

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil.

Marco Antônio Pires Paixão

TESE DE DOUTORADO Nº 92

Programa de Pós-Graduação em Geologia

Brasília (DF)

2009



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil.

Marco Antônio Pires Paixão

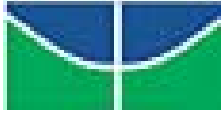
Tese de doutorado apresentada junto ao
curso de Pós-graduação em Geologia, para
obtenção do título de Doutor em Geologia

Orientador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Programa de Pós-Graduação em Geologia

Brasília (DF)

2009



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil.

Tese de doutorado No. 92

Marco Antônio Pires Paixão

Examinadores:

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas - UnB

Prof. Dr. Reinhardt Adolph Fuck – UnB

Prof. Dr. César Fonseca Ferreira Filho – UnB

Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb – UFPA

Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares - UFMG

Brasília – DF

2009

**Aos frutos, de mim semente, e às
sementes, de mim fruto.**

AGRADECIMENTOS

Depois da longa jornada gostaria de agradecer as seguintes pessoas e instituições:

- Prof. Dr. Aríplínio Antônio Nilson pela recepção e bom coração quando da minha intenção de fazer o doutorado na UnB, mostrando todo o instituto de geociências e as pessoas que faziam parte dele. Isto demonstrou o grande envolvimento deste profissional com a instituição e o desejo de agregar profissionais a esta. Além disso, o Aripplínio mostrou-se um devotado no estudo das rochas máfico-ultramáficas para o entendimento de problemas geotectônicos e assim direcionou bem o tema desta tese e a orientação da mesma. Além disso, foi um entusiasta de minha evolução no tema de ofiolitos, dando-me oportunidade de conhecer um dos clássicos exemplos mundiais de ofiolitos, Semail, no Sultanato de Omã. Sua larga experiência na geologia foi fato facilitador para boas conversas e tira dúvidas (ou também “põe dúvidas”). Grande cara!!!
- Prof. Dr. Elton Luiz Dantas pela disposição e amizade de reconhecer todo o trabalho elaborado anteriormente e acreditar no mesmo. Com bom conhecimento no tema geotectônico poliu as arestas existentes e criou novos braços de pesquisa, que sob seu entusiasmo o Gondwana oeste é pouco... como bom nordestino que é, diria... eu quero é mais!!!!
- Prof. Dr. B. B. de Brito Neves, um entusiasta do tema desenvolvido e que trouxe fôlego novo ao trabalho, por meio do estímulo a apresentação do mesmo em congressos, publicação no livro sobre Gondwana Oeste e término da tese.
- Professores do Instituto de Geociências de quem fui aluno ou que me auxiliaram na discussão de alguns tópicos da tese, agregando conhecimento de temas variados da geologia.
- Servidores do IG-UnB em especial a Francisca, Bubu e Estela, meu muito obrigado.
- A todos os colegas da pós-graduação que de alguma forma colaboraram com as discussões do tema da tese e aqueles relativos a pós-graduação da UnB, quando fui representante dos mesmos, em especial ao meu cunhado, geólogo, Valmir da Silva Souza.
- Aqueles colegas das instituições e empresas em que trabalhei que de alguma forma souberam dizer palavras positivas, passar entusiasmo e força para continuar a jornada.
- Aos pesquisadores sobre o tema de ofiolitos que conheci em congressos internacionais e por correio eletrônico, os quais me disponibilizaram artigos técnicos e abriram um canal de discussão por esta grande ferramenta chamada internet.
- Ao CNPq pela bolsa concedida... agradeço e peço desculpas pelo atraso.
- **A maior das instituições... a minha família, Isabela, Thainá, Beatriz e Iara pela convivência, carinho, ausência, brigas e outros sentimentos que temperam a vida e nos dão razão de viver...**

MUITO OBRIGADO!!!

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ii
SUMÁRIO	iii
ÍNDICE DE FIGURAS	v
ÍNDICE DE TABELAS	ix
ÍNDICE DE PRANCHAS FOTOGRÁFICAS	x
RESUMO	xiii
ABSTRACT	xiv
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1. Organização da tese	2
1.2. Localização, vias de acesso e fisiografia da região	3
<i>Materiais e métodos</i>	5
<i>Revisão bibliográfica</i>	5
<i>Mapeamento geológico</i>	6
<i>Litogeoquímica</i>	6
<i>Química mineral</i>	7
<i>Geocronologia</i>	7
CAPÍTULO 2 - M. A. P. Paixão, A. A. Nilson and E. L. Dantas. 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. Artigo publicado na Society Geological of London, Special Publications, 2008; v. 294; p. 297-318; doi:10.1144/SP294.16.....	8
CAPÍTULO 3 - DADOS GEOLÓGICOS E GEOQUÍMICOS ADICIONAIS DOS COMPLEXOS QUATIPURU E MORRO DO AGOSTINHO	31
3.1. Histórico de exploração mineral da área	31
3.2. Geologia do Complexo Quatipuru	31
3.2.1. Rochas encaixantes	32
3.2.2. Rochas do complexo	36

<i>Listwanito</i>	36
<i>Rochas ultramáficas</i>	37
<i>Harzburgito</i>	37
<i>Dunito</i>	38
<i>Suíte de diques e sills</i>	41
<i>Ortopiroxenito</i>	42
<i>Clinopiroxenito</i>	44
<i>Wehrlito</i>	47
<i>Olivina gabro</i>	47
<i>Diabásio</i>	48
<i>Outros tipos petrográficos</i>	48
3.2.3. Aspectos estruturais relacionados ao Complexo Quatipuru	50
3.3. Geologia do Complexo Morro do Agostinho	56
3.4. Discussão dos dados obtidos	61
CAPÍTULO 4 – Artigo submetido à Precambrian Research (2009)	66
CAPÍTULO 5 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	103
Sobre a natureza ofiolítica, ambiente de geração e inferências sobre o potencial metalogenético	103
Cronologia e correlações geotectônicas	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 – Relações estruturais entre as faixas Pan-Africanas e Brasilianas	2
Figura 1. 2 – Mapa de localização e vias de acesso para a área estudada	4
Figura 1.3 – Feições geomorfológicas do complexo Quatipuru	5

CAPÍTULO 2

Fig. 1 - Structural relationships between the Pan-African and Brasiliano fold belts.....	9
Fig. 2 – Geological setting of the Brasiliano fold belts in the Tocantins tectonic province	11
Fig. 3 – magnetometric map of the Quatipuru region	12
Fig. 4 – Location map of the major ophiolitic bodies	14
Fig. 5 – Geological map of the Quatipuru complex	15
Fig. 6 – Harzburgite with proto-granular texture	16
Fig. 7 – geochemical plots of peridotites samples from the Quatipuru complex	16
Fig. 8 – Nodular chromite with discoidal nodules	17
Fig. 9 – Cr# and Mg# plots for podiform and stratiform chromites	17
Fig. 10 – Folded pegmatitic orthopyroxenite sill	18
Fig. 11 – Wedge-shaped pegmatitic clinopyroxenite dyke	18
Fig. 12 – Schematic model for seafloor spreading and diapiric uprise of the Quatipuru Complex	19
Fig. 13 – Pillow-lavas, Morro do Agostinho complex	20
Fig. 14 – Sm-Nd isochron diagram	21
Fig. 15 – Schematic model proposed for the Araguaia belt and Quatipuru complex	30
Fig. 16 – principal events for correlation between Brasiliano and Pan-African fold belts	25

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 – Mapa geológico regional da Faixa Araguaia	32
Figura 3.2 – Mapa geológico do Complexo Quatipuru	33
Figura 3.3 – Mudança de forma de ortopiroxênio e espinélio	40
Figura 3.4 – Diagramas para elementos maiores da suíte de diques	41
Figura 3.5 – Diagrama Cr_2O_3 vs. TiO_2 para cristais de clinopiroxênio dos diques de clinopiroxenito	45
Figura 3.6 – Mapa geológico estrutural do complexo Quatipuru	51
Figura 3.7 – Perfil litoestratigráfico das rochas metassedimentares da Faixa Araguaia	56
Figura 3.8 - Diagrama $\text{SiO}_2\%$ versus FeO^t/MgO dos basaltos e diques do complexo ofiolítico Quatipuru-Morro do Agostinho	59
Figura 3.9 – Classificação geoquímica dos basaltos e diques do complexo Quatipuru -Morro do Agostinho	60
Figura 3.10 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico para basaltos	60
Figura 3.11 – Padrões de ETR para amostras de basalto inalterado e basalto espilitizado	61
Figura 3.12 – Diagrama multielementar para basaltos e diques de diabásio	62
Figura 3.13 – Relações temporais entre as principais rochas e estruturas do Complexo Quatipuru	64
Figura 3.14 – Modelo para evolução da suíte de diques mantélicos do Complexo Quatipuru em ambiente de litosfera oceânica	64
Figura 3.15 – Modelo interpretativo de distribuição das unidades litológicas do fundo oceânico na falha transformante de Garrett	65

CAPÍTULO 4

Fig. 1 – Simplified geological map of the Tocantins orogenic System	69
Fig. 2 – Sketch map of the southern portion of the Araguaia belt	71
Fig. 3 – Geological map of the Quatipuru complex	72
Fig. 4 – Photographs of pillow-lavas and altered basalt from the Morro do Agsotinho	73
Fig. 5 – Field photographs and photomicrographies of ultramafic rocks from the Quatipuru complex	74
Fig. 6 – Field photographs of dikes from the Quatipuru complex	76
Fig. 7 – Field photographs and photomicrographies of the chromitites	80
Figure 8 – Plot of MgO vs. Al ₂ O ₃ wt% of peridotites from the Quatipuru complex	83
Fig. 9 – Diagram with abundances of first-series transition metals in peridotites from the Quatipuru	83
Fig. 10 – Plot of NiO vs. Al ₂ O ₃ for peridotites from the Quatipuru complex with peridotites from the Thetyan ophiolites	84
Fig. 11 – Ternary diagram Cr-Al-Fe ³⁺ for chromites of chromitites from the Quatipuru complex	87
Fig. 12 – Plot of Cr-spinels of chromitite from the Quatipuru complex and chromitite from ophiolite complexes worldwide	87
Fig. 13 – Ternary diagram Cr-Al-Fe ³⁺ for chromite from ultramafic rocks from the Quatipuru complex	88
Fig. 14 – Diagram of Dick & Bullen (1984) for Cr-spinels in abyssal peridotites	90
Fig. 15 – Plot of TiO ₂ % vs. Cr# for chromites of harzburgite, dunite and chromitite	91
Fig. 16 – Plot of Al ₂ O ₃ % vs. TiO ₂ % of Cr-spinel of mantle peridotites and volcanic rocks from different geological settings	91

Fig. 17 – Chondrite normalized patterns of the chromitites from Quatipuru complex	93
Fig. 18 – Comparison of TiO ₂ wt% and Cr# values in accessory chromites from abyssal peridotites	94

CAPÍTULO 5

Figura 5.1 – Diagrama de ambiente tectônico para formação de cromititos	104
Figura 5. 2 - Reconstrução da evolução geodinâmica da Província Tocantins	109
Figura 5.3 - Reconstrução paleogeográfica da história colisional do Cráton Amazônico com o Gondwana Ocidental	110
Figura 5.4 – Principais eventos geológicos das faixas móveis Neoproterozóicas relacionadas ao Gondwana Oeste	112

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO 2

Table 1 – Sm-Nd isotopic data for Quatipuru ophiolite dyke rocks	21
Table 2 - Sm-Nd data for basalt from the Morro do Agostinho and metasedimentary rocks from the tocanins and Estrondo groups	22
Table 3 – Comparative aspects of the mauritanide and Araguaia belts	23

CAPÍTULO 3

Tabela 1 – Análises litogeoquímicas dos diques e basaltos	43
---	----

CAPÍTULO 4

Table 1 – Principal characteristics of chromitite samples from the Quatipuru complex	78
Table 2 – Major (wt%), trace and rare earth element (ppm) contents in ultramafic rock samples from Quatipuru Complex	82
Table 3 – Representative microprobe analyses of Cr-spinel in chromitites of the Quatipuru complex	86
Table 4 - Representative microprobe analyses of accessory Cr-spinel in peridotites from the Quatipuru complex	89
Table 5 – PGE concentrations in the chromitites from Quatipuru complex	92

ÍNDICE DAS PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

Prancha 135

- A) Afloramento de metarrilito. A cabeça do martelo aponta no sentido do topo estratigráfico para leste. Localização: 22 L 643818W/905777N.
- B) Aspecto de campo das metagrauvas com clivagem ardosiana (22L 646221/9057790).
- C) Fotomicrografia de metagrauva apresentando a mineralogia da matriz e os fragmentos de rochas. Luz polarizada.
- D) Visão de afloramento de metarenito com camadas dobradas que originam uma sucessão de anticlinais e sinclinais de dimensões métricas. Localização: 22L 646752W/9034945N.
- E) Fotomicrografia do metarenito mostrando diversos graus de esfericidade em grãos de quartzo. Luz polarizada.
- F) Metacalcário mostrando dobra apertada. Localização: 22L 644801W/9044685N.
- G) Bloco de listwanito com aspecto brechado, marcado pelo rompimento de antigas porções quartzosas por vênulas tardias de quartzo. Localização: 22L 646706W/9037655N.
- H) Rocha ultramáfica intemperizada com formação de silexito de intemperismo (birbirito).

Prancha 239

- A) Visão de afloramento de harzburgito com grãos de bastita cinza azulado, em meio a massa de serpentina verde pálida. Localização: 22L 646559W/9064235N.
- B) Fotomicrografia exibindo típica textura mesh sobre antigos grãos de olivina (Sp (m)) e pseudomorfos de bastita (Bas) com limite côncavo, indicando feição de dissolução. Luz Polarizada.
- C) Fotomicrografia de harzburgito mostrando grãos de cromita (Cr-sp) como inclusões de aspecto vermiforme em pseudomorfo de bastita (Bas). Sp(m) – serpentina mesh. Luz natural.
- D) Visão macroscópica de dunito do Complexo Quatipuru com presença de grãos finos a médios de cromita dispersos sobre a massa de serpentina verde. Localização: 22 L 647161W/9059760N.
- E) Fotomicrografia do dunito com típica textura mesh (Sp(m))mostrando grande concentração de finos grãos de magnetita e grão de cromita (Cr-sp) exibindo forma hipidiomórfica a idiomórfica. Luz natural.
- F) Afloramento com feição de impregnação de líquidos gabríticos em lente dunitica (plagioclásio dunito), representada por bandamento fino e descontínuo composto por plagioclásio e clinopiroxênio. Localização: 22L 645370W/9042644N.
- G) Fotomicrografia de plagioclásio-dunito mostrando a forte alteração de grãos de plagioclásio (Plg) e a presença de cristais de clinopiroxênio (cpx) e olivina (Sp(m)) (em meio a textura mesh). Bas= bastita, neste caso proveniente de cpx. Luz polarizada.
- H) Trilhas de grãos de cromita (micropod) em lente dunitica.

Prancha 346

- A) *Sill* de ortopiroxenito pegmatóide dobrado no plano da foliação imperfeita dos harzburgitos. Localização: 22L 645867W/9037530N.
- B) Detalhe de cristais individuais de ortopiroxênio, que podem alcançar até 13 cm de dimensão, em sill de ortopiroxenito pegmatóide. Localização: 22L 645867W/9037530N.
- C) Pequenos bolsões de ortopiroxenito pegmatóide marcados pela dissipação de megacristais de ortopiroxênio na encaixante harzburgítica que se apresenta depletada na região de contato (margem dunitica indicada pela seta). Localização: 22L 645867W/9037530N.
- D) Fotomicrografia de grãos de ortopiroxênio com lamelas e inclusões de clinopiroxênio (cores de mais alta birrefringência) em cristal de ortopiroxênio do sill de ortopiroxenito pegmatóide. Luz polarizada.
- E) Bandamento websterítico associado espacialmente com dique de ortopiroxenito pegmatóide, em meio a encaixante harzburgítica. Localização: 22L 645867W/9037530N.
- F) Dique de clinopiroxenito pegmatóide de forma tabular. Localização: 22L 645678W/9042664N.
- G) Bolsão centimétrico de clinopiroxenito pegmatóide em encaixante harzburgítica. Localização: 22L 647947W/9061897N.

H) Bolsão métrico de clinopiroxenito pegmatóide com porções esverdeadas (próxima a escala) preservadas da serpentinização (porções acinzentadas). Um dos limites do bolsão é cortado por fino dique de olivina gabro (estreita faixa esbranquiçada indicada pela seta). Localização: 22L 646253W/9044214N.

Prancha 449

A) Fotomicrografia de grão de clinopiroxênio em dique de clinopiroxenito com presença de linhas de clivagem deformadas. Luz polarizada.

B) Dique de wehrlito com presença de xenólito de harzburgito (delimitado pela linha tracejada). Localização: 22L 646253W/9044214N.

C) Dique de werhlito cortando dique de clinopiroxenito pegmatóide. Notar a ausência de halos de depleção na encaixante harburgítica, bem como ausência de margens de resfriamento rápido nos diques. Localização: 22L 646312W/9044266N.

D) Diques finos de olivina gabro cortando harzburgito. Localização: 22L 645370W/9042644N.

E) Dique de olivina gabro exibindo bandamento composicional e textural, paralelo a subparalelo aos contatos com a encaixante harburgítica. Notar a ausência de halos de depleção dunítica na encaixante. Localização: 22L 645442W/9043985N.

F) Fotomicrografia de dique de olivina gabro apresentando resquícios de grãos de olivina, cristais de clinopiroxênio, além de grãos de plagioclásio fortemente alterados. Luz polarizada.

G) Dique de diabásio da suíte de diques e sills cortando pod de cromitito. As setas indicam os limites do dique. Localização: 22L 645184W/9044509N.

H) Fotomicrografia de dique de diabásio mostrando resquícios da textura ofítica (antigas ripas de plagioclásio- plg – associadas com requícios de cristais de clinopiroxênio – cpx), além de porções com mineralogia metamórfica/alteração (epidoto/saussurita no canto superior esquerdo da foto).

Prancha 553

A) Visão para sul da Serra do Quatipuru mostrando o mergulho das camadas para leste. O topo da serra mais vegetado corresponde a unidade de listwanito, enquanto as porções sem vegetação ou com vegetação rala corresponde as rochas ultramáficas.

B) Afloramento com presença dedobra D1 em camada de metarritmito. Localização: 22L 643238W/9044394N.

C) Afloramento apresentando intercalação de harzburgito e dunito, caracterizado pela rápida transição entre eles. Dunito representa antigos canais de migração de líquidos no peridotito mantélico.

D) Detalhe do bandamento websterítico mostrando dobras cetimétricas fechadas (indicadas pelas setas), interpretadas como estruturas de alta temperatura relacionada a fluxo astenosférico. Localização: 22L 645867W/9037530N.

E) Porção milonitizada de listwanito mostrando indicadores cinemáticos marcados por grãos de calcedônia e fragmentos de serpentinito. Amostra do contato leste entre harzburgito e listwanito. Localização: 22L 646703W/9064298N.

F) Serpentina xisto com *boudins* de dique de olivina gabro, marcando efeitos da tectônica de obducção do complexo Quatipuru. Sob o microscópio tais faixas mostram as celas da textura *mesh* deformadas. Localização: 22L 645253W/9042612N.

G) Serpentina xisto com amêndoas preservadas de harzburgito protogranular, devido a deformação em fácies xisto-verde relativa ao alojamento do corpo em meio. Localização: 22L 645952W/9037354N.

H) Serpentina xisto com *boudins* de dique de olivina gabro (indicados pelas setas), mostrando inflexões da foliação relativa ao evento de alojamento do complexo Quatipuru.

Prancha 654

A) Diques de diabásio que cortam pods de cromitito apresentam-se boudinados. Localização: 22L 645200W/9044495N.

B) Fotomicrografia de milonito de harzburgito. Luz natural. Aumento de 40x. Campo horizontal da foto é de 2 mm.

C) Fotomicrografia de milonito de dique de olivina gabro. Luz polarizada. Cpx= clinopiroxênio. A matriz corresponde a cristais diminutos de plagioclásio e clinopiroxênio.

- D) Aspecto de campo de zona de cisalhamento com formação de filonitos (fragmentos de rocha soltos no solo), em meio as rochas do complexo Quatipuru.
- E) Fotomicrografia de dique de olivina gabro mostrando uma associação de clorita-actinolita (Clo-Act). Luz polarizada.
- F) Fotomicrografia de microdobra pitgmática em camada de talco-clorita xisto da zona de contato inferior do Complexo Quatipuru (contato oeste), pertencente ao envelope de listwanito.

Prancha 757

- A) Afloramento de frente de pedreira mostrando porções de basalto fresco (roxo) e porções espilitizadas e (ou) de material interpillow (verde). Notar as formas arredondadas ou elipsoidais das porções arroxeadas definindo o contorno das pillow-lavas. A escala corresponde ao martelo de geólogo realçado em vermelho. Localização: 22L 0666772W/9025822 N.
- B) Vista em planta no piso superior da pedreira mostrando o contorno das pillow-lavas (evidenciado pelo tracejado preto).
- C) Detalhe do material interpillow com vários fragmentos de pillows menores. Lupa na porção inferior esquerda da foto como escala.
- D) Detalhe da zona mediana II correspondente ao contato entre basalto não alterado (roxo) e a porção esverdeada da zona mediana I, caracterizada pela zona de escape de variólas.
- E) Fotomicrografia de varióla com forma arredondada, composta por material muito fino em suas bordas; internamente, algumas delas apresentam diminutos grãos de epidoto correspondendo a antigos grãos de plagioclásio. Luz natural.
- F) Fotomicrografia de varióla com prováveis antigos grãos de olivina e clinopiroxênio em suas bordas. Luz natural.
- G) Brecha de hialoclastito com típica textura quebra-cabeça (jig-saw texture).
- H) Faixa de alteração hidrotermal em basalto caracterizada por forte epidotização e aspecto brechado.

