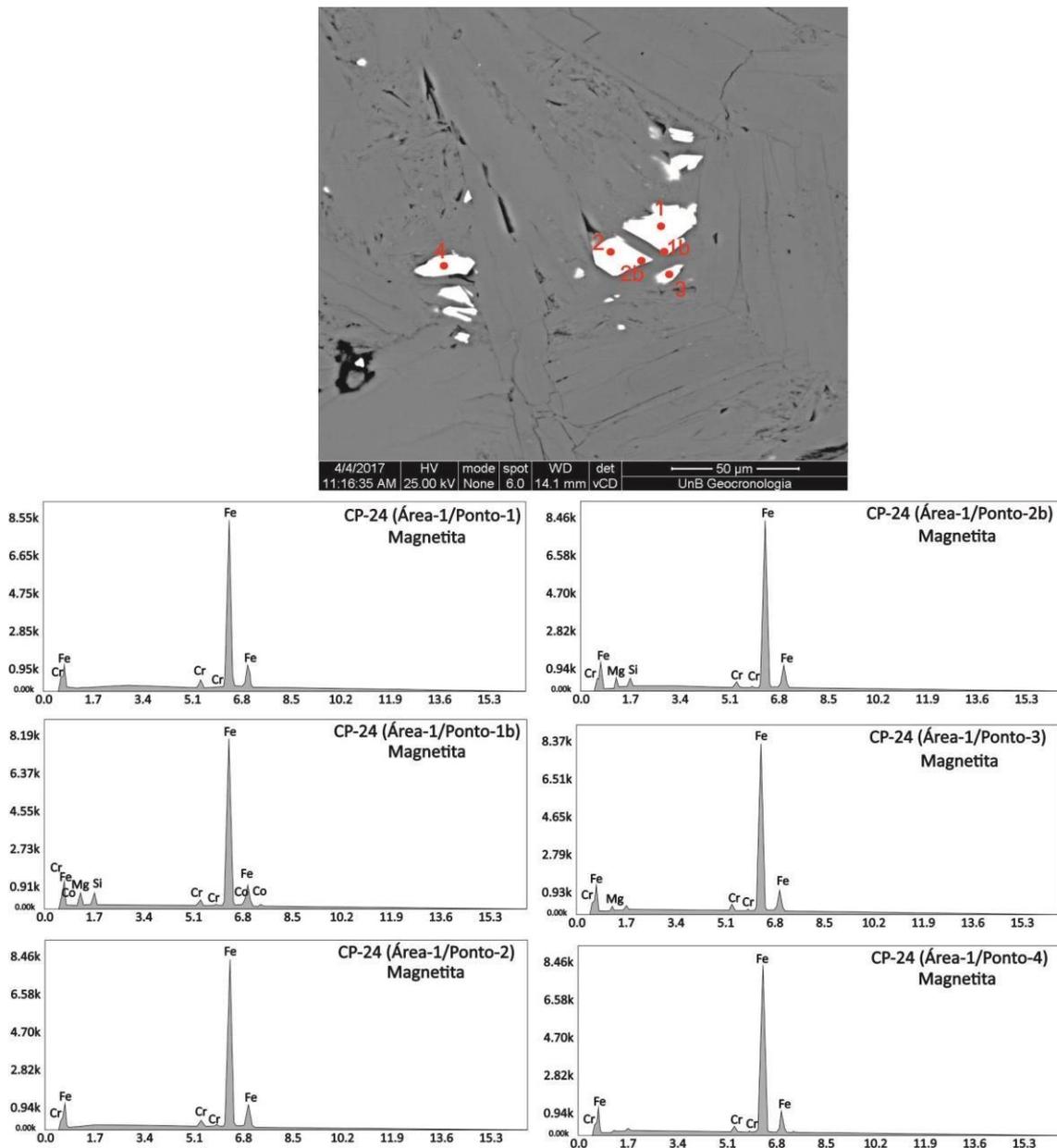
CP-24									
Field	Analises	Unit	Mg	Si	Fe	Cr	Co	Al	Minerals
1	1 (core)	w t%	-	-	98.5	1.5	-	-	Mag
	1b (rim)	w t%	8.1	3.2	85.4	1.4	1.9	-	Mag
	2 (core)	wt%	-	-	98.4	1.6	-	-	Mag
	2b (rim)	wt%	6.7	2.4	89.5	1.3	-	-	Mag
	3 (core)	w t%	3.5	-	95.1	1.4	-	-	Mag
	4 (core)	w t%	-	-	98.7	1.4	-	-	Mag
2	1a (core)	w t%	-	-	97.0	1.1	1.9	-	Mag
	1c (core)	w t%	-	-	94.8	-	1.9	-	Mag
3	1a (rim)	w t%	3.2	1.8	90.9	-	1.6	-	Mag
	1b (core)	w t%	-	-	96.8	1.1	2.1	-	Mag
	1c (core)	w t%	-	-	96.9	1.2	2.0	-	Mag
	1d (core)	w t%	-	-	97.0	1.1	1.9	-	Mag
	1e (rim)	w t%	-	-	97.0	1.1	2.0	-	Mag