RESUMO

Os tratos oceânicos existentes entre os blocos continentais descendentes do supercontinente Rodínia são registrados na Faixa Araguaia por meio de corpos ofiolíticos. Tais corpos frequentemente não apresentam a clássica pseudo-estratigrafia de ofiolitos, sendo representados principalmente por peridotitos mantélicos serpentinizados e derrames basálticos. Dois dos maiores e mais bem preservados complexos ofiolíticos da Faixa Araguaia, o Complexo Quatipuru e o Complexo Morro do Agostinho compreendem uma associação de peridotitos serpentinizados e *pillow*-lavas basálticas. A sequência mantélica é composta por um arranjo intercamadado de harzburgito e dunito. Tais rochas abrigam uma suíte de diques e *sills* piroxeníticos e gabróicos, além de *Pods* de cromitito com texturas nodulares e envelopes duníticos, típicos de complexos ofiolíticos. As relações litoestruturais entre os peridotitos mantélicos, a suíte de diques e os *Pods* de cromitito apontam uma associação característica da zona de transição de Moho, e relatam uma história de múltiplos estágios magmáticos e tectônicos operantes durante a edificação de litosfera oceânica. Estudos de litogeoquímica e química mineral demonstram a natureza depletada e residual dos peridotitos, bem como sua similaridade com peridotitos do tipo MORB e/ou de SSZ (*supra-subduction zone*). A cromita dos cromititos é do tipo alto-Al com baixos teores de EGP, sugerindo filiação de líquidos MORB, formados em zona de expansão oceânica sobre uma zona de subducção (SSZ), à semelhança de outras sequências ofiolíticas da América do Sul e Central. Dados isotópicos de Sm-Nd corroboram o caráter MORB desta sequência ofiolítica, dado por valores positivos de ϵ_{Nd} de basaltos ($\epsilon_{Nd} = +5$) e diques gabróicos ($\epsilon_{Nd} = +6,7$) que cortam os peridotitos. Tais diques foram utilizados na obtenção de uma idade isocrônica Sm-Nd de 757 ± 49 Ma, que marca o estágio de oceanização da Faixa Araguaia. O ambiente tectônico inferido para a associação espacial de peridotitos mantélicos e *pillow-lavas* do Complexo Quatipuru-Morro do Agostinho é uma zona de expansão oceânica próxima a uma zona de falha transformante, a exemplo de associações semelhantes descritas em litosfera oceânica moderna (e. g., falhas transformantes de Terevaka e Garrett). A obducção desta litosfera oceânica em terrenos da Faixa Araguaia constitui-se como marcador de zonas de sutura na amalgamação do paleocontinente Gondwana Oeste. A similaridade de terrenos da Faixa Araguaia com sua extensão sul que bordejia o Cráton Amazônico, a Faixa Paraguai, juntamente com suas contrapartes em território africano e sul-americano, a Faixa Mauritanides-Bassarides-Rokelides e a Faixa Pampeana, respectivamente, demonstra que tais faixas são cronocorrelatas e co-partícipes da evolução de ciclos de fragmentação e edificação de paleocontinentes.

Palavras-chaves: Faixa Araguaia, Quatipuru-Morro do Agostinho, ofiolito Neoproterozóico, cromitito podiforme, Gondwana Oeste.

ABSTRACT

The oceanic realms present between crustal blocks descendents of the Rodinia supercontinent are recorded in the Araguaia Belt by the presence of ophiolite bodies. These bodies frequently do not present the classic ophiolite pseudo-stratigraphy; rather they are mainly represented by serpentinized mantle peridotites and basaltic lavas. Two of the largest and better preserved ophiolite complexes in the Araguaia Belt, the Quatipuru and the Morro do Agostinho complexes are comprised of serpentinized peridotites and basaltic pillow lavas. The mantle sequence is composed of an interlayered arrangement of harzburgite and dunite. These sequences host a suite of pyroxenitic and gabbroic dikes and sills, in addition to chromitite pods with nodular textures and dunitic envelopes typical of ophiolite complexes. The lithostructural relationship among the mantle peridotites, the suite of dikes and sills, and chromitite pods is a characteristic association indicative of the Moho Transition Zone and reveals a history of multiple magmatic and tectonic stages during the development of the oceanic lithosphere in the Araguaia Belt. Litho geochemistry and mineral chemistry demonstrate the depleted and residual nature of the peridotites, as well as its similarity with MORB and/or SSZ peridotites. Chromite from the chromitites is high-Al type-ophiolite with low tenors of PGE, suggesting derivative MORB magmas formed in a spreading center in a supra-subduction zone, similar to South and Central America ophiolite sequences. Sm-Nd isotopic data also demonstrate the MORB character of this ophiolitic sequence, as indicated by positive values of ϵ_{Nd} from basalts ($\epsilon_{Nd} = +5$) and gabbroic dikes ($\epsilon_{Nd} = +6.7$) that cut the peridotites. Samples from dikes resulted in a Sm-Nd isochron of 757 ± 49 Ma age, dating the oceanization stage of the Araguaia belt. The tectonic setting inferred from the spatial association of mantle peridotites and pillow lavas of the Quatipuru-Morro do Agostinho complexes resemble an oceanic spreading centre close to a transform fault, as exemplified by similar associations described in modern oceanic lithosphere (*e. g.* Terevaka and Garrett transform faults). The obduction of this oceanic lithosphere in the Araguaia Belt terrains constitutes a suture zone marker in the amalgamation of the West Gondwana paleocontinent. The similarity between the terrains of the Araguaia Belt and its southern extension the Paraguai Belt, both bordering the Amazonian Craton, and their West African and south American counterparts, the Mauritanides-Bassarides-Rokelides and Pampeana belts, respectively, demonstrates that the belts are probably contemporaneous and co-participants during fragmentation and amalgamation cycles in the evolutionary history of paleocontinents, i.e. the ties that bind.

Key words: Araguaia belt, Quatipuru-Morro do Agostinho, Neoproterozoic ophiolite, podiform chromitite, West Gondwana.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

A história geológica do supercontinente Gondwana Ocidental durante o Neoproterozóico envolveu a colisão de blocos continentais entre América do Sul e África, iniciada durante o evento Brasiliano/Panafricano, ao redor de 850-750 Ma (Trompette, 1994; Castaing *et al.*, 1994, Thover *et al.*, 2006, Trindade *et al.*, 2006) e estendendo-se até 550-500 Ma. A localização dos limites dos blocos crustais, geralmente representados por sistemas de nappes e sequências ofiolíticas marcando zonas de sutura, constitui um dos pontos chave para os modelos de reconstrução. Os ofiolitos representam antigas litosferas oceânicas geradas em ambiente de cordilheiras meso-oceânicas, e posteriormente obductadas em ambientes de bacia *back-arc* ou *fore-arc*. A reconstrução de tais ambientes em terrenos geológicos que sofreram intenso desmembramento tectônico por vezes é uma tarefa difícil.

Modelos de reconstrução geológica de faixas de dobramentos do Neoproterozóico no oeste do Gondwana (Trompette, 1994; Cordani *et al.*, 2003) apresentam uma possível junção entre a Faixa Araguaia e a Faixa Rokelide-Mauritanide no noroeste da África (Figura 1.1). A identificação de antigos restos de litosfera oceânica na Faixa Araguaia (Trouw *et al.*, 1976, Paixão & Nilson, 2002; Kotschoubey *et al.*, 2005) tem contribuído para um melhor entendimento da evolução geológica desta faixa. Tal evolução inicia-se com a formação de um rift continental, levando a formação da bacia oceânica Araguaia e seu posterior fechamento, devido a colisão entre o Cráton Amazônico e outro bloco crustal a leste (Cráton do São Francisco, Cráton do Oeste Africano, ou Bloco Parnaíba). Contudo, as principais características da litosfera oceânica neoproterozóica tais como idade, natureza das rochas máfico-ultramáficas e das rochas metassedimentares encaixantes, além do ambiente tectônico de geração são ainda questões em aberto.

Os complexos Quatipuru e Morro do Agostinho são dois dos maiores e mais bem expostos fragmentos de litosfera oceânica neoproterozóica da Faixa Araguaia. O objetivo da presente tese é estudar as feições estruturais, petrográficas, petrológicas e de geoquímica isotópica destes fragmentos ofiolíticos, comparando-os com os exemplos clássicos de ofiolitos (*e. g.*, ofiolito de Semail) e com as atuais cordilheiras meso-oceânicas (*e. g.* *East Pacific Rise*), na tentativa de estabelecer o ambiente de formação dos mesmos. Os dados obtidos permitiram reconhecer os processos envolvidos na construção de litosfera oceânica neoproterozóica e o posicionamento geotectônico dos corpos ofiolíticos, bem como reconhecer similaridades com relação a litoestratigrafia, ambiente tectônico e evolução geológica da Faixa Araguaia com faixas de dobramentos brasileiras e pan-africanas, respectivamente Faixa Paraguai e Faixa Rokelides-

Mauritanides, traduzindo o elo de ligação destas faixas de dobramentos na evolução do continente Gondwana ocidental.

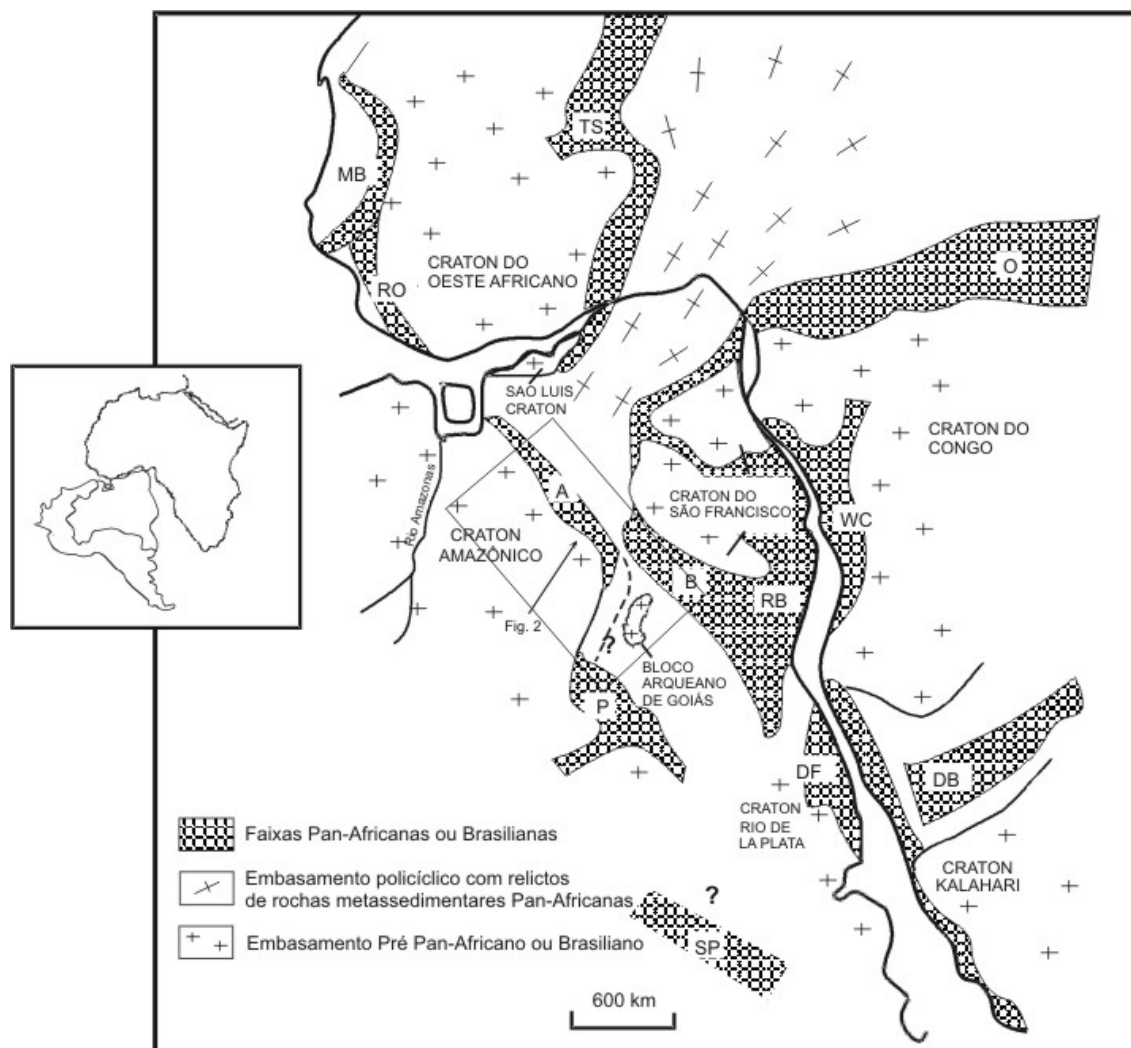


Figura 1.1 – Relações estruturais entre as faixas Pan-Africanas do oeste da África e as faixas Brasilianas. MB, Faixa Mauritanide–Bassaride; RO, Faixa Rokelide; TS, Faixa Trans-Saharan; A, Faixa Araguaia; P, Faixa Paraguai; B, Faixa Brasília; R, Faixa Ribeira; DF, Faixa Dom Feliciano; SP, Faixa Sierras Pampeanas; O, Faixa Obanguides; WC, Faixa West Congo; D, Faixa Damara. Modificado de Trompette (1997).

1.1. Organização da tese

A tese é composta por cinco capítulos apresentados na maneira tradicional e na forma de artigos. O Capítulo 1 introdutório apresenta aspectos relativos a área de trabalho e aos métodos e materiais utilizados na pesquisa. O Capítulo 2 corresponde ao artigo intitulado **“The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa”**, publicado como capítulo de livro em volume especial da *Geological Society of London*, é baseado em dados de geoquímica isotópica,

litogeoquímica e geocronologia, apoiando as discussões de geologia regional e reconstrução geotectônica do Gondwana oeste. O Capítulo 3 apresenta dados adicionais sobre a geologia da área e aspectos químicos das rochas do Complexo Quatipuru-Morro do Agostinho.

O Capítulo 4 escrito na forma de artigo intitulado “**Neoproterozoic podiform chromitites in the Quatipuru Ophiolite: evidence of a supra-subduction zone in Central Brazil**” apresenta dados de química mineral e litogeoquímica dos cromititos e peridotitos associados. Tal artigo foi submetido a Precambrian Research. A numeração das páginas obedece o mesmo critério do capítulo anterior.

O Capítulo 5 agrupa as discussões e conclusões finais sobre os corpos ofiolíticos, desde os aspectos petrológicos de sua formação em litosfera oceânica neoproterozóica até seu posicionamento tectônico final nos estágios tardios do Brasileiro.

1.2. Localização, vias de acesso e fisiografia da região

O Complexo Quatipuru e o Morro do Agostinho situam-se na região norte do país, respectivamente no município de Conceição do Araguaia (Pará) e Araguacema (Tocantins), onde a divisa de estados é marcada pelo Rio Araguaia. A área do Complexo Quatipuru fica próxima ao município de Santa Maria das Barreiras (PA), consistindo de um polígono, cujos vértices são delimitados pelas latitudes 8°20'00'' a 8°50'00'' e pelos meridianos 49°30'00'' e 49°50'00''. O Morro do Agostinho situa-se a 15 km a leste da cidade de Araguacema, onde as principais exposições de basalto almofadado são exploradas para brita pela prefeitura municipal (frente de lavra com coordenadas UTM 22L 0666772 W e 9025822 N).

A principais vias de acesso para a área saindo da capital federal são (Figura 1.2):

- BR-060/BR-153 (Belém-Brasília), saindo de Anápolis (GO) até 5 km a norte do município de Miranorte (TO), tomando-se a oeste a TO-235 e depois a TO-164 rumo a Araguacema (TO). A travessia para o estado do Pará é feita por balsa.

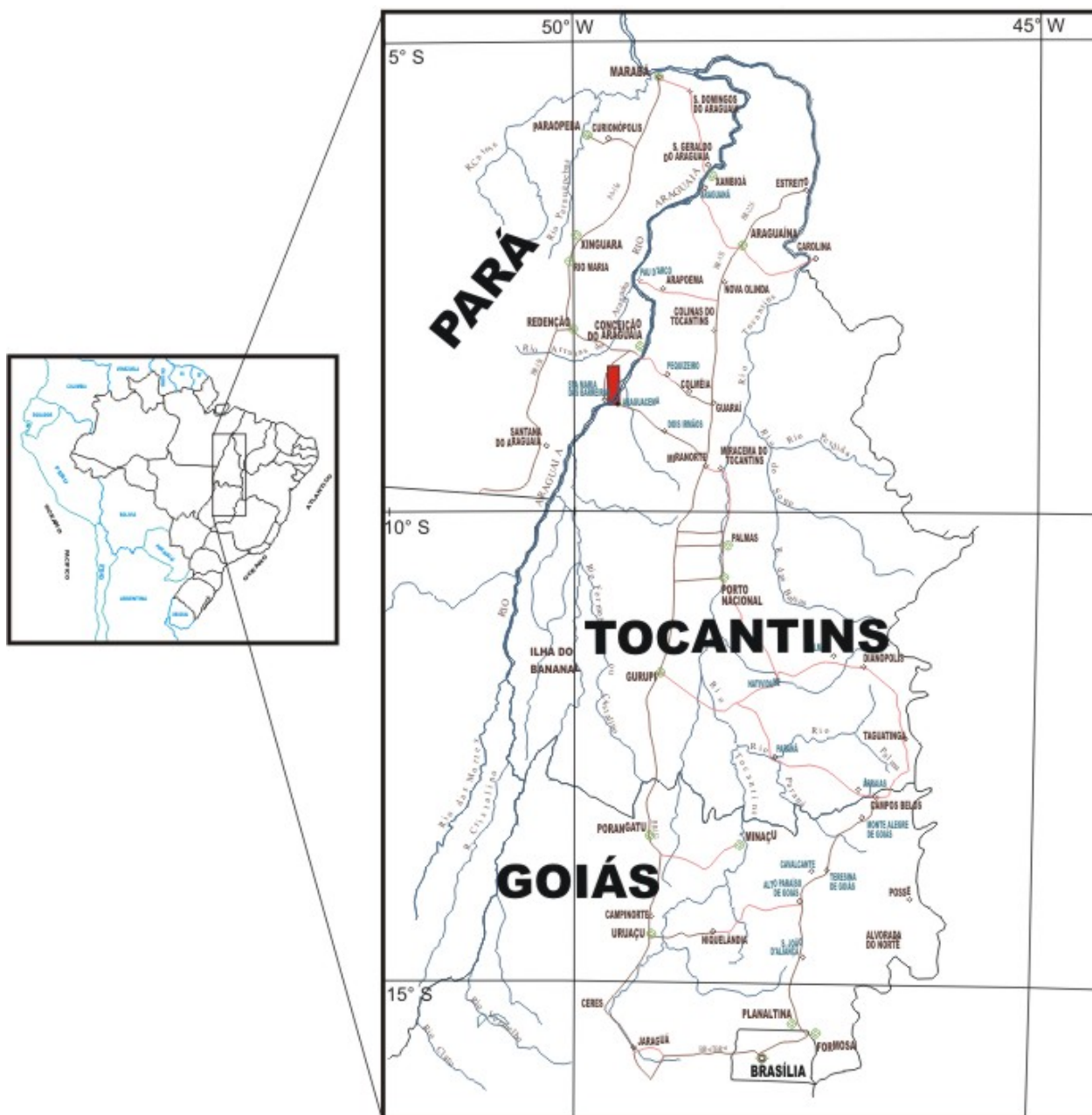


Figura 1. 2 – Mapa de localização e vias de acesso para a área estudada (retângulo em vermelho).

- BR-060/BR-153 (Belém-Brasília), saindo de Anápolis (GO) até o município de Guaraí (TO), seguindo a oeste pela rodovia TO-336 em sentido a Couto Magalhães, cruzando-se o Rio Araguaia e chegando ao município de Conceição do Araguaia (PA).
- BR-010/GO-118 (Rodovia Coluna Prestes) saindo de Brasília rumo a Campos Belos (GO), depois em Tocantins passando pelos municípios de Natividade, Porto Nacional, Palmas, Miracema do Tocantins e finalmente Miranorte. Desta seguem-se as rotas descritas acima.

Os municípios utilizados como base para a realização dos trabalhos de campo no Complexo Quatipuru foram os de Conceição do Araguaia e Santa Maria das Barreiras, ambos no Pará. O município de Araguacema no Tocantins foi base para os estudos no Complexo Morro do Agostinho.

As estações climáticas na região são bem definidas com um período seco que vai de maio a setembro e outro chuvoso, que vai de outubro a abril. A vegetação é do tipo transicional entre cerrado e floresta amazônica, embora nas regiões de serra onde ocorrem as rochas ultramáficas a vegetação é do tipo campo, mais rasteira (Figura 1.3).

A geomorfologia desta região apresenta grandes áreas com platôs lateríticos e solos com cobertura laterítica, desenvolvidos via de regra em áreas de ocorrência de rochas metassedimentares. As áreas de serra nessa região são heranças de feições litoestruturais, tais como corpos ultramáficos e zonas de silicificação associados à zonas de empurrão e falhas transcorrentes (Figura 1.3).



Figura 1.3 – **A.** Vista do tipo de vegetação na área de serra. A parte verde clara corresponde a áreas de exposição de rochas ultramáficas, enquanto que a porção verde escura (topo direito da serra) é área de ocorrência de listwanites. **B.** Visão do platô laterítico na porção oeste ao Complexo Quatipuru (plano inferior da foto).

1.3. Materiais e métodos

A presente pesquisa teve as seguintes etapas:

Revisão bibliográfica

Consistiu na compilação de trabalhos que versavam sobre a geologia regional e local da região enfocada, bem como sobre o tema de complexos ofiolíticos. Além disso, esta etapa também envolveu a reunião da base cartográfica que consistiu em mapas topográficos em escala 1:100.000 (folhas Conceição do Araguaia e Araguacema) e fotografias aéreas em escala 1:60.000, do projeto USAF do ano de 1967.

Mapeamento geológico

Tal etapa teve início com a execução do reconhecimento regional das rochas do Grupo Estrondo e Grupo Tocantins, além do reconhecimento de outros corpos ofiolíticos, tais como Morro Grande, Pau Ferrado, Olho D'Água, Serrinha e Morro do Agostinho para efeitos de comparação com as rochas do Complexo Quatipuru.

O mapeamento geológico do Complexo Quatipuru se deu por meio da elaboração de perfis transversais à estruturação do complexo e rochas encaixantes, com auxílio das fotografias aéreas. Foram descritos 128 pontos de afloramentos com coleta de dados estruturais e de amostras de rochas, que serviram para análises tectônica, petrográfica, química e geocronológica.

No Complexo Morro do Agostinho não foi elaborado mapa geológico, sendo feito apenas perfis e descrições detalhadas de afloramentos, com objetivo da caracterização petrográfica dos litotipos reconhecidos em campo, que ganharam importância devido à sua associação espacial com o Complexo Quatipuru e a presença de basaltos almofadados.

Litogeoquímica

As análises químicas foram realizadas no Lakefield Laboratórios (GEOSOL), onde os elementos maiores e os elementos Th, Ta, Nb, Rb, Hf, Sr, Y, Sc, V e Zr foram analisados por fluorescência de raios-X, sendo os elementos maiores por meio da fusão com tetraborato de lítio, enquanto os outros por meio de pastilha de pó prensado. Os elementos Ni e Cr foram analisados por meio de ICP-AES (digestão multiácida). A calcinação a 1000°C em peso constante foi o método utilizado para determinação da perda ao fogo. Análises também foram realizadas no ACME Laboratório, onde os principais óxidos e elementos menores foram determinados por ICP-AES, enquanto os elementos terras-raras e refratários por ICP-MS.

O limite de detecção para os elementos terras-raras foram para La, Ce, Tb, Tm e Lu 0,01, Eu, Pr e Ho 0,02, Nd e Er 0,03, Sm, Gd, Dy e Yb 0,05.

Química Mineral

As análises químicas dos minerais foram feitas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília, utilizando Microsonda Eletrônica CAMECA, modelo SX-50, com quatro espectômetros e com EDS (Energy Dispersive System) associado. As análises foram

feitas por WDS (*Wavelength Dispersive System*) sob as seguintes condições: corrente de feixe de elétrons 20 nA, aceleração de voltagem de 15 kv e diâmetro do feixe de 4 a 10 μm . Padrões de minerais naturais do próprio laboratório foram utilizados e no mínimo três análises pontuais por mineral foram realizadas.

Geocronologia

As análises geocronológicas e de geoquímica isotópica foram feitas no laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As análises em rocha total foram feitas pelo método Sm-Nd, a partir de alíquotas de 100 mg de amostra de rocha por digestão multiácida, com separação dos elementos terras-raras (coluna primária) e posterior separação dos elementos Sm e Nd. O espectrômetro utilizado foi Finnigan MAT 262 com 7 coletores tipo *Faraday Cup*, tendo as análises sido realizadas em modo estático, utilizando o arranjo de filamento duplo de rênio (Re), onde foi depositado 1 μl de amostra. A idade modelo foi obtida no *Isoplot/Ex* (versão 2.47), os erros 2σ foram de 0,003% e 0,1 % para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, respectivamente. Os procedimentos analíticos utilizados foram aqueles descritos por Gióia & Pimentel (1997).

CAPÍTULO 2

The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa

M. A. P. PAIXÃO¹, A. A. NILSON¹ & E. L. DANTAS²

¹*Department of Mineralogy and Petrology, Institute of Geosciences, University of Brasília, Brasília, DF 70910-900, Brazil (e-mail: pires_paixao@ig.com.br)*

²*Geochronology Laboratory, Institute of Geosciences, University of Brasília, Brasília, DF 70910-900, Brazil*

Abstract: The Araguaia Belt, the northern branch of Neoproterozoic Tocantins tectonic province, developed during West Gondwana amalgamation as a result of collision between the Amazon and West African and/or São Francisco/Congo cratons. The external zone of the belt consists of ophiolitic slices and fragments, sedimentary rocks derived from magmatic arc sources, volcanic rocks, and part of a passive continental margin with low-grade metamorphic rocks, while the internal zone corresponds to a pile of low- to medium-grade metasedimentary rocks. The largest and best preserved ophiolitic bodies occur in the southern part of the belt, where the Quatipuru and Morro do Agostinho ophiolites are composed predominantly of mantle peridotites (mainly residual harzburgite) representing the base of the Moho transition zone. They contain chromitite pods, dunitic lensoid bodies and a suite of mafic–ultramafic dykes and/or sills resulting from partial melting, magma impregnation and diapiric up-rise. A Sm–Nd isochron age of 757 ± 49 Ma indicates oceanic crust formation during the Early Neoproterozoic. NW African correlatives of the Araguaia Belt, the Mauritanide–Bassaride–Rokelide belt, show similarities with respect to lithostratigraphic units, the ages of basement and supracrustal rocks, the presence of Neoproterozoic ophiolitic slices and fragments, suture zones characterized by high gravity anomalies and centrifugal tectonic vergence. We conclude that these belts were probably formed around the same Neoproterozoic ocean or several small coeval oceans.

The evolutionary history of the western Gondwana supercontinent involved continental collision between South American and African crustal blocks, starting at around 850–750 Ma (Porada 1989; Castaing *et al.* 1994; Trompette 1994; Brito Neves *et al.* 1999; Cordani *et al.* 2003) and extending until 550–500 Ma. However, the location of crustal block boundaries, generally represented by nappe systems and ophiolitic sequences marking suture zones, remains one of the most intriguing problems for reconstruction models of correlation between them. Ophiolites represent ancient oceanic crust, formed in a mid-ocean ridge or back-arc environment, but they are difficult to recognize when they have undergone intense tectonic fragmentation and dismemberment.

The presence of Neoproterozoic suture zones has been recorded in the Mauritanide–Bassaride–Rokelide orogenic belt bordering the western portion of the West African Craton (Villeneuve & Dallmeyer 1987; Léchorché *et al.* 1989). This orogenic belt displays a sinuous form in a general north–south direction, extending through more than 2000 km with a variable width of up to 120 km. The belt appears to have developed as a result of successive collisions of magmatic arcs, accretionary mélanges and/or previously

amalgamated terranes (Hefferan *et al.* 2000). A rifting event has been proposed at around 700 Ma on the western border of the West African Craton (Villeneuve & Dallmeyer 1987) as well as subsequent convergence with arc magmatism and two collisional events (660–640 Ma and 550 Ma), of which the younger one is related to west-dipping subduction and docking between the Guyana Craton and the southwest part of the West African Craton (Villeneuve & Cournée 1994). However, palaeogeographical reconstruction models suggest that West Gondwana was not formed until after 630 Ma. One of the principal requirements for such models is to know where the suture zones in the South American counterpart are located and what do they represent (Tohver *et al.* 2002; Kröner & Cordani 2003).

Geological reconstructions of Neoproterozoic fold belts in West Gondwana (Porada 1989; Trompette 1994) show a possible link between the Araguaia fold belt in northern Brazil and the Mauritanide–Rokelide belt in northwestern Africa (Fig. 1). The identification of dismembered ophiolites in the Neoproterozoic Araguaia fold belt (Paixão & Nilson 2002; Kotschoubey *et al.* 2005) is an important recent contribution to a better understanding of its geological evolution. This evolution

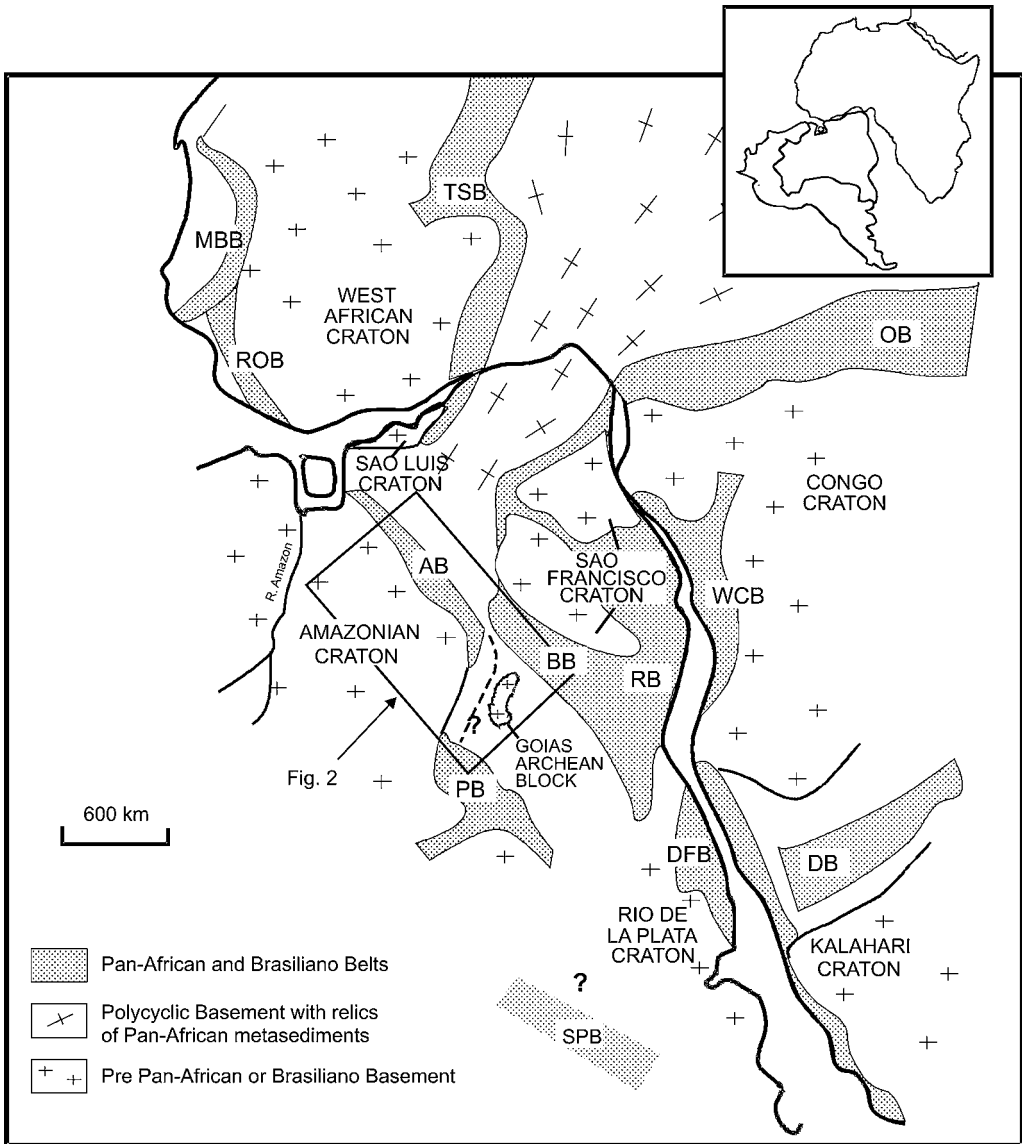


Fig. 1. Structural relationships between the Pan-African fold belts of western Africa and the Brasiliano fold belts. MBB, Mauritanide–Bassaride belt; ROB, Rokelide Belt; TSB, Trans-Saharan Belt; AB, Araguaia Belt; PB, Paraguay Belt; BB, Brasília Belt; RB, Ribeira Belt; DFB, Dom Feliciano Belt; SPB, Sierras Pampeanas Belt; OB, Obanguides Belt; WCB, West Congo Belt; DB, Damara Belt. Modified from Trompette (1997).

would have started with crustal rifting leading to the formation of the Araguaia ocean basin and later to ocean closure during collision of an eastern crustal block with the Amazon Craton. However, the exact age, size, and main geochemical characteristics of the Araguaia basin oceanic lithosphere are still an open question. Correlations between these and other Brasiliano and Pan-African fold

belts have been attempted, but the lack of key geological information and the scarcity of geochronological data have hampered reliable reconstructions.

This paper describes structural, textural and petrological features of the different rock units, and isotopic data for the Quatipuru and Morro do Agostinho ophiolites and associated rocks. A review and comparison of geological data pertaining to the

Brasiliano (Araguaia–Paraguay) and Pan-African (Mauritanide–Rokelide, and perhaps Dahomeyide) belts reveals clear and partial similarities in lithostratigraphy, type of basement and supracrustal rocks, calc-alkaline intrusive and extrusive rocks, ophiolite type and age, suture zones, glacial deposits and other features.

Geological setting

The Araguaia Belt is a Neoproterozoic geotectonic unit consisting of metasedimentary and meta-igneous rocks that extends north–south for more than 1200 km in length and is 100 km wide, bordering the eastern edge of the Amazon Craton (Almeida *et al.* 1986), while its northern and western limits are covered by Palaeozoic sediments of the Parnaíba Basin (Fig. 2). The southeastern contact is not well defined.

The Araguaia Belt is divided into different structural domains (Costa *et al.* 1998; Fonseca *et al.* 1999). The eastern domain corresponds to basement terrains composed of granulites and gneisses exposed in antiformal structures (e.g., the Xambioá and Colméia domes), in addition to granitoid bodies and the supracrustal rocks of the Estrondo Group. Low-grade metamorphic rocks represent the western domain and distinguish it from rocks of the Tocantins Group.

The basement in the western part of the Araguaia Belt is characterized by two orthogneissic suites: (a) Colméia Complex TTG-type Archaean gneiss domes (e.g., the Colméia and Xambioá domes, *c.* 2.85 Ga old), and (b) Palaeoproterozoic Cantão gneiss (1.85 Ga), geochemically similar to anorogenic granites of the southeastern Amazon Craton, thus possibly representing reworking of a part of this cratonic region (Dall’Agnol *et al.* 1987; Gorayeb *et al.* 2000). To the southwestern border of the belt, a small Archaean fragment belonging to the Serra Azul shear belt is recognized by Pimentel *et al.* (2000) and is characterized by orthogneiss with a Sm–Nd isochron age of 3058 ± 120 Ma. Such a crustal fragment could be a part of the Goiás Archaean block or of the southeastern margin of the Amazon Craton. It is interpreted as part of the basement of the Araguaia Belt.

The Araguaia Belt is represented by the Baixo Araguaia Supergroup (Abreu 1978), consisting of the Estrondo and Tocantins groups. The Estrondo Group consists of the following lithotypes: quartzite and muscovite quartzite with associated kyanite quartzite, magnetite quartzite and oligomictic metaconglomerate (Morro do Campo Formation), followed upwards by muscovite–biotite schists and calc-schists, minor marble, staurolite, kyanite or fibrolite schists (Xambioá Formation) and

feldspathic schists with quartzite, biotite schist and calc-schist intercalations (Canto da Vazante Formation, Abreu 1978). The Tocantins Group consists of slate, meta-siltstone, meta-arkose, meta-greywacke and quartzite with associated ophiolitic mafic–ultramafic bodies (Couto Magalhães Formation), chlorite schists, quartz–chlorite schists, sericite–chlorite schists and metabasite bodies (Pequizeiro Formation), and a top unit consisting of meta-greywackes and basalt flows (Tucuruí Formation, Trouw *et al.* 1976).

Costa & Hasui (1997) suggested that the evolution of the Araguaia Belt began with the formation of a semi-graben type basin, where deposition of the Baixo Araguaia sedimentary pile took place in a passive-margin transgressive sequence. Moura *et al.* (2000), propose that the formation of the Araguaia basin started at approximately 1.0 Ga through a crustal rifting event, as evidenced by the occurrence of felsic alkaline plutons. Several authors (e.g., Kotschoubey *et al.* 1996; Osborne 2001) agree that the ocean-basin forming event reached the oceanization stage as represented by ophiolitic mafic–ultramafic bodies such as the Serra do Tapa and Quatipuru ophiolites.

The Brasiliano event which was responsible for the inversion of the Araguaia basin was also marked by the intrusion of granitic bodies, such as the 660 Ma old Santa Luzia Granite (Moura & Gaudette 1993; Moura *et al.* 2000). Associated granitic dykes yield a 513 ± 17 Ma age (Cambro-Ordovician). Granitic plutons such as the Lajeado, Matança and Palmas plutons in the Porto Nacional region in southeastern Tocantins State yield an age close to 550 Ma. Some granites show mylonite borders related to the Porto Nacional Shear Zone (Gorayeb *et al.* 2000).

Detrital zircons from Tocantins Group rocks, (meta-rhytmities and meta-greywackes), suggest sedimentary provenance involving reworking of Brasiliano and Palaeoproterozoic sources, the latter possibly indicating that the intra-oceanic arc was close to a continental border (Osborne 2001). Detrital zircons from the rocks that represent the passive continental margin portion of the Tocantins Group (carbonate rocks and banded iron formation) show that the basin closed after 544 Ma (Osborne 2001).

The Estrondo Group consists dominantly of psammo-pelitic rocks that characteristically show contributions from the basement inliers. Zircon ages obtained in Morro do Campo Formation formerly indicated contribution from both Archaean (2909 ± 5 and 2668 ± 2 Ma) and Palaeoproterozoic sources (1748 ± 5 and 1747 ± 6 Ma), but none of Brasiliano provenance. Nevertheless, other units (e.g., the Xambioá Formation) have Sm–Nd model ages which point to the contribution of Brasiliano rocks, indicating that Tocantins and

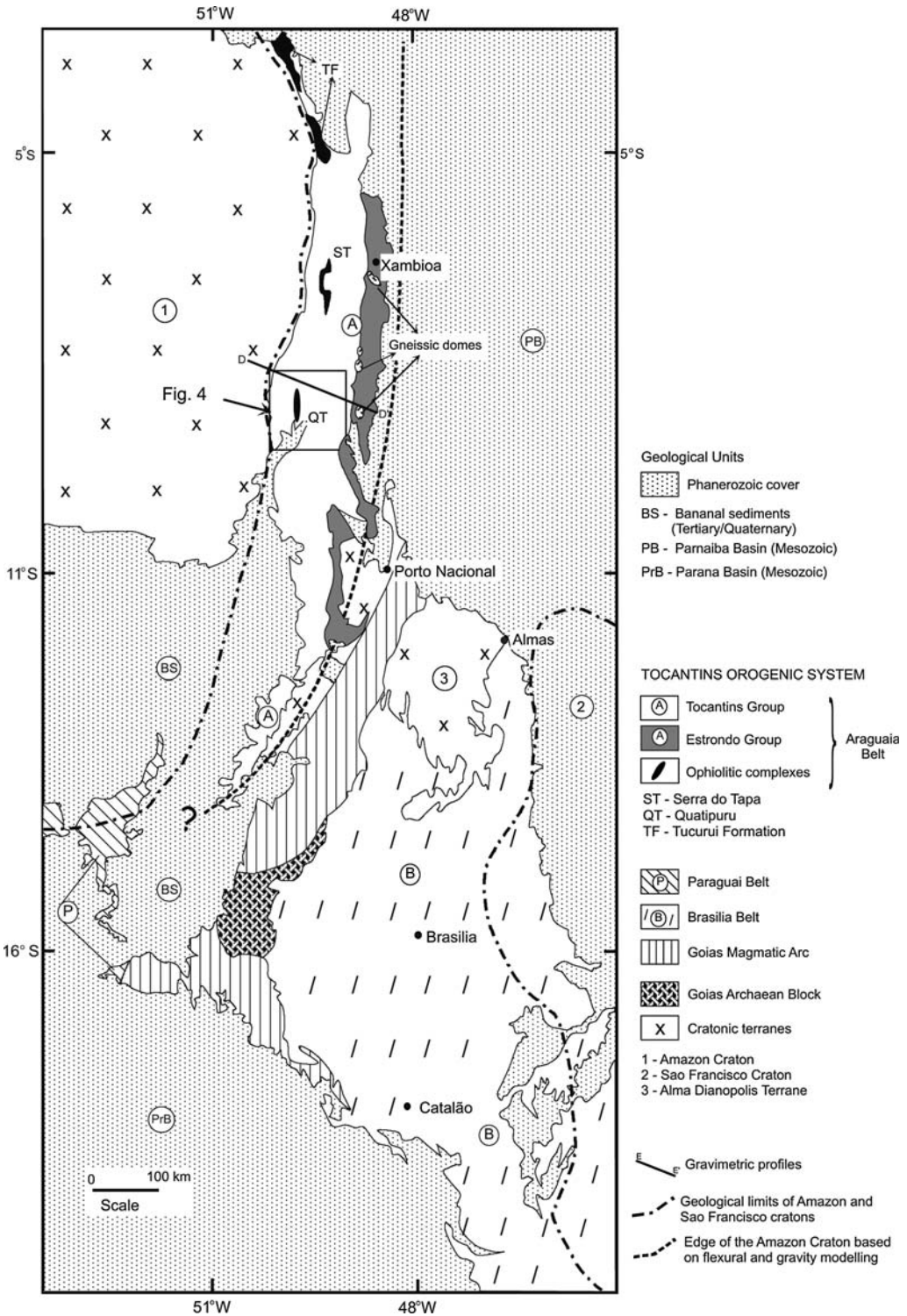


Fig. 2. Geological setting of the Brasiliano fold belts in the Tocantins tectonic province. The major ophiolitic fragments are the Serra do Tapa (ST) and Quatipuru (QT) complexes, in the north and south, respectively. The inset delineates Figure 4. Adapted from Alvarenga *et al.* (2000), Hasui *et al.* (1984), Almeida *et al.* (1986) and Ussami & Molina (1999).