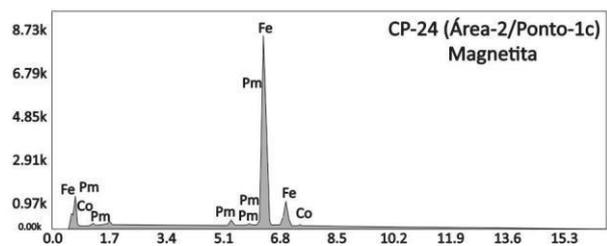
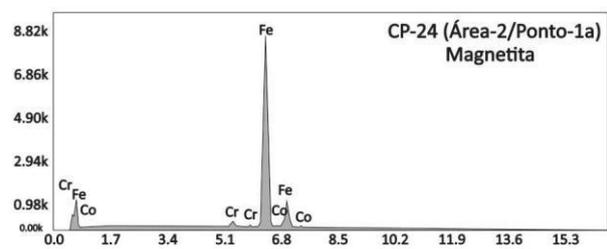
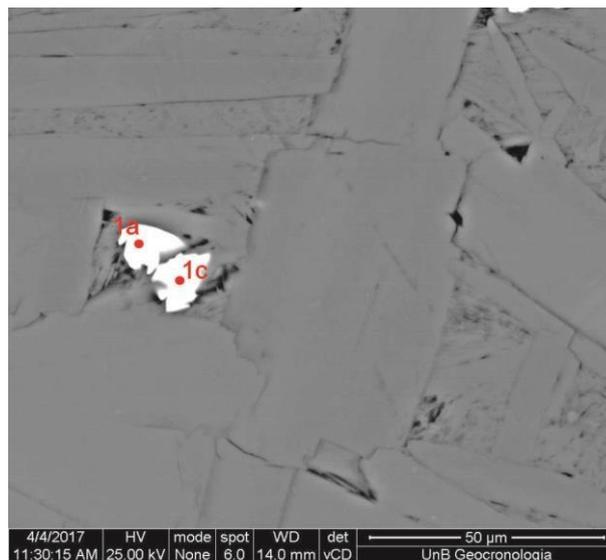
Anexo 4. Análises semiquantitativas de EDS realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) no serpentinitos da amostra CP-04 em silicatos e minerais opacos.