Estrondo groups were either part of the same basin or different basins that were temporally correlated (Osborne 2001).

Tectonic models imply that early structures associated with the inversion of the Araguaia basin consist of a first phase of thrusts with a sinistral oblique component verging towards the WNW and a second phase of overthrusts with associated lateral ramps (Hasui & Costa 1990; Abreu *et al.* 1994; Costa & Hasui 1997; Fonseca *et al.* 2004). A second generation of structures is represented by Brasiliano age transcurrent, ductile–brittle shear zones.

Evidence of continental collision in the Araguaia Belt is characterized by slip-line features,

developed close to the border with the Amazon Craton. Such features are defined by linear structures identified in satellite images (e.g., elongated hills) and by curvilinear magnetic anomalies present in magnetometric maps (Fig. 3). These indicate that crustal block (Amazon Craton) behaved as a rigid indenter and had a straight limit in relation to the Araguaia Belt (Fig. 3). This is in agreement with the Amazon plate border defined by Ussami & Molina (1999) using gravimetric methods. The Quatipuru and Morro do Agostinho ophiolites, as well as other ophiolitic bodies, occur along the boundaries of gravimetrically-defined crustal blocks and correspond to magnetic anomalies that

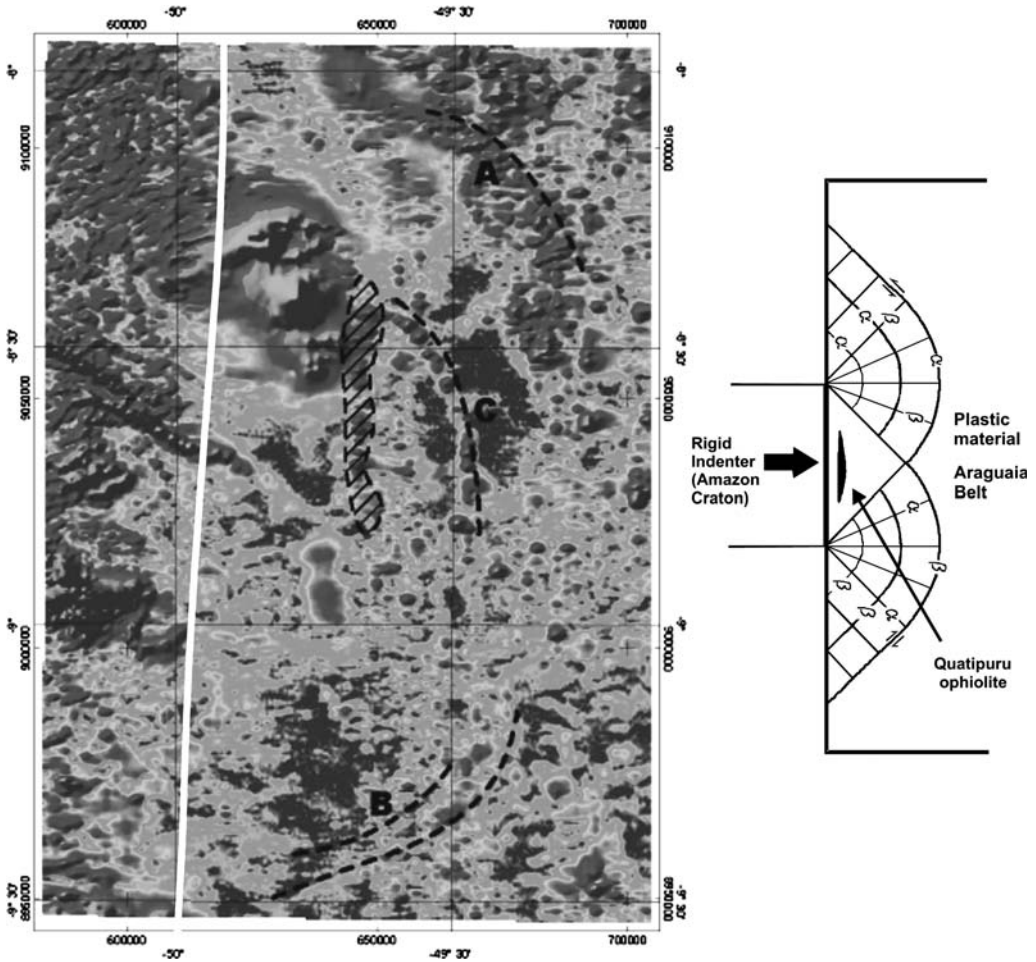


Fig. 3. Magnetometric (analytical sign) map of the Quatipuru region. Letter A corresponds to São José Hill (metasedimentary rocks from Tocantins group), while the hachured area represents the Quatipuru ophiolite; both have topographic relief and a high magnetic signature in this map (dark grey). The other structures indicated by letters B and C, are not identified on the ground or in satellite images. All structures define slip-line features indicating a straight limit to the Amazon Craton in this region. Modified from Paixão & Nilson (2001b). The schematic model on right corresponds to a slip-line model of a rigid indenter with straight limit (Molnar & Tapponier 1975).

extend for approximately 1000 km (Almeida *et al.* 1986).

Ophiolitic bodies in the Araguaia Belt

The main ophiolitic slices of the Araguaia Belt are located in the southern portion of this belt, between parallels 6°30'S and 9°00'S. These complexes consist of serpentinized and/or metamorphosed (magnesian schists) peridotite, basaltic lavas and ferruginous silexite¹ forming tectonic slices of decametric to kilometric scale. The silexite unit may occur as isolated bodies or in association with serpentinized peridotite and/or magnesian schist.

In a general way the ophiolite complexes are preferentially aligned in a north–south direction, with inflections generating an anastomosing pattern. Such structural features are generally concordant with equivalent structures in the country rocks.

The mafic–ultramafic bodies in the Araguaia belt have been variously interpreted as alpine bodies (Cordeiro & McCandless 1976; Nilson 1984), as magmatic intrusions emplaced along deep-seated faults, related to the Tocantins–Araguaia suture (Almeida 1974; Gorayeb 1989), and as thrust slices of a probable volcano-sedimentary terrane (Souza *et al.* 1995). However, most authors now agree that they are slices of ophiolite (Trouw *et al.* 1976; Hasui *et al.* 1977; Kotschoubey *et al.* 1996; Osborne 2001; Paixão & Nilson 2001a, b; Kotschoubey *et al.* 2005). Paixão & Nilson (2001a) characterize some of these ophiolites as remnants of the Moho transition zone in Neoproterozoic oceanic lithosphere.

The age of the ophiolites is regarded as Neoproterozoic, based on U–Pb ages (*c.* 630 Ma) for magmatic zircons from rhyolitic tuffs which, according to Osborne (2001), were related to ocean-basin volcanism in the proximity of the Quatipuru Complex. Below we present a Sm–Nd isochron age of 757 ± 49 Ma for narrow gabbroic dykes cross-cutting harzburgite of the Quatipuru ophiolite.

The largest ophiolites of the Araguaia Belt are represented by the Quatipuru and Serra do Tapa complexes (Fig. 2). The principal concentration of ophiolitic slices is located in the southern part of this belt, where the largest and/or best preserved are represented by the Quatipuru and Morro do Agostinho complexes (Fig. 4). They appear to be part of a single complex that was tectonically dismembered into two portions. Morro do Agostinho is characterized by a distinct association of serpentinized harzburgite and pillow basalts; in

contrast the Quatipuru Complex consists of serpentinized harzburgite and a suite of scattered mafic–ultramafic dykes and/or sills and chromitite pods.

The Quatipuru ophiolite

The Quatipuru Complex strikes north–south; it is 40 km long and only about 1.5 km wide, showing some NE and NW inflections (Fig. 5), and dips approximately 45°E in structural parallelism with the country rocks. It shows boudinage features in the central-north and extreme southern portions.

The country rocks pertaining to the Tocantins Group are represented by a metasedimentary pile consisting of a metric to decametric alternation of incipiently metamorphosed meta-siltstone, meta-sandstone, slate, meta-greywacke and meta-rhyolite (turbidite), as well as rare meta-limestone lenses. The country rocks show sub-greenschist to greenschist-facies metamorphism (chlorite and muscovite in meta-greywacke), and structural elements (foliation and folds) with tectonic vergence towards the Amazon Craton.

The Quatipuru Complex consists of serpentinized peridotites in the central part involved with a ferruginous silexite envelope. The envelope is wider in the eastern part of the complex and consists of massive, brecciated and veined parts, with local mylonite bands. These rocks are grey-coloured when fresh (hematite) and reddish brown when weathered (goethite) due the strong iron oxide/hydroxide impregnation. The presence of tectonic features (foliation and fractures) and fresh pyrite grains distinguish it from birbirite (derived by weathering of ultramafic rocks).

The serpentinized peridotites of the complex correspond to a lenticular litho-structural arrangement of predominant harzburgite with small sparse (decametric) lensoid dunite intercalations. In addition, the peridotites host chromitite pods and a suite of mafic and ultramafic dykes/sills.

The harzburgites exhibit a diffuse foliation and mantle structures, such as proto-granular texture (Mercier & Nicolas 1975) (Fig. 6) and local websteritic banding. The original modal composition, estimated from the inferred primary mineralogy, is olivine 70–71%, orthopyroxene 28–29%, and chromite 1–2%.

The dunite lenses are small (up to 5 m thick and 30 m long) and orientated parallel or sub-parallel to the harzburgite foliation. Their modal composition is olivine 97–98%, chromite 2–3% and orthopyroxene <1%. Locally such lenses contain chromitite micro-pods and magma impregnation

¹Silexite is a light grey, usually massive, coarse-grained quartz rock (>95% quartz) with irregular interlocking grains, sometimes showing mylonitic foliation; it may form an envelope around the peridotite bodies.

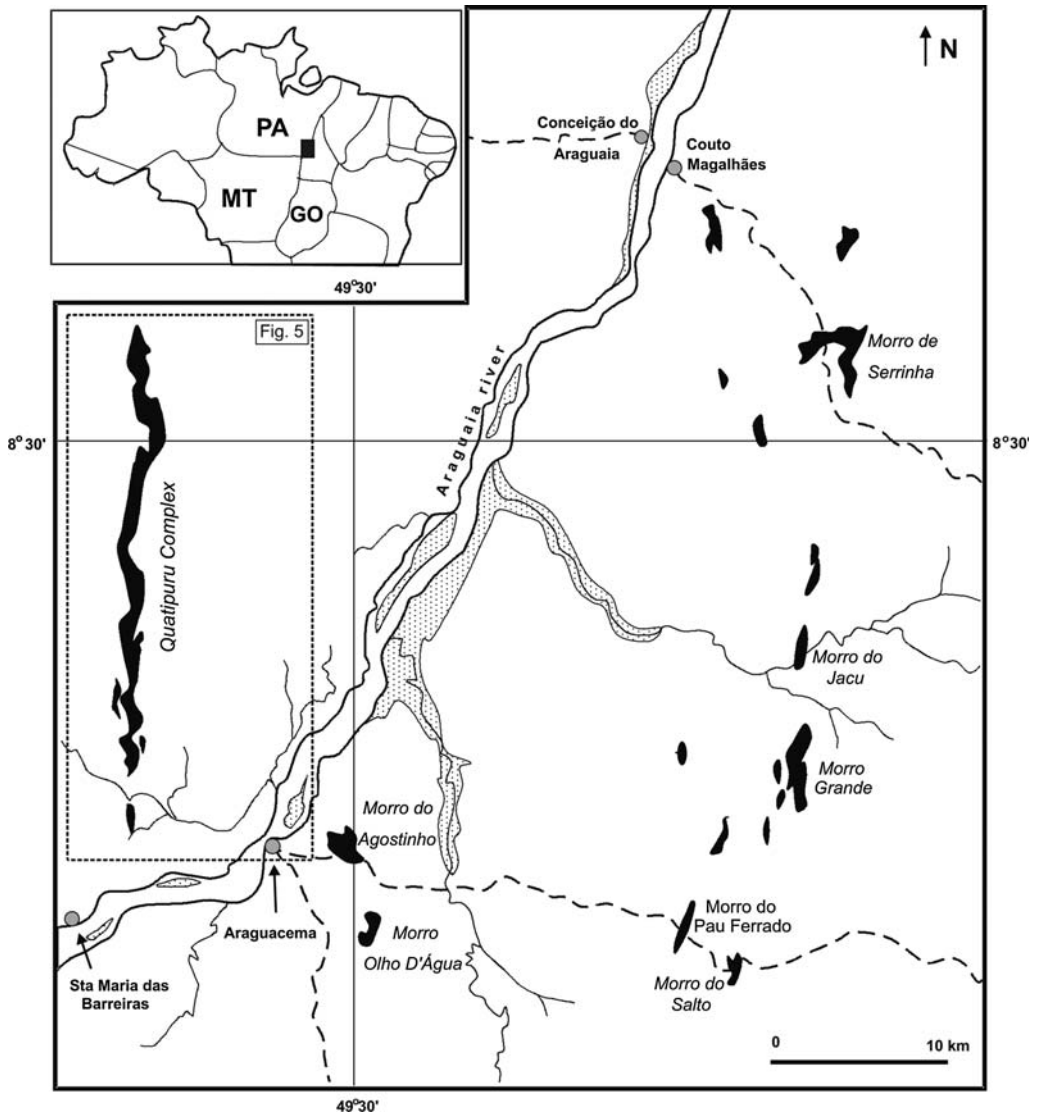


Fig. 4. Location map of the major ophiolitic bodies in the southern portion of the Araguaia Belt (adapted from Gorayeb 1989).

structures, features commonly described in ophiolitic complexes and in the oceanic lithosphere (Boudier & Nicolas 1995).

The harzburgite–dunite contact consists of a narrow transition, interpreted as the result of partial melting, with dissolution of orthopyroxene grains generating a dunitic residue, as proposed by Kelemen *et al.* (1995). These authors interpret such dunite residue as having formed through reactive porous flow between ascending melts and harzburgite host beneath a mid-ocean ridge axis in asthenospheric mantle.

Harzburgites and dunites from the Quatipuru ophiolite show a characteristic chemical signature of residual mantle, as demonstrated by the comparison with peridotite samples from modern oceanic lithosphere and peridotite from the Maqсад diapir (Semail ophiolite, Oman) (Fig. 7).

The chromitites appear as pods and lenses, varying from 1 to 10 m in length (parallel to the main foliation), 0.3 to 4.5 m thick and 5 m wide along the foliation dip. Commonly, these chromitite pods show a dunite envelope and three distinct textural types: disseminated, massive and nodular (Fig. 8). Both the

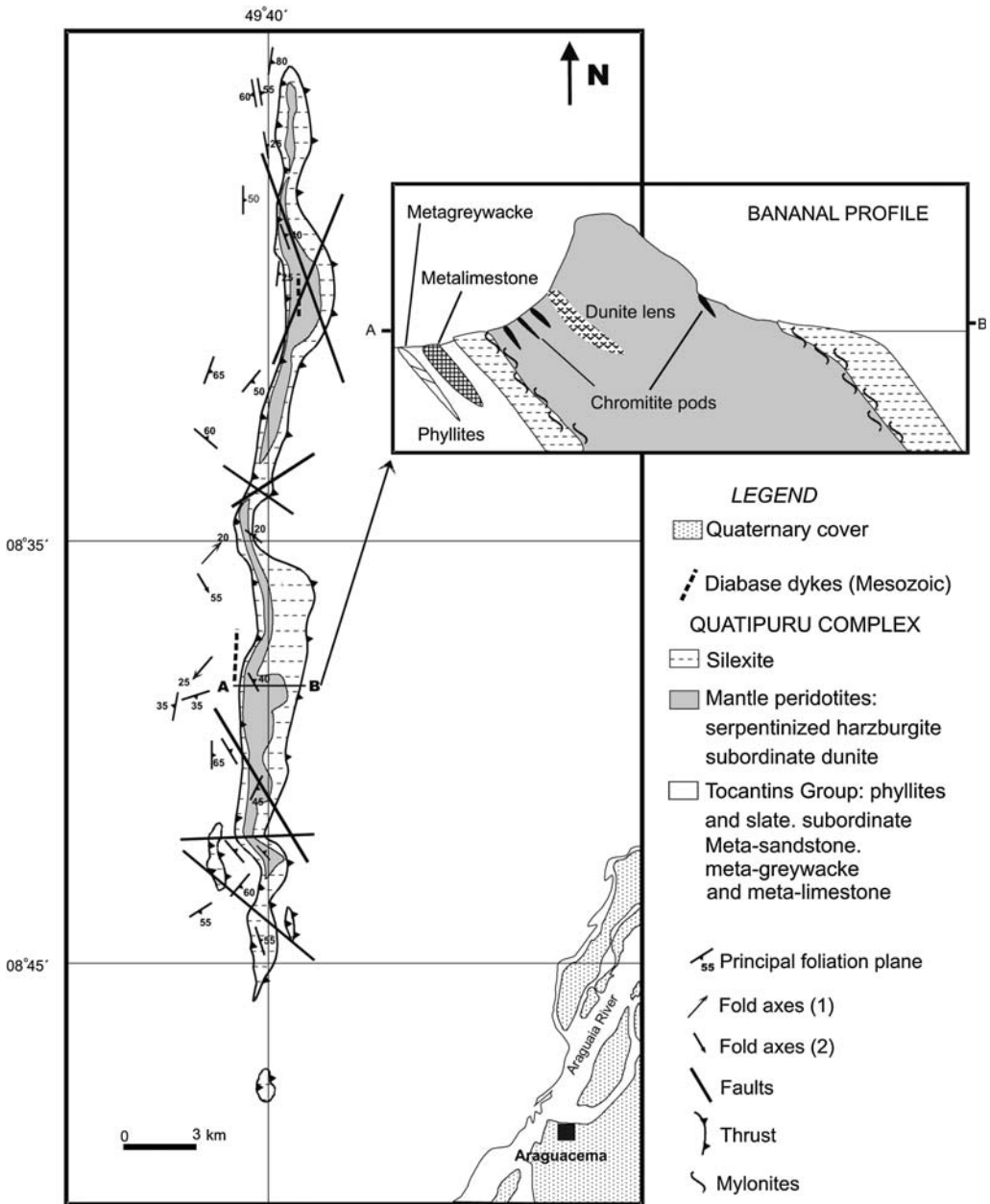


Fig. 5. Geological map of the Quatipuru Complex.

nodular texture and the dunitic envelope are characteristic features of ophiolite complexes (Nicolas 1989). In the discriminant diagram for podiform and stratiform chromites (Fig. 9), Quatipuru chromites plot in the podiform composition field typical of ophiolite complexes such as Troodos (Cyprus) and Semail (Oman) ophiolites.

Dyke suite

One of the most interesting features of the Quatipuru ophiolite is the occurrence of a suite of scattered narrow ultramafic and mafic dykes and sills intruding harzburgites and dunites. It is divided in two groups: (1) ultramafic dykes

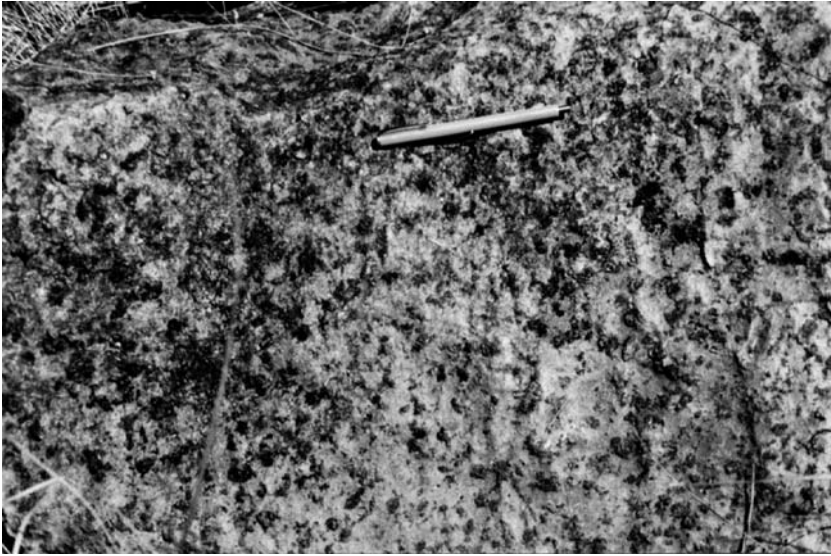


Fig. 6. Harzburgite with proto-granular texture. Dark grey grains correspond to bastite (orthopyroxene) immersed in a serpentine matrix (olivine). Pen is 12.5 cm long.

(and sills) and (2) gabbroic dykes (and sills). The ultramafic group consists of pegmatoid orthopyroxenite, clinopyroxenite and wehrlite. The second group is represented by olivine gabbro and diabase, which are the most abundant and

occur throughout the complex. Temporal relations between them are, from oldest to youngest: pegmatoid orthopyroxenite, pegmatoid clinopyroxenite, wehrlite, olivine gabbro and diabase.

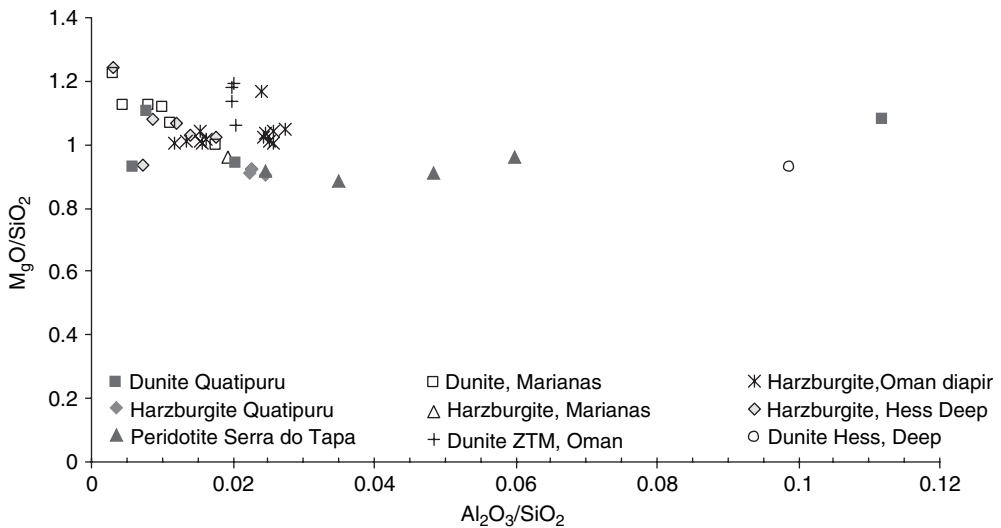


Fig. 7. Geochemical plot of peridotite samples from Quatipuru Complex compared to peridotites from modern oceanic lithosphere, Maqсад diapir (Semail ophiolite) and Serra do Tapa. Note the similarity with the compositional trend of refractory abyssal peridotites, characterized by low Al_2O_3/SiO_2 (0.01–0.03) and high MgO/SiO_2 .



Fig. 8. Nodular chromite with discoidal nodules. Pen is 14 cm long.

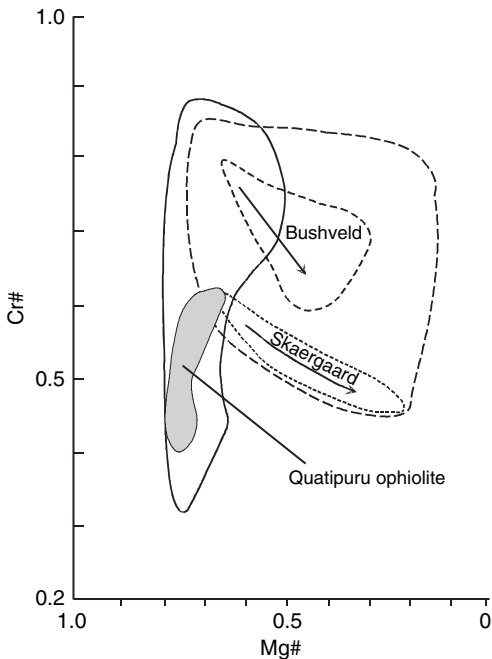


Fig. 9. Cr# ($\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$) and Mg# ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) plot for podiform and stratiform chromites (fields with solid and dashed line, respectively). Small fields with traced line correspond to chromites of the Bushveld and Skaergaard layered complexes and the arrows indicate differentiation trend (data from Wall 1975 and Jackson 1969). Podiform chromite field from Thayer (1970).

Pegmatoid orthopyroxenite sills average 0.5 m thick and occur only locally. They are usually associated with orthopyroxenite pockets and centimetric websteritic banding. Both these sills and banding exhibit tight folds formed in response to asthenospheric–lithospheric mantle flow (Fig. 10), as proposed by Suhr (1992) for similar features in the Bay of Islands ophiolite (Canada), where such structures are thought to have formed very close to the expanding mid-ocean ridge axis, marking a flow component normal to the ridge.

Pegmatoid clinopyroxenite dykes and/or pockets are of metric dimension (Fig. 11), where the thickest portions exhibit internal differentiation, both in mineralogy (originating wehrlitic portions) and grain-size. The contact between dyke and harzburgite is marked by a dunite depletion halo. Dunite and harzburgite xenoliths commonly occur within the dykes.

Wehrlite dykes are strongly serpentinized, showing medium grain size and harzburgite xenoliths, occurring locally in the complex. A folded pegmatoid orthopyroxenite sill has undeformed orthopyroxene grains and random orientation in the fold hinge, showing that its intrusion took place simultaneously with the formation and folding of the harzburgite mantle foliation. Effects of this folding can also be seen in the websteritic banding and are associated with melt migration processes.

Olivine gabbro dykes are narrow (3–15 cm thick) and characteristically present weak to strong propylitic alteration. Some of them do not display chilled margins, indicating that the temperature of the dyke was very close to that



Fig. 10. Folded pegmatitic orthopyroxenite sill hosted in harzburgite. Orthopyroxene crystals in the hinge are not deformed, indicating that crystallization occurred concomitantly with folding. Pen is 12.5 cm long.

of the harzburgite host, while others display compositional and textural banding (layering) parallel to sub-parallel to the contacts with the host-rock.

Diabase dykes vary somewhat in thickness (2 cm–1.5 m) and cut all lithotypes, including chromitite pods. Sometimes they form boudins in

serpentine schist as a result of deformation along local shear zones within harzburgite. In this instance its original mineralogy is transformed to an actinolite, chlorite and epidote-rich assemblage.

Hence, based on textural features and field relationships between the pyroxenitic and gabbroic



Fig. 11. Wedge-shaped pegmatitic clinopyroxenite dyke (dark grey) cutting harzburgite (pen on harzburgite is 12.5 cm long.).

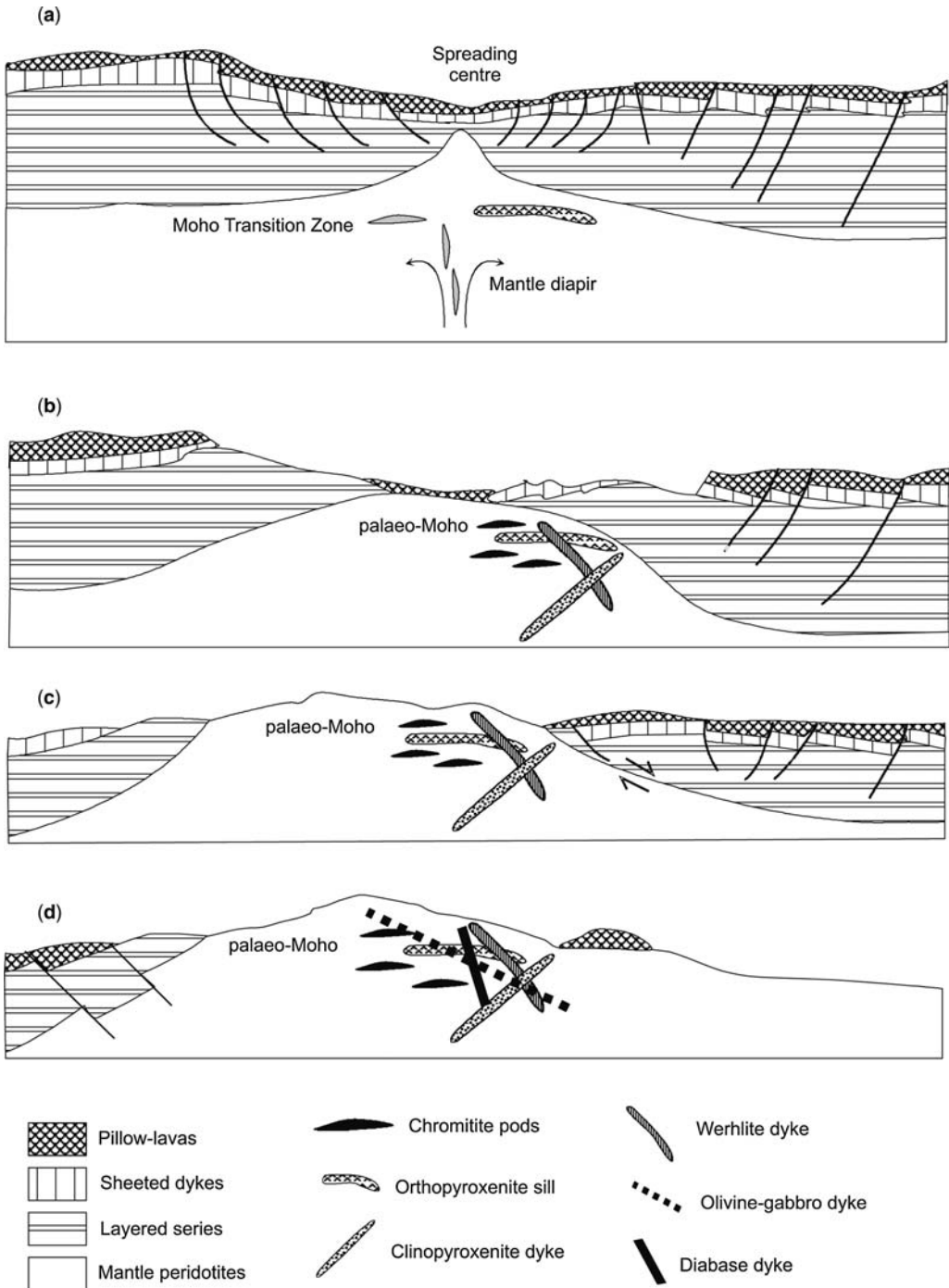


Fig. 12. Schematic model for seafloor spreading and diapiric uprise of the Quatipuru ophiolite (A). Adapted from Dilek & Thy (1998).

dykes, we suggest that the Quatipuru ophiolite peridotites record several stages of uplift in the oceanic environment, beginning in asthenospheric conditions (ductile deformation below the ocean-spreading zone) to shallower levels in an oceanic crustal environment. In the next stage they became detached and were subsequently obducted onto continental crust. The evolution of the mantle peridotite diapir, as well as the dyke formation process, is similar to those described in the Semail ophiolite (Ceuleneer *et al.* 1996). In this model, mantle ductile flow conditions were maintained until the injection of the clinopyroxenite sills (Fig. 12). Subsequently crustal conditions were marked by the intrusion of wehrlite and olivine gabbro dykes and, at still shallower conditions, by the injection of dolerite dykes (Fig. 12). The preservation of the mesh texture and of structural elements of mantle origin in the peridotites indicates that serpentinization took place under static conditions, as suggested by, for example, for serpentinized peridotites of the Hess Deep region of the East Pacific Ocean (Früh-Green *et al.* 1996).

The deformational history recorded in the Quatipuru ophiolite rocks is divided into high temperature and low temperature structures, like as proposed by Nicolas *et al.* (1999). High temperature structures are represented by imperfect, diffuse foliation in harzburgite, associated websterite banding and the litho-structural arrangement of dunite lenses within harzburgite. The latter probably originated from the combination of deformational and melt migration processes (cf. Kelemen *et al.* 1995). Low temperature structures correspond to

ductile shear zones, represented by zones of serpentine-schist with anastomosing main foliation, intrafolial westward-verging microfolds and harzburgite and olivine gabbro dyke boudins, the latter exhibiting the chlorite-actinolite association and recrystallised plagioclase indicating shear zone formation under greenschist facies conditions.

The Morro do Agostinho ophiolite

The Morro do Agostinho ophiolite is located in the vicinity of the city of Araguacema (Tocantins State), and is about 3 km long in the NW-SE direction (Fig. 3). It consists of an association of harzburgite and basalt with pillow structures. Such rocks form mega-lenses in the general NNE direction, isolated and tectonically emplaced in metasedimentary country rocks. The harzburgite outcrops show alternating preserved and strongly deformed portions, with a characteristic silexite envelope. In contrast, basalt outcrops are largely undeformed.

The harzburgite exhibits proto-granular texture with local sheared bands of serpentine schist. It is cut by pegmatoid websterite dykes with dunite and harzburgite xenoliths. These relationships, together with the presence of ferruginous silexite associated with serpentinized peridotites, are similar to those found in the Quatipuru Complex. The basalts exhibit pillow structures, pillow breccia fragments and hyaloclastite breccia (Fig. 13). Individual pillows show variolitic texture along the contact of the unaltered basalt with the highly spillitized external parts of the pillows.

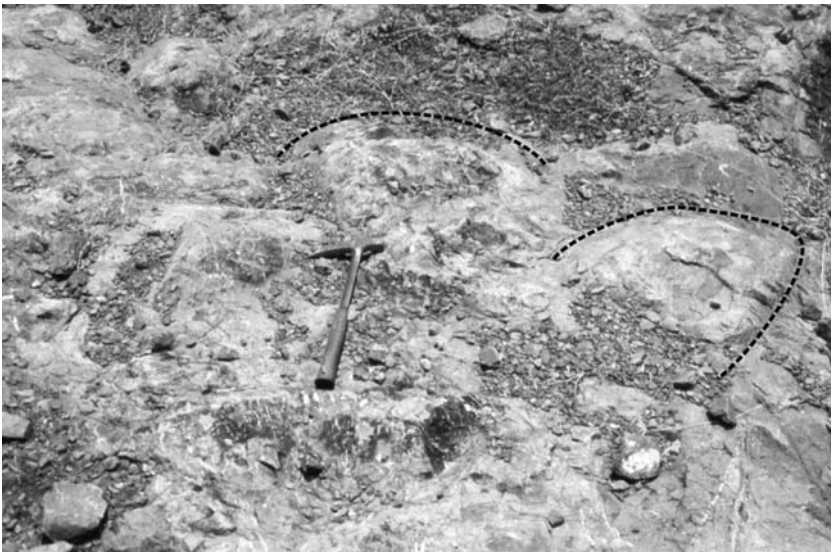


Fig. 13. Pillow lavas (rounded limits indicated by traced line), Morro do Agostinho Complex.

The pillow breccia fragments are mostly sub-rounded and subordinately sub-angular and vary from 0.5 to 10 cm in diameter. The geometric arrangement with the groundmass that supports such fragments indicates movement, though restricted, during lava flow. The hyaloclastite breccia exhibits a fragmentary texture (Cas & Wright 1988), characterized by abundance of lithic fragments of variable size; the lapilli fraction predominates in relation to larger vitreous groundmass supported fragments (blocks).

Late hydrothermal activity associated with these basalts is represented by metrical parts of epidotized breccia, commonly having associated carbonate and quartz fine-veins; sulphide is characteristically absent.

Structures found in basaltic rocks from Morro do Agostinho, are similar, for example, to those described by Busby-Spera (1987) for different facies of basaltic lava flows in the back-arc basin of Cedros Island, Mexico.

Isotope geology of the Quatipuru ophiolite and associated rocks

Geochronological and isotopic geochemical analyses were carried out in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília, according to procedures described by Gióia & Pimentel (2000).

Age of the Quatipuru ophiolite

The major peridotite rocks of the Quatipuru ophiolite represent residual mantle (harzburgite) and consequently are not appropriate for dating the ocean crust formation stage in the Araguaia Belt. For this reason, we selected five dyke rocks cutting the mantle peridotites of the Quatipuru ophiolite for Sm–Nd analysis (three olivine gabbros and two dolerite samples; Table 1). Such rocks correspond to the latest and most differentiated magmatic crystallization products in the process of the oceanic lithosphere formation.

Table 1. Sm–Nd isotopic data for Quatipuru ophiolite dyke rocks

Sample	Rock type	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\epsilon\text{Nd}_{(757)}$
QT-55.B	Diabase	1.173	2.207	0.3213	0.513590 (31)	+6.55
QT-36.5B	Diabase	3.0799	10.228	0.1820	0.512915 (11)	+6.88
QT-53.C	Olivine gabbro	0.495	1.062	0.2820	0.513409 (15)	+6.65
QT-48.B	Olivine gabbro	1.038	3.136	0.2001	0.512980 (25)	+6.39
QT-47.N	Olivine gabbro	0.3193	0.6773	0.2850	0.513420 (33)	+6.76

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.71290$. Model ages (T_{DM}) calculated according to the single-stage depleted mantle model of DePaolo (1981); the primary age used for $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ is based on the Sm–Nd isochron obtained in this paper, assuming 2σ errors of 0.1 % for $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and 0.003 % for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

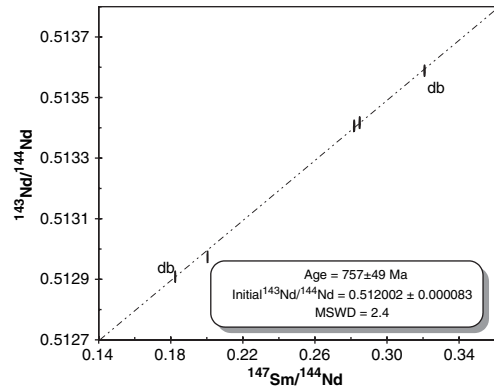


Fig. 14. Sm–Nd isochron diagram for dykes from the Quatipuru Complex. Letters db represent dolerite dyke samples, while the other three points represent olivine gabbro samples.

The Sm–Nd data yield a whole-rock isochron age of 757 ± 49 Ma (Fig. 14), with a calculated initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.512002 ($\epsilon\text{Nd}_{(t)} = +6.6$). The positive $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values from all analysed rocks are indicative of a depleted mantle source (MORB). We may conclude that contamination by continental crust material is not evident for these rocks. Thus, we interpret our result as the crystallization age of magmatic products related to the construction of oceanic lithosphere of the Araguaia Belt in Neoproterozoic times.

Isotopic composition of basaltic and country rocks

Sm–Nd analyses of some representative samples were also obtained for the Morro do Agostinho ophiolite and metasedimentary rocks of Estrondo and Tocantins groups (Table 2).

Positive $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values of the Morro do Agostinho basalt shows typical MORB signature,

Table 2. *Sm–Nd data for basalt from the Morro do Agostinho ophiolite and metasedimentary rocks from the Tocantins and Estrondo groups.*

Sample	Rock type	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
<i>Morro Agostinho Complex</i>							
MA-01	Spillitized basalt	3.61	10.38	0.2103	0.512979 (33)	+5.39	–
MA-01.F	Unaltered basalt	3.69	11.0	0.2028	0.512907 (17)	+4.71	–
<i>Estrondo Group</i>							
QTR-01	Amphibole schist	3.99	18.35	0.1316	0.512056 (28)	–6.18	1.81
QTR-02	Amphibolite	8.41	41.92	0.1213	0.511998 (07)	–6.43	1.70
<i>Tocantins Group</i>							
QTR-05.B	Slate	10.27	51.04	0.1216	0.511709 (19)	–12.09	2.19
QT-04	Phyllite	11.02	49.25	0.1375	0.511920 (14)	–9.25	2.23
NO-03	Greywacke	1.75	8.895	0.1200	0.511975 (08)	–6.77	1.72

which together with the values of mafic dykes from the Quatipuru Complex, clearly points to a depleted mantle derivation for the ophiolitic rocks of the Araguaia basin.

Negative $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ for the metasediments, considering an age of deposition around 600–630 Ma, point to reworked continental crust as the main source rock. Samples QT-04 and QTR-05.B belong to the Tocantins Group and their model ages, when interpreted as a rough estimate of crustal residence, indicate a Palaeoproterozoic source age. Sample NO-3, from near the western border of the Quatipuru ophiolite, is an epiblastic country rock that was previously described by Osborne (2001). The 1.72 Ga T_{DM} model age may be considered as an average for the crustal residence of the metasediment, but U–Pb data for detrital zircons obtained by Osborne (2001) indicate that these meta-greywackes show contributions of both Palaeoproterozoic and Brasiliano source rocks. Samples QTR-02 and QTR-01 from the Estrondo Group have comparable T_{DM} model ages. Although only a few samples have been analyzed for a provenance study, all show a contribution from Palaeoproterozoic sources, whereas sedimentary provenance studies in the Baixo Araguaia Supergroup rocks show contribution from younger terranes (Meso–Neoproterozoic ages) and suggest a more complicated scenario for the evolution of this belt (Moura *et al.* 2005, 2008).