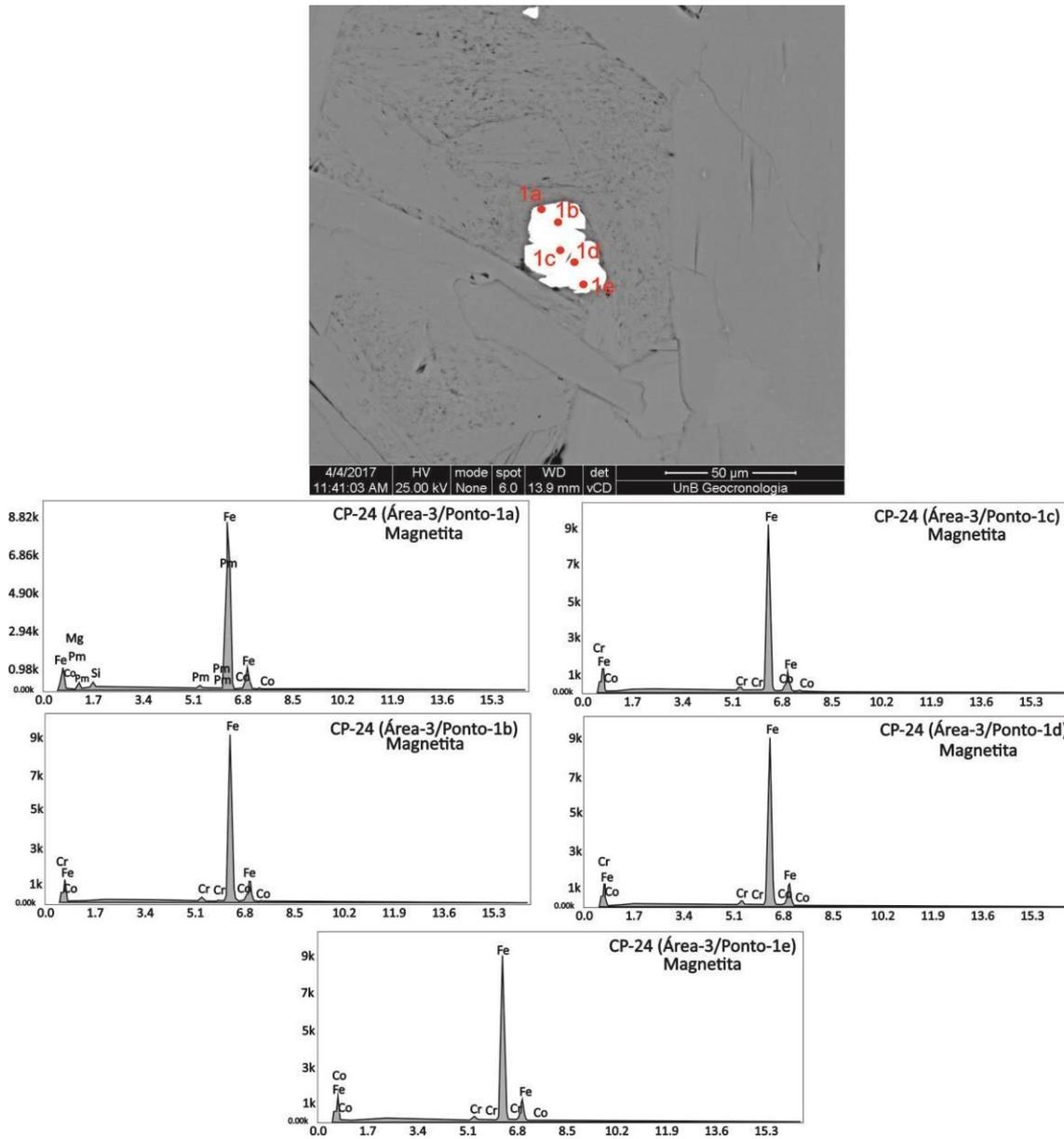
Anexo 5. Análises semiquantitativas de EDS realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) no serpentinitos da amostra CP-04 em silicatos e minerais opacos.



Anexo 6. Análises semiquantitativas de EDS realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) no serpentinitos da amostra CP-24 nos minerais opacos.



Anexo 7. Análises semiquantitativas de EDS realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) no serpentinitos da amostra CP-24 nos minerais opacos.



Anexo 8. Análises semiquantitativas de EDS realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) no serpentinitos da amostra CP-24 nos minerais opacos.