Discussion and correlations

The possible continuity of the Araguaia–Paraguay belts into the Mauritanide–Bassaride–Rokelide belt or Dahomey Belt in north of West Africa is based on similarities between several geological features: the age and nature (lithotypes) of the basement rocks, the lithostratigraphic record, ophiolite

type and age, suture zones, extrusive and intrusive calc-alkaline suite rocks, glacial deposits, etc. (Table 3). Some geological features of the Araguaia Belt are also similar to those found in the Dahomey Belt: (1) a suture zone, identified by high gravity anomalies, sometimes associated with magnetic anomalies related to mafic–ultramafic bodies, (2) mafic–ultramafic bodies, such as the Amalaoulaou and Timetrine complexes, are interpreted as ophiolites (Black *et al.* 1979) and (3) the age of the Timetrine Complex is about 800 ± 50 Ma (Caby 1987).

In the Araguaia and Mauritanide belts the basement rocks show similar ages and sometimes crop out as inliers bordered by supracrustal rocks; in the former these inliers are spatially associated with high gravity anomalies in the Bouguer profiles, suggesting that the structural framework is caused by the uplift of portions of the upper mantle.

From the stratigraphical point of view the Araguaia and Paraguay belts have similar platform cover sequences represented by banded iron formation and carbonates with fossils of Vendian age (Alvarenga *et al.* 2000; Osborne 2001). Together with their marginal location relative to the Amazon Craton, this indicates that these belts can be treated as a single Brasiliano fold belt (Almeida 1974). In addition, the Araguaia and Paraguay belts show a clear tectonic–metamorphic polarity, with increasing metamorphic grade and deformation intensity from west to east, exemplified by amphibolite-facies of the Estrondo Group on the eastern part of the Araguaia Belt compared to non-metamorphic conditions in the external zone and cratonic covering of the Paraguay Belt (e.g., the Puga and Diamantino formations, the former characterized by the presence of glacial sediments).

The Mauritanide Belt is characterized by a foreland succession, represented by a sequence of very low-grade, immature, flyschoid metasedimentary rocks of the upper Proterozoic Tichilit el Beida

Table 3. Comparative aspects of the Mauritanide and Araguaia belts

	Mauritanide Belt	Araguaia Belt
Basement age	Liberian (2.7 Ga) Eburnian (2.0–1.8 Ga)	2.85 Ga Colméia Complex 1.85 Ga Cantão Gneiss
Basement lithologies	Gneisses, granite and volcano-sedimentary rocks	TTG-type gneisses
Basement inliers	Eastern Senegal and Kayes	Colméia, Xambioá, Lontra and Grota Rica
Metamorphism	Low to absent close to cratonic region, reaching amphibolite facies in the internal zone	Low to absent close to cratonic region, reaching amphibolite facies in the internal zone
Calc-alkaline suites	Intrusive (Kelbé Complex) and extrusive (El Hneikât Unit)	Extrusive (624 Ma)
Ophiolitic material	El Aoueiija Unit and Oued Amoûr Unit; Termesse and Guinguan groups Farkâka Association	Quatipuru, Morro do Agostinho, Serra do Tapa complexes
Age of ophiolitic material	650 to 700 Ma	757 ± 49 Ma
Glacial deposits	Tichilit el Beïda Group; Rokel River Group (Rokelide Belt)	Documented only in the southern portion (Paraguay Belt–Puga Formation)
Geophysical patterns	High gravity	High gravity associated with high magnetic anomalies

Group. Early Cambrian microfossils (*Aldanella*) were identified in a similar stratigraphic level in the Rokelide orogen. The basal portion is characterized by a distinctive Neoproterozoic tillite associated with baritic carbonate, chert and stromatolitic dolostone (Dallmeyer & Lécorché 1989).

In the Mauritanide–Bassaride–Rokelide belt the stage of oceanic lithosphere formation is indicated by the presence of a fragmented ophiolite sequence represented by the El Aoueiija and Oued Amour units and tholeiitic volcanic rocks of the Guinguan Group and Farkaka Association, related to plutono-volcanic calc-alkaline suites whose ages range between 650 and 700 Ma (Dallmeyer & Villeneuve 1987; Dallmeyer & Lécorché 1989). Island-arc associated terranes, such as the Koulountou branch, are characterized by calc-alkaline volcanic and plutonic rocks with ages varying from 683 to 673 Ma (Dallmeyer & Villeneuve 1987).

The beginning of the crustal rifting stage in the Araguaia Belt is marked by alkaline rocks approximately 1 Ga old (Moura *et al.* 2000). The oceanization stage of the Araguaia Belt is dated as 757 ± 49 Ma ago, represented by the rectilinear ophiolitic assemblage, forming an expressive lineament in the Araguaia Belt. This lineament borders the Amazon Craton, extending over 500 km from the Araguacema (Quatipuru and Morro do Agostinho ophiolites) as far as the Tucuruí Formation (Trouw *et al.* 1976) (Fig. 2). Another important

ophiolite occurrence is located halfway between these two extremes, represented by basaltic pillow-lavas and serpentinites of the Serra do Tapa ophiolite. It has been interpreted as representing a proto-oceanic basin, similar to the north and central portions of the modern Red Sea, or similar to poorly evolved Alpine–Apennine oceanic basins (Kotschoubey *et al.* 2005).

Ophiolitic bodies have not been identified in the Paraguay Belt. However, the eastern portion of the Cuiabá Group makes contact with volcano-sedimentary sequences of the Goiás magmatic arc terrane. This terrane is represented in this area by the Bom Jardim de Goiás and Arenópolis–Piranhas sequences (Seer 1985; Pimentel & Fuck 1992), which correspond to island-arc basins with juvenile isotopic signatures that could have associated ophiolites. We suggest that the age of the ophiolite could be used as a diagnostic correlation element for the Neoproterozoic fold belts during western Gondwana assembly, especially with reference to central Brazil and Africa. Figure 15 illustrates a proposed model for this Neoproterozoic scenario.

In contrast, the oceanic lithosphere of the Brasília Belt was formed around 800 Ma ago, as determined in Araxá Group amphibolites in the Bonfinópolis region (Piuçana *et al.* 2003). Diachronous subduction occurred between 0.9 and 0.85 Ga, leading to accretion of the Mara Rosa intra-oceanic arc over the continental fragment of the Goiás

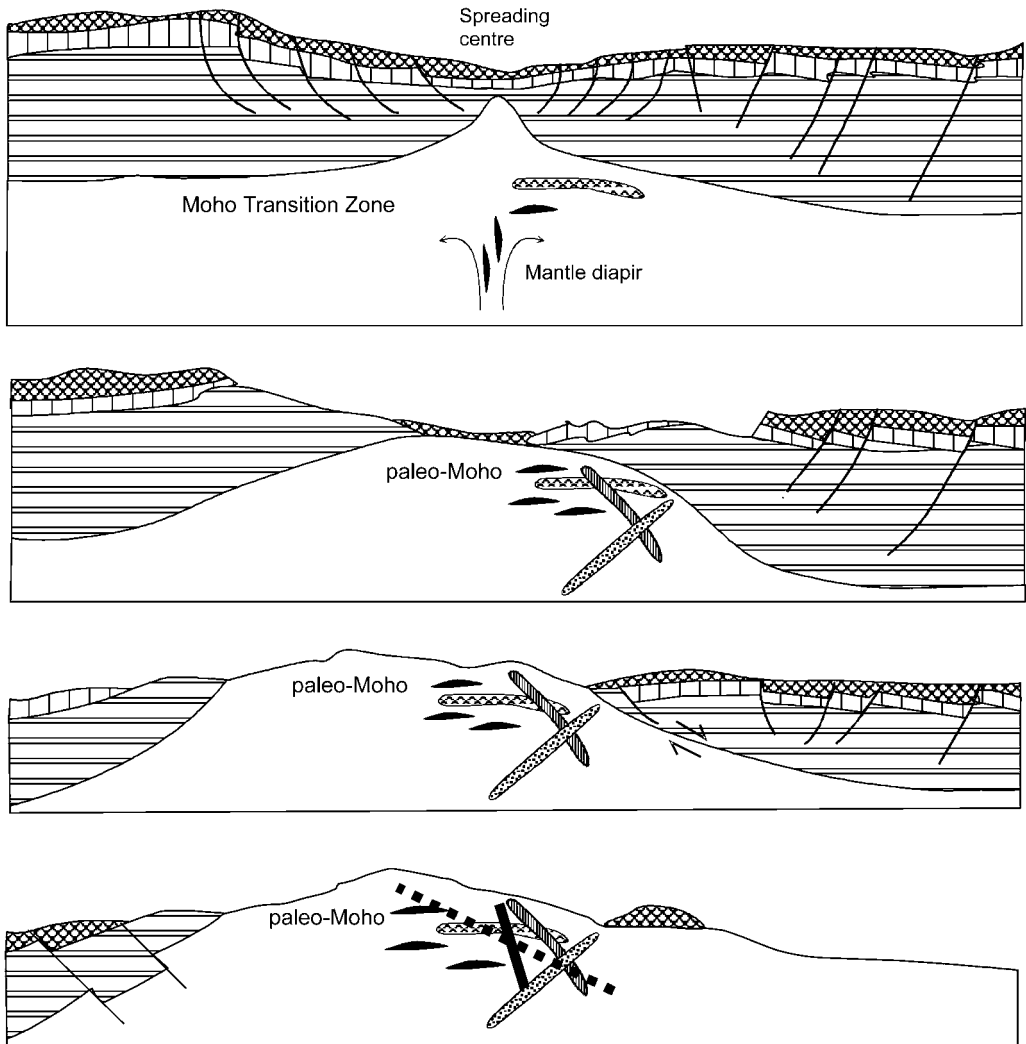


Fig. 15. Schematic model proposed for Araguaia belt and Quatipuru ophiolite formation. (a) initial break-up of continental crust (c. 1 Ga); (b) development of an island-arc due to intra-oceanic subduction (900–800 Ma); (c) formation of a supra-subduction zone with an oceanic spreading centre in a back-arc setting, with associated transform faults (Quatipuru original site), c. 700 Ma; (d) inversion and ocean closure c. 650–600 Ma; (e) final disposition of the Araguaia Belt with late granite intrusions c. 550–500 Ma.

Archaean block around 0.79 Ga (Pimentel *et al.* 1997). Two events of young intra-oceanic crust formation occur between 860 and 630 Ma in the Brasília Belt (Viana *et al.* 1995; Laux *et al.* 2004). The age of 634 Ma obtained by Osborne (2001) from a rhyolitic tuff was interpreted as not representing the upper sequence of ophiolitic body, but instead as corresponding either to calc-alkaline magmatism associated with inversion of the

Araguaia basin, or to arc magmatism as identified in Mauritanide–Bassaride–Rokelide and Brasília belts (Dallmeyer & Villeneuve 1987; Pimentel *et al.* 1997).

The centrifugal structural vergences in the Araguaia and Mauritanides–Rokelides belts are compatible with a model of a closing ocean, with mass escape and tectonic transport towards the cratonic blocks, respectively the Amazon and

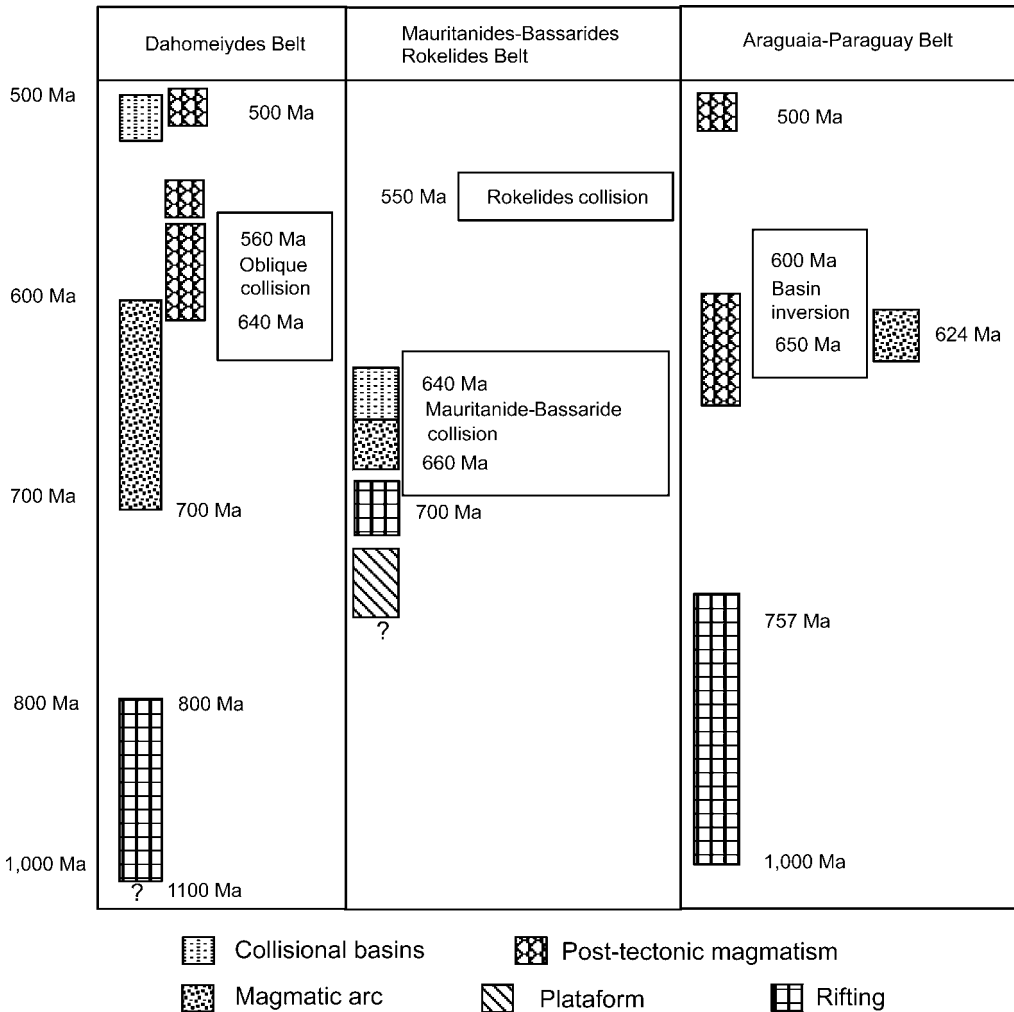


Fig. 16. Principal events for correlation between Brasiliano and Pan-African fold belts.

West Africa cratons. This is corroborated by gravimetric profiles of both belts, where high gravity anomalies are located in the respective internal zones of these belts, indicating that portions of upper mantle were involved in the tectonic evolution and suggesting the development of suture zones between these belts (Dallmeyer & Villeneuve 1987; Ussami & Molina 1999). Ritz & Robineau (1988), based on geological and geophysical data (geo-electrical models and gravity), proposed that the Mauritanide Belt is the result of a continental collision, with a west-dipping suture zone characterized by the presence of tholeiitic volcanic and volcanoclastic rocks (Dallmeyer & Villeneuve 1987).

The final framework of the Tocantins Province (Araguaia, Paraguay and Brasília belts) is marked by the stabilization of the Brasiliano orogenesis and the intrusion of post-orogenic granites between 550 and 500 Ma (Moura *et al.* 2000). In contrast, during the Cambrian, deformation and metamorphism in the Bassaride and perhaps in the central Mauritanide belts are interpreted as distal effects of a continent–continent collision that led to formation of the Rokelide orogen.

In a general way we can outline some principal events that occurred between the Araguaia–Paraguay belt and the Mauritanide–Bassaride–Rokelide belt (Fig. 16). Such events allied to geological characteristics shown in Table 3

demonstrate a strong correlation between these areas—'ties that bind'—in West Gondwana.

Conclusions

The following points are stressed as conclusions of this study.

(1) The Araguaia Belt borders the eastern part of the Amazon Craton, and its geometry can be related to the original boundaries of the craton. The Quatipuru ophiolite and its correlatives in Africa are the best markers of the suture zones, marked by high gravimetric anomalies, sometimes associated with magnetic anomalies, and linking the Araguaia–Paraguay and Mauritanide–Bassaride–Rokelide belts.

(2) These belts present similarities in the basement age and lithology, stratigraphic record, glacial deposits, metamorphic polarity, pattern of Bouguer anomaly and age of ophiolites, demonstrating that magmatic and tectonic processes or events were operating at the same time and/or in the same region and indicating that a branch of a large Neoproterozoic ocean surrounded the West African palaeocontinent.

(3) The largest ophiolitic slices in the Araguaia Belt indicate a straight planar limit bordering the Amazon Craton, the best being represented by the elongate Quatipuru ophiolite (40 km long) and the smaller Morro do Agostinho ophiolite.

(4) The Quatipuru ophiolite is characterized by associations typical of the base of the Moho Transition Zone, where the record of partial melting process and magma impregnation is represented by refractory harzburgites (residual mantle), dunite bodies, a suite of scattered narrow mafic and ultramafic sills and dykes, and chromitite pods, indicating a high rate of magma supply and consequently an environment of fast spreading mid-ocean ridge (Nicolas 1989; Hekinian *et al.* 1992; Constantin 1999). However, field evidence points to restricted outpouring of magma, forming pillowed basalts. Morro do Agostinho is characterized by a distinct association of serpentized harzburgite and basaltic pillow-lavas similar to that found in the modern ocean floor (e.g., the Garret Transform Fault in the Pacific Ocean), showing that the outcrop level of ophiolitic slices and fragments in the Araguaia Belt could reflect the original structure of its oceanic site.

(5) Olivine gabbros and diabase dykes signify shallow conditions during magma uprise and yield a Sm–Nd isochron age of 757 ± 49 Ma for the oceanization stage of the Araguaia Belt. We also suggest that the age of the Quatipuru ophiolite can be used as a major correlation element between the Neoproterozoic fold belts of central Brazil and NW Africa.

(6) The final position of the ophiolitic bodies of the Araguaia Belt was controlled by thrusting towards the WNW, resulting from obduction and accretion of this mobile belt to the Amazon Craton border. The resulting deformation imprinted on the peridotite is represented by serpentine schist (mylonite) bands with microfolds showing vergence towards the Amazon Craton.

(7) A model of ocean closure due to block collisions is characterized by centrifugal structural vergences between the Araguaia and Rokelide belts, with mass escape and tectonic transport towards the cratonic blocks, respectively the Amazonian and West Africa cratons. Slip-line features identified in the Araguaia Belt show that the Amazon Craton (a rigid indenter) had a straight limit in the Quatipuru region. However, this geometry could have been different in the region of the Paraguay Belt, thus contributing to differences in the lithostratigraphical record of the two belts.

Some issues are not yet solved, such as: (1) when did the ophiolite obduction occur? (2) when exactly did the Brasileiro collision take place? and (3) did another block, besides the Amazon and West African cratons, participate in the collision process (intra-oceanic arc)?

M. A. P. Paixão is grateful to CNPQ (Proc. N. 146034/1999-6) for a Doctorate scholarship and to Simone Gióia for assistance with the isotopic analyses. We are grateful to R. Van Schmus and A. C. Pedrosa-Soares for their reviews of the paper and R. A. J. Trouw and R. J. Pankhurst for editorial reviews. Special gratitude is dedicated to B. B. Brito Neves for his enthusiastic incentive.

References

- ABREU, F. A. M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 30, Recife, Anais*, 2, Sociedade Brasileira de Geologia, 539–545.
- ABREU, F. A. M., GORAYEB, P. S. S. & HASUI, Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: *4th Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos*, 1–4.
- ALMEIDA, F. F. M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 28, Anais*, 4, Sociedade Brasileira de Geologia, 9–17.
- ALMEIDA, F. F. M., FERREIRA, F. J. F., CARNEIRO, C. D. R. & STEFANI, F. L. 1986. Aspectos evolutivos da Geossutura Tocantins–Araguaia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 34, Goiânia, Anais*, 3, Sociedade Brasileira de Geologia, 1269–1285.
- ALVARENGA, C. J. S., MOURA, C. A. V., GORAYEB, P. S. S. & ABREU, F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D. A. (eds) *Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro*, 183–193.

- BLACK, R., CABY, R. ET AL. 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature*, **278**, 223–227.
- BOUDIER, F. & NICOLAS, A. 1995. Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *Journal of Petrology*, **36**, 777–796.
- BRITO NEVES, B. B., CAMPOS NETO, M. C. & FUCK, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**, 155–166.
- BUSBY-SPERA, C. 1987. Lithofacies of deep marine basalts emplaced on a Jurassic backarc apron, Baja California, Mexico. *Journal of Geology*, **95**, 671–686.
- 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.
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. 1988. *Volcanic successions: modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. Allen & Unwin Ltd, London.
- CASTAING, C., FEYBESSE, J. L., THIÉBLEMONT, D., TRIBOLET, C. & CHEVREMENT, P. 1994. Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, **69**, 327–344.
- CEULENEER, G., MONNEREAU, M. & AMRI, I. 1996. Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates. *Nature*, **379**, 149–153.
- CONSTANTIN, M. 1999. Gabbroic intrusions and magmatic metasomatism in harzburgite from the Garrett transform fault: implications for the nature of the mantle-crust transition at fast-spreading ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **136**, 111–130.
- CORDANI, U. G., NEVES, B. B. & D'AGRELLA, M. S. 2003. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, **6**, 275–284.
- CORDEIRO, A. A. C. & MCCANDLESS, G. 1976. Maciço ultramáfico do Quatipuru. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 29, Anais*, **3**. Sociedade Brasileira de Geologia, 9–15.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. S. (eds) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, Belém, **2**, 15–90.
- COSTA, J. B. S., ARAÚJO, O. J. B., HASUI, Y. & BORGES, M. S. 1998. O Bloco Araguacema. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 40, Belo Horizonte, Anais*. Sociedade Brasileira de Geologia, 65.
- DALL'AGNOL, R., BETTENCOURT, J. S., JORGE-JOÃO, X. S., MEDEIROS, H., COSTI, H. T. & MACAMBIRA, M. J. B. 1987. Granitogenesis in northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**, 382–403.
- DALLMEYER, R. D. & VILLENEUVE, M. 1987. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral age record of a poliphase tectonothermal evolution in the Southern Mauritanide orogen, southeastern Senegal. *Geological Society of America, Bulletin*, **98**, 602–611.
- DALLMEYER, R. D. & LÉCORCHÉ, J. P. 1989. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral age record within the central Mauritanide orogen, West Africa. *Geological Society of America Bulletin*, **101**, 55–70.
- DEPAOLO, D. J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of Sierra Nevada and Peninsular Ranges, Califórnia. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 10470–10488.
- DILEK, Y. & THY, P. 1998. Structure, petrology and sea-floor spreading tectonics of the Kizildag ophiolite, Turkey. In: MILLS, R. A. & HARRISON, K. (eds) *Modern Ocean floor processes and geological record*. Geological Society, London, Special Publications, **148**, 43–69.
- FONSECA, M. A., EVANGELISTA, H. J. & OLIVEIRA, C. G. 1999. Estruturas transcorrentes na Faixa Araguaia e seu significado no contexto da interação dos crátons Amazônico-São Francisco/Congo e oeste Africano. In: *6th Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos*, 251–254.
- FONSECA, M., DE OLIVEIRA, C. & EVANGELISTA, H. 2004. The Araguaia Belt, Brazil: part of a Neoproterozoic continental-scale strike-slip fault system. In: WEINBERG, R., TROUW, R., FUCK, R. & HACKSPACHER, P. (eds) *The 750–550 Ma Brasiliano Event of South America. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, **17**, Paper 6.
- FRÜH-GREEN, G. L., PLAS, A. & DELL'ANGELO, L. N. 1996. Mineralogic and stable isotope record of polyphase alteration of upper crustal gabbros of the East Pacific Rise (Hess Deep, Site 984). In: MÉVEL, C., GILLIS, K. M., ALLAN, J. F. & MEYER, P. S. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **147**, 235–254.
- GIÓIA, S. M. & 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. 1989. Corpos serpentiniticos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**, 51–62.
- GORAYEB, P. S. S., MOURA, C. A. V. & BARROS, G. R. 2000. Pb–Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 190–194.
- HASUI, Y. & COSTA, J. B. S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 36, Natal, Anais*, **6**, Sociedade Brasileira de Geologia, 2535–2549.
- HASUI, Y., ABREU, F. A. M. & SILVA, J. M. R. 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguaia-Araguaia na região centro-norte do Brasil. *Boletim Instituto de Geociência-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. (eds) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Edgar Blücher, São Paulo, 137–204.
- HEFFERAN, K. P., ADMOU, H., KARSON, J. A. & SAQUAQUE, A. 2000. Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precambrian Research*, **103**, 89–96.

- HEKINIAN, R., BIDEAU, D., CANNAT, M., FRANCHE-TEAU, J. & HÉBERT, R. 1992. Volcanic activity and crust-mantle exposure on the ultrafast Garrett transform fault near 13°28' S in the Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, **108**, 259–275.
- JACKSON, E. D. 1969. Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex. In: WILSON, H. B. D. (ed.) *Magmatic Ore Deposits, a Symposium*. Economic Geology Monographs, **4**, 61–75.
- KELEMEN, P. B., SHIMIZU, N. & SALTERS, V. J. M. 1995. Extraction of mid-ocean ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, **375**, 747–753.
- 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 edesmembrado. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 39, Salvador, Anais*, **6**. Sociedade Brasileira de Geologia, 25–28.
- 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.
- KRÖNER, A. & CORDANI, U. 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, **375**, 325–352.
- LAUX, J. H., PIMENTEL, M. M., DANTAS, E. L., ARMSTRONG, R., ARMELE, A. & NISON, A. A. 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm–Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U–Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**, 599–614.
- LÉCORCHÉ, J. P., DALLMEYER, R. D. & VILLENEUVE, M. 1989. Definition of tectonostratigraphic terranes in the Mauritanide, Bassaride, and Rokelide orogens, west Africa. In: DALLMEYER, R. D. (ed.) *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. Geological Society of America, Special Papers, **230**, 131–143.
- MERCIER, J. C. & NICOLAS, A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, **16**, 454–487.
- MOLNAR, P. & TAPONNIER, P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419–426.
- MOURA, C. A. V. & GAUDETTE, H. E. 1993. Evidence of Brasiliano/Panafricano deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**, 117–123.
- MOURA, C. A. V., GORAYEB, P. S. S. & ABREU, F. A. M. 2000. The Araguaia Belt revisited. In: *31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Abstracts volume*. Sociedade Brasileira de Geologia, (CD-ROM).
- MOURA, C. A. V., PINHEIRO, B. L. S., NOGUEIRA, A. C. R., GORAYEB, P. S. S. & GALARZA, M. A. 2005. Sedimentary provenance in paleoenvironment of, the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the paleogeography evolution of the Araguaia Belt in the assembly of west Gondwana. In: PANKHURST, R. J. & VEIGA, G. D. (eds) *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*. Academia Nacional de Ciências, Córdoba, Argentina, 260–261.
- 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. 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**, 173–196.
- NICOLAS, A. 1989. *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 367 p.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F. & MESHI, A. 1999. Slow spreading accretion and mantle denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). *Journal of Geophysical Research*, **104** (B7), 15155–15167.
- NILSON, A. A. 1984. O atual estágio de conhecimento dos complexos máfico-ultramáficos pré-cambrianos do Brasil – uma avaliação preliminar. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 33, Rio de Janeiro, Anais*, **4**. Sociedade Brasileira de Geologia, 4166–4203.
- OSBORNE, G. C. 2001. Geotectonics and Mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Araguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brazil. In: *7 Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumo Expandidos* (CD-ROM).
- PAIXÃO, M. A. P. & NILSON, A. A. 2001a. Caracterização 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*, 68.
- PAIXÃO, M. A. P. & NILSON, A. A. 2001b. Basaltos almofadados e harzburgitos do Morro do Agostinho (Araguacema, Tocantins): caracterização geológica e petrográfica de fragmento ofiolítico na Faixa Araguaia. In: *7 Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumos Expandidos* (CD-ROM).
- PAIXÃO, M. A. P. & NILSON, A. A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **3**, 85–103.
- PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, **20**, 375–379.
- 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**, 299–310.
- PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A. & GIOIA, M. C. L. 2000. The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 35–39.
- PIUZANA, D., PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A. & ARMSTRONG, R. 2003. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated magmatic

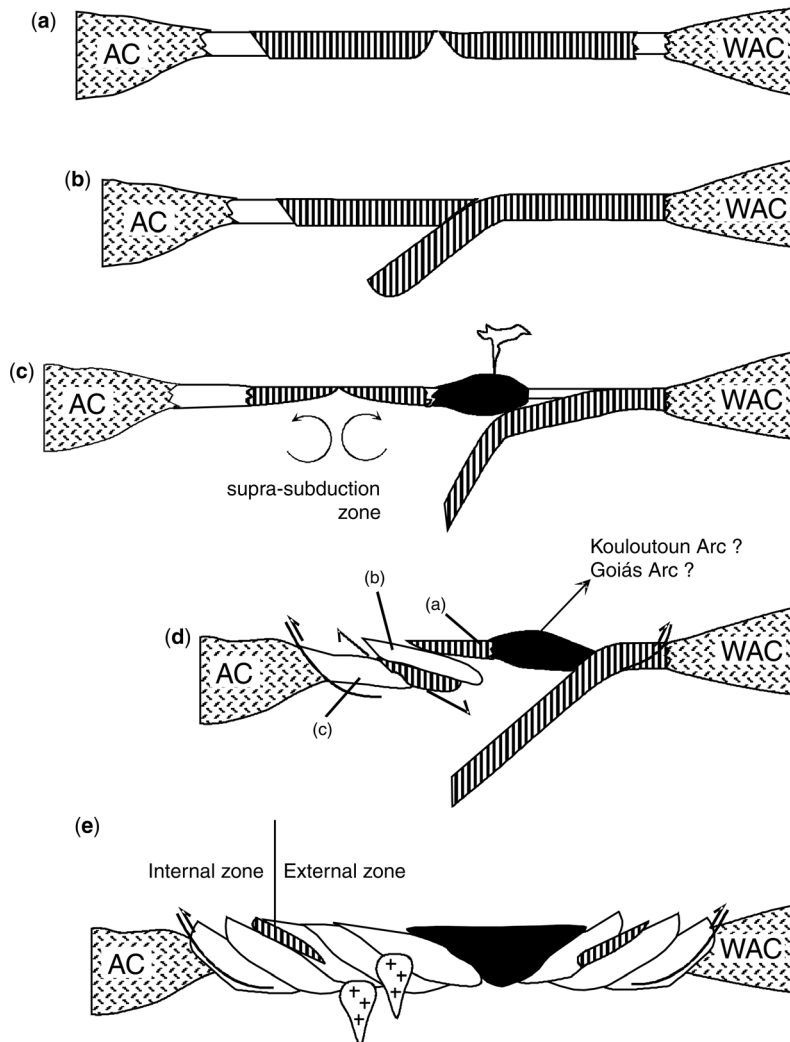
- rocks: Constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, **125**, 139–160.
- PORADA, H. 1989. Pan African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, **44**, 103–106.
- RITZ, M. & ROBINEAU, B. 1988. Tectonic interpretation of electrical structures beneath the West African Craton edge in eastern Senegal. *American Journal of Science*, **288**, 756–776.
- SEER, H. J. 1985. *Geologia, deformação e mineralização de cobre no complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás*. MSc thesis, University of Brasília.
- SOUZA, J. O., MORETON, L. C. & CAMARGO, M. A. 1995. Geologia das seqüências metavulcanossedimentares da Serra do Tapa (SE do Pará) e Xambica (NW do Tocantins): ocorrência de metabasaltos com pillow-lavas. *Boletim de Geociências do Centro-oeste*, **18**, 20–31.
- SUHR, G. 1992. Upper mantle peridotites in the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland: formation during the final stages of a spreading centre? *Tectonophysics*, **206**, 31–53.
- THAYER, T. P. 1970. Chromite segregations as petrogenetic indicators. In: Geological Society of South Africa, Special Publications, **1**, 380–390.
- TOHVER, E., VAN DER PLUIJM, B. A., VAN DER VOO, R., RIZZOTTO, G. & SCANDOLÁRA, J. E. 2002. Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: Early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**, 185–200.
- TROMPETTE, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma)*. Pan-African-Brasiliano Agregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam.
- TROMPETTE, R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, **82**, 101–112.
- TROUW, R. A. J., VAZ, L. F., SLOGO, T. T. & NAKASATO, N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 29, Anais*, **2**, Sociedade Brasileira de Geologia, 137–148.
- USSAMI, N. & MOLINA, E. C. 1999. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**, 87–98.
- VIANA, M. G., PIMENTEL, M. M., WHITEHOUSE, M. J., FUCK, R. A. & MACHADO, N. 1995. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**, 111–123.
- VILLENEUVE, M. & CORNÉE, J. J. 1994. Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Research*, **69**, 307–326.
- VILLENEUVE, M. & DALLMEYER, R. D. 1987. Geodynamic evolution of the Mauritanide, Bassaride and Rokelide orogens (West Africa). *Precambrian Research*, **37**, 19–28.
- WALL, S. A. 1975. *The mineralogy, chemistry and certain aspects of reactivity of chromite from the Bushveld igneous complex*. National Institute of Metallurgy, Johannesburg, Report, **1709**.

ERRATUM

Special Publication 294

PAIXAO, 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. 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, 297–318. DOI: 10.1144/SP294.16

The wrong figure appears on page 313. The correct Figure 15 is given below. The caption is correct in the printed/online version.



CAPÍTULO 3 – DADOS GEOLÓGICOS E GEOQUÍMICOS ADICIONAIS DOS COMPLEXOS QUATIPURU E MORRO DO AGOSTINHO

3.1. Histórico de exploração mineral da área

Os primeiros trabalhos realizados no Complexo Quatipuru devem-se ao consórcio Terraservice/Docegeo, no período entre 1972 e 1976, onde foi avaliado o potencial metalogenético para cromo e níquel laterítico, como descrito por Cordeiro & Mc Candless (1976).

Posteriormente, no início da década de 80, a Beta Mineração Ltda pertencente ao grupo Magnesita S/A, realizou trabalho direcionado para as ocorrências de cromita nos diversos corpos ultramáficos da Faixa Araguaia, com aberturas de trincheiras e furos de sondagem, com posterior lavra das cromitas por meio de processo mecânico-manual, no Complexo Quatipuru (PA) e no corpo ultramáfico do Morro Grande (TO).

Em 1999-2000 a WMC realizou projeto para pesquisa metalogenética na Faixa Araguaia, interpretando tal terreno como possuidor de tratos oceânicos e com potencial para mineralizações neste tipo de ambiente, tais como sulfetos de metais básicos (Osborne, 2001).

No ano de 2001 o grupo Falconbridge/Xstrata retomou os trabalhos para níquel laterítico no Complexo Quatipuru, porém não se tem informação da atual cubagem do depósito. Atualmente, o Morro do Agostinho é alvo de exploração de brita e pedra ornamental, pela prefeitura do município de Araguacema (TO).

3.2. Geologia do Complexo Quatipuru

O Complexo Quatipuru está situado na porção sul da Faixa Araguaia (Figura 3.1) e possui extensão de 40 km, e largura que varia de 600 metros a 2,4 km, orientando-se na direção N-S e tendo algumas inflexões nas direções NE-SW e NW-SE, que originam aspecto sigmoidal em mapa (Figura 3.2). É constituído predominantemente por rochas ultramáficas (serpentinitos) com um envelope de listwanitos.

As rochas encaixantes do complexo pertencem ao Grupo Tocantins e são representadas por filitos, metarenitos, metarritimitos, metagrauvacas e raras lentes de metacalcário possuindo grau metamórfico baixo (fácies xisto-verde baixa) a ausência de metamorfismo.

Crostras lateríticas formam extensos platôs nas áreas das rochas encaixantes, principalmente na porção oriental ao complexo, onde são raros os afloramentos. No complexo

Quatipuru espessos perfis lateríticos com enriquecimento em níquel ocorrem principalmente em pequenas bacias entre topos da serra, conforme descrito por Cordeiro & Mc Candless (1976).

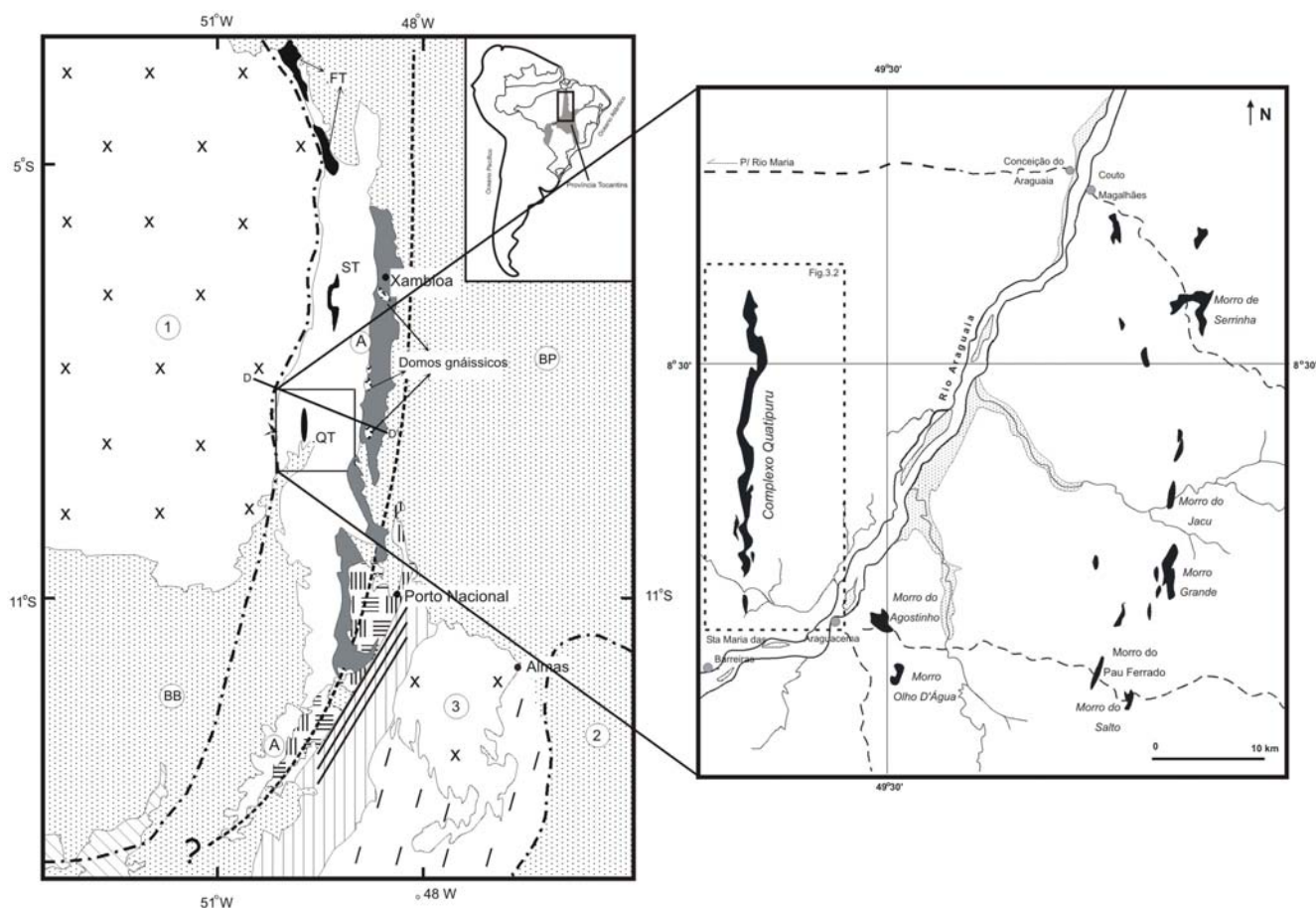


Figura 3.1 – Mapa geológico regional da Faixa Araguaia mostrando a localização dos corpos ofiolíticos, em especial o Complexo Quatipuru (CQ). O retângulo tracejado na figura da direita corresponde a área da Figura 3.2.

3.2.1. Rochas encaixantes

As rochas encaixantes são representadas por um pacote metassedimentar, dado pela intercalação métrica a decamétrica de camadas de filitos, ardósias, metarritmitos, metarenitos e metagrauvas, tendo ainda raras lentes de metacalcário.

Os metarritmitos são constituídos por alternância de lâminas milimétricas a centimétricas de areia, silte, argila e microconglomerados (Prancha 1A). Algumas observações de campo em pontos distintos mostram decréscimo da granulometria destas lâminas em direção a ESE, mas tal fato deve ser interpretado com cautela, devido à ocorrência de dobras que podem ter invertido o posicionamento original das camadas. Tais metarritmitos, associados com a presença de metagrauvas, indicam que as rochas metassedimentares fazem parte de ciclos turbidíticos.

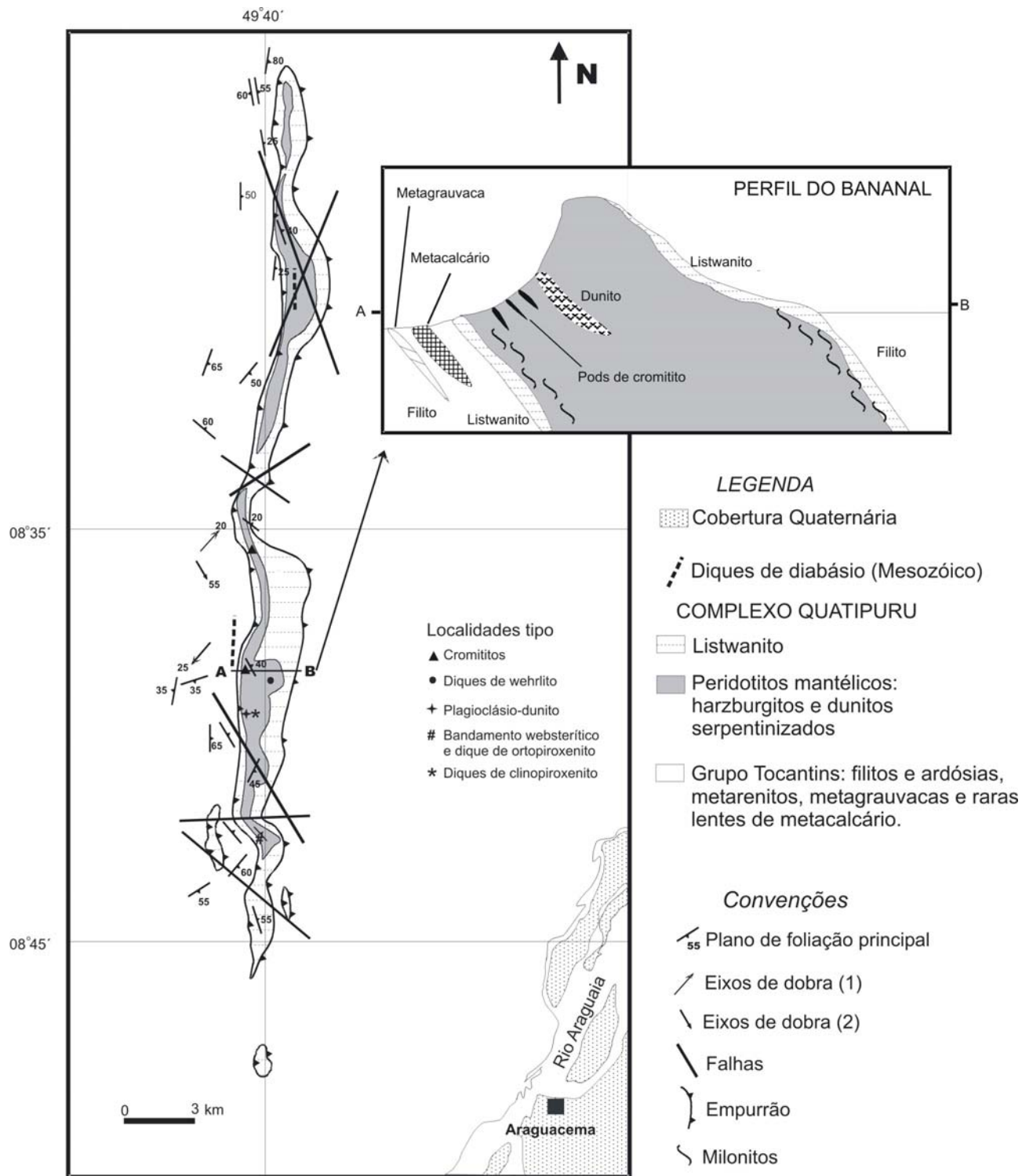


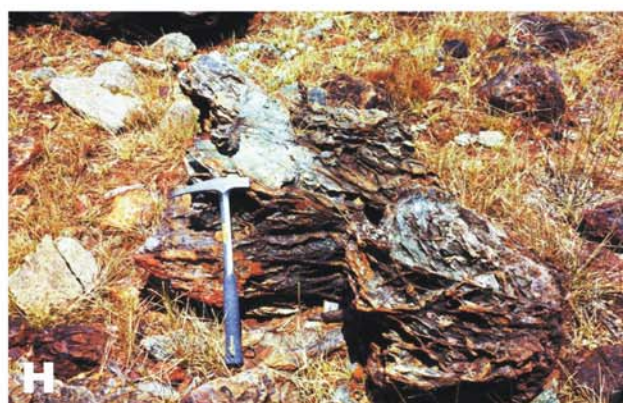
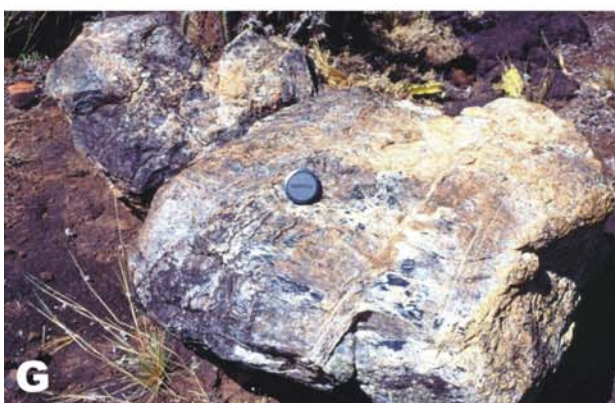
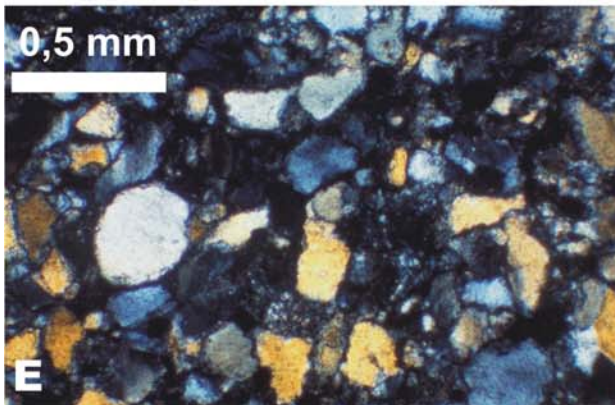
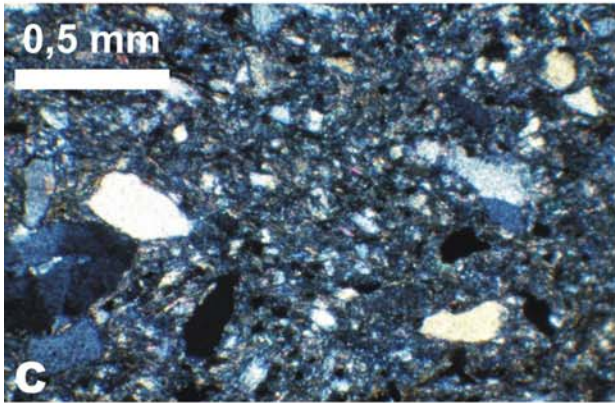
Figura 3.2 – Mapa geológico do Complexo Quatipurú. As localidades-tipo referem-se aos locais onde ocorrem as melhores exposições de rochas e(ou) estruturas citadas.

Os filitos, ardósias e metarenitos finos constituem camadas mais espessas que afloram por vezes de forma mais contínua dentro da seqüência metarrítmica, principalmente na porção ocidental ao complexo. Os dois primeiros variam de amarelo a creme, com foliação bem evidenciada, enquanto que os metarenitos finos são branco-avermelhados e de aspecto maciço. Nas ardósias nota-se laminação cruzada, com bissetriz paralela à foliação principal.

As metagrauvas têm sua área-tipo na porção noroeste ao complexo e exibem duas formas de ocorrência bem distintas. A primeira é dada por aglomerados de matacões cinza, onde a rocha exibe um aspecto maciço, isotrópico, sendo cortada por fraturas preenchidas por quartzo. A outra forma é dada por afloramentos em matacões verde-acinzentados, com clivagem ardosiana bem marcada (Prancha 1B). Sob o microscópio, as metagrauvas são rochas inequigranulares, marcadas por bimodalidade granulométrica, dada por uma matriz muito fina (< 0,5 mm) de grãos silicáticos e carbonáticos, servindo como arcabouço para grãos minerais mais grossos e fragmentos de rocha (Prancha 1C). A mineralogia da matriz é representada, de acordo com a ordem de abundância, por quartzo, plagioclásio, microclínio, minerais opacos, clorita, sericita e carbonato, estes três últimos ocorrendo em maior proporção nas rochas foliadas; epidoto, zircão e rutilo ocorrem como traços. Comumente, os grãos de quartzo variam de arredondados a subangulosos, enquanto que alguns grãos de plagioclásio têm hábito em ripas com terminações arredondadas, exibindo ainda maclas deformadas. Os fragmentos de rocha são representados em sua maioria por rochas quartzosas, caracterizadas como arenitos, quartzitos e chert, além de fragmentos de dique de diabásio, vulcânica riolítica e xisto, que internamente apresenta-se crenulado com clivagem de dissolução associada.

Os metarenitos que ocorrem no extremo sudeste da área são bege a marrom-amarelados, formando camadas dobradas que originam uma sucessão de anticlinais e sinclinais de dimensões métricas (Prancha 1D). Tais rochas são constituídas essencialmente por grãos de quartzo subangulosos a angulosos, e subordinadamente subarredondados (Prancha 1E); granulometria varia de média (250-350 μ) a fina, com intervalos granulométricos que variam entre 177-250 μ e 125 –177 μ . Raras e diminutas palhetas de mica branca são vistas localmente. A maioria dos grãos de quartzo exibe extinção ondulante, e alguns deles evidências de processos de recuperação bem desenvolvidos. Finas vênulas quartzosas ocorrem entrecortando a rocha.

Os metacalcários ocorrem como lentes localizadas próximas ao contato oeste do complexo com dimensões métricas, intercaladas com filitos. São rochas cinza, com forte anisotropia estrutural, marcada por clivagem ardosiana e dobra apertada (Prancha 1F). A mineralogia é composta predominantemente por grãos de carbonato (97%), quartzo (2-3%),



PRANCHA 1

minerais opacos (1%) e muscovita (< 1%). Os grãos de quartzo apresentam as maiores dimensões com granulometria fina a muito fina (muito menor que 1 mm), e a maioria tem forma subangulosa a angulosa com seu eixo maior orientado a foliação, e por vezes exibindo extinção ondulante. Os minerais opacos apresentam forma subédrica a euédrica (hábito quadrático), granulometria fina a muito fina e formam concentrações paralelas a foliação, de espessura submilimétrica, por vezes associadas com grãos de quartzo. Finíssimas plaquetas de muscovita encontram-se dispersas na rocha e fortemente orientadas. Vênulas de 1 a 0,5 mm de carbonato cortam a foliação da rocha e por vezes estão dobradas.

3.2.2. Rochas do complexo

Listwanito

O termo listwanito, introduzido pelos geólogos russos para rochas ultramáficas e máficas alteradas de complexos ofiolíticos, refere-se preferencialmente a uma suíte de rochas resultantes da alteração hidrotermal, e não propriamente a um tipo de rocha específico (Ash, 2001). No Complexo Quatipuru, o listwanito refere-se a uma associação de finas camadas de talco-clorita xisto e possantes camadas de rocha sílico-hematítica que predominam, freqüentemente, sobre as primeiras.

O envelope de listwanito nas porções sílico-hematíticas apresenta diversos aspectos, tais como maciço, brechado/venulado e milonitizado. Tais rochas são cinza quando frescas, e avermelhadas quando fortemente intemperizadas, devido a forte impregnação com óxido de ferro. Nos termos maciços ocorrem grãos de pirita disseminados, várias gerações de vênulas de quartzo, e planos de clivagem de fratura penetrativos. O listwanito brechado é marcado pelo rompimento de antigas porções quartzosas e por vênulas tardias de quartzo (Prancha 1G). O listwanito milonitizado ocorre na região norte do complexo, sob a forma de pequenos blocos vermelhos soltos no solo, onde planos de cisalhamento com indicadores cinemáticos estão presentes, estes últimos dados por grãos de calcedônia e fragmentos de serpentinito. Análises de difratometria de raios-X caracterizaram a presença de antigorita e lizardita, refletindo que tal rocha é produto de extrema silicificação do harzburgito.

Birbiritos formados pelo intemperismo das rochas ultramáficas são encontrados por todas as regiões intermontanas da serra, apresentando caracteristicamente aspecto cavernoso e/ou laminado e densidade baixa (Prancha 1H), associados com porções esverdeadas mais ricas em garnierita.

Rochas ultramáficas

As rochas ultramáficas possuem dois protólitos distintos, um predominantemente de natureza harzburgítica e o outro dunítico. Tais rochas são encaixantes de uma suíte de diques gabróicos e piroxeníticos, além de *pods* de cromitito. O estudo da litogeoquímica dos peridotitos e de sua química mineral é descrito no artigo “**Neoproterozoic podiform chromitites in the Quatipuru Ophiolite: evidences of the supra-subduction zone in central Brazil**”.

Harzburgitos

O harzburgito em afloramento apresenta clivagem espaçada e cristais de bastita cinza azulado, em meio à massa de serpentina verde pálida (Prancha 2A). Em lâmina delgada pseudomorfos de bastita marcam antigos cristais de ortopiroxênio apresentando extinção do tipo lamelar, microgranular, em *kinks* e em bandas. Os antigos grãos de ortopiroxênio são hipidiomórficos a xenomórficos, por vezes com hábito ameboidal. Possuem dimensão média de 5,5 x 3 mm, podendo alcançar até 11 mm.

A associação lizardita-crisotila é produto de substituição total da olivina, formando textura *mesh*, onde a reconstituição do contorno original dos grãos é feita pela presença de finíssimos aglomerados de magnetita. Tais contornos indicam grãos originais hipidiomórficos, por vezes com hábito arredondado e dimensão média de 5 x 3,5 mm (Prancha 2B). Localmente, a textura *mesh* apresenta-se deformada, principalmente em zonas de cisalhamento onde o harzburgito é transformado para serpentina xisto.

Os grãos de cromita são avermelhados com forma anédrica a subédrica e ocorrem como aglomerados de grãos diminutos sobre cristais de bastita com extinção microgranular, acompanhando linhas de clivagens, ou ainda em contato intergranulares. Além disso, apresentam-se também como inclusões de aspecto vermiforme em grãos de bastita/ortopiroxênio (Prancha 2C), feição esta semelhante àquela encontrada na base da zona de transição de Moho em complexos ofiolíticos (Boudier & Nicolas, 1995) e indicativa de processo de fusão incongruente de cristais de ortopiroxênio.

A composição modal, estimada pela recomposição da mineralogia original é dada por olivina (70-71 %), ortopiroxênio (28-29 %) e minerais opacos (1-2 %), com cromita sendo < 1%. A textura é classificada como do tipo protogranular, de acordo com Mercier & Nicolas (1975). Grãos de ortopiroxênio possuem hábito ameboidal e contatos em bainha e alguns destes possuem inclusões de olivina, assemelhando-se a texturas cumuláticas formadas por processo de fracionamento e cristalização magmática. No entanto, as mesmas formas e relações de contato

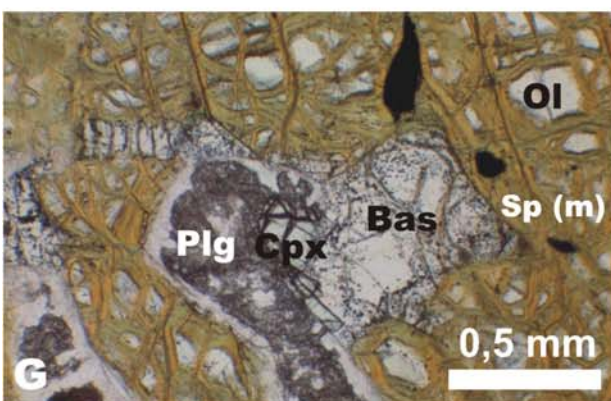
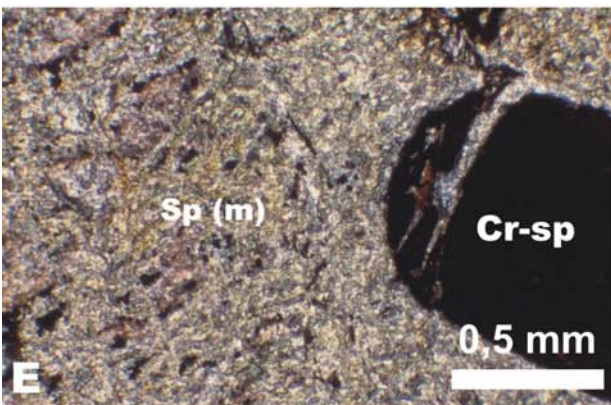
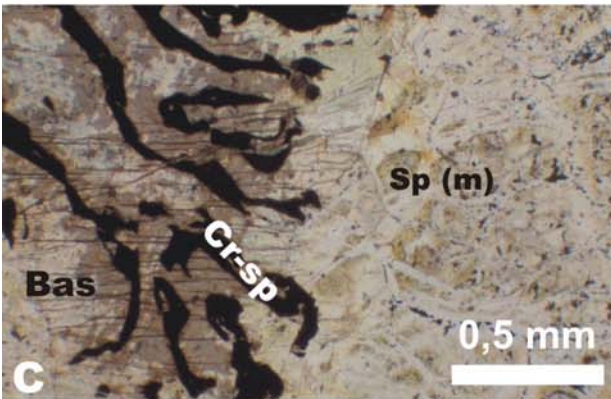
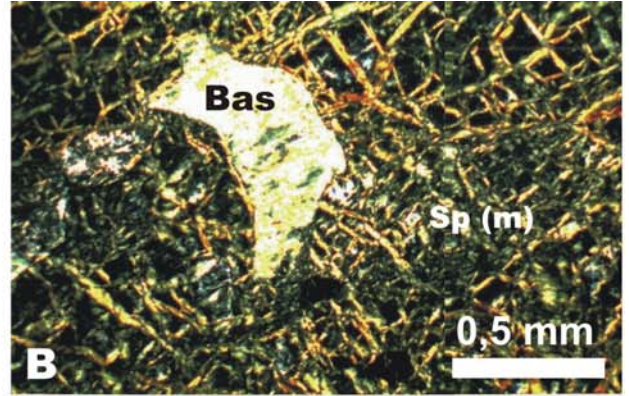
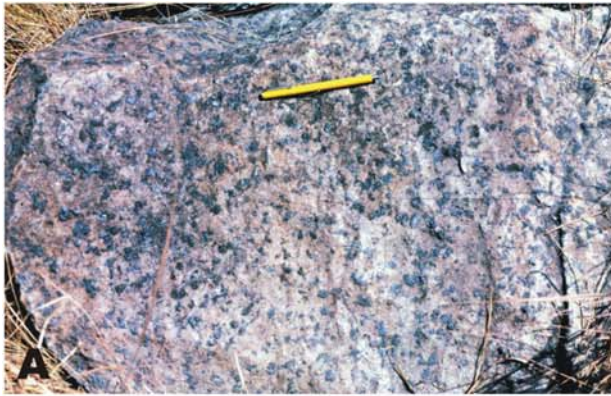
podem ser obtidas por processos de fusão parcial, conforme descrito na base da zona de transição de Moho, do ofiolito de Semail, Omã (Boudier & Nicolas, 1995).

Estas feições marcam o processo de fusão parcial do harzburgito e transformação para dunito, que ocorre concomitantemente com eventos de migração de magma num diápiro ascendente (Kelemen *et al.*, 1995; Suhr, 1999).

Dunitos

Os dunitos do Complexo Quatipuru são verde claros com presença de grãos finos a médios de cromita dispersos na massa de serpentina (Prancha 2D). Correspondem a lentes métricas com dimensões aflorantes de até 5 x 30 m, cuja transição para as rochas harzburgíticas é rápida. Sob o microscópio são rochas totalmente serpentinizadas com textura *mesh*, onde por vezes a reconstituição dos limites originais dos grãos se dá pela maior concentração de finos grãos de magnetita (Prancha 2E). A dimensão média dos grãos de olivina é de 1 mm. Raros grãos de bastita (ortopiroxênio) apresentam-se amarronzados, dimensão de até 3 mm e com inclusões vermiformes e (ou) franjadas de cromita. Localmente, é possível identificar limites de antigos grãos idiomórficos de olivina lembrando textura adcumulática, no entanto, segundo Nicolas & Prinzhofer (1983), feições texturais de idiomorfismo não são critérios de acumulação magmática, podendo apenas refletir a interação de cristal com líquido, onde o processo atuante poderia ser tanto de crescimento como de dissolução do grão (fusão). Os grãos de cromita são subédricos a euédricos, com borda de magnetita e granulação média (1-3 mm). Os grãos de magnetita ocorrem com tamanho diminuto e dispersos por toda a rocha, sendo produto do processo de serpentinização. A composição modal dos dunitos é dada por 97 - 98 % de olivina, 2 - 3% de cromita e <1% de ortopiroxênio.

Uma ocorrência de lente de dunito apresenta bandamento branco, fino e descontínuo (Prancha 2F), com espessura média de 5 mm. Sob o microscópio revela composição mineralógica dada predominantemente por plagioclásio e clinopiroxênio, de acordo com a ordem de abundância relativa, onde o primeiro tem hábito ameboidal (assemelhando-se a um líquido intercumulus), fortemente propilitizado e por vezes com grãos de epidoto (Prancha 2G). Tal bandamento se coloca paralelamente a uma foliação interna da lente de dunito, sendo interpretado como impregnações de antigas frações de magma (basáltico?) que foram fossilizadas durante o processo de substituição (fluxo poroso) para formação dos dunitos, de acordo como descrito por Kelemen *et al.* (1995) e Suhr (1999). Esta rocha foi classificada como plagioclásio dunito, conforme descrito para rochas de composição similar em ofiolitos e litosfera



PRANCHA 2

oceânica (e. g. Nicolas, 1986, Nicolas, 1989; Cannat *et al.*, 1990; Girardeau & Francheteau, 1993; Edwards & Malpas, 1996).

Os dunitos também ocorrem como envelopes ao redor dos *pods* de cromitito, com espessura centimétrica (± 5 cm), sendo tal feição típica de cromititos podiformes em complexos ofiolíticos (Nicolas, 1989).

Outra feição marcante nas lentes de dunito é a presença de trilhas milimétricas e descontínuas (10 x 2 cm) de grãos médios de cromita (Prancha 2H), subédricos a euédricos, sendo semelhante ao *micropod* de cromitito na região de Hess Deep (Pacífico Equatorial), descrito por Arai & Matsukage (1998).

Igualmente como descrito na zona de transição de Moho do complexo de Semail (Boudier & Nicolas, 1995), a transição harzburgito-dunito no Complexo Quatipuru tem feições petrográficas marcantes, caracterizada, por:

- (a) início de processo de fusão incongruente no harzburgito causando a dissolução de grãos de ortopiroxênio, marcada pela diminuição do tamanho, mudança da forma, e formação de inclusões de grãos de cromita de aspecto vermiforme (Figura 3.3),
- (b) tal processo além da formação de cromita gera olivina, originando assim,
- (c) dunitos, onde os grãos de cromita são subédricos a euédricos e associados com olivina, como produtos finais da transição (Figura 3.3).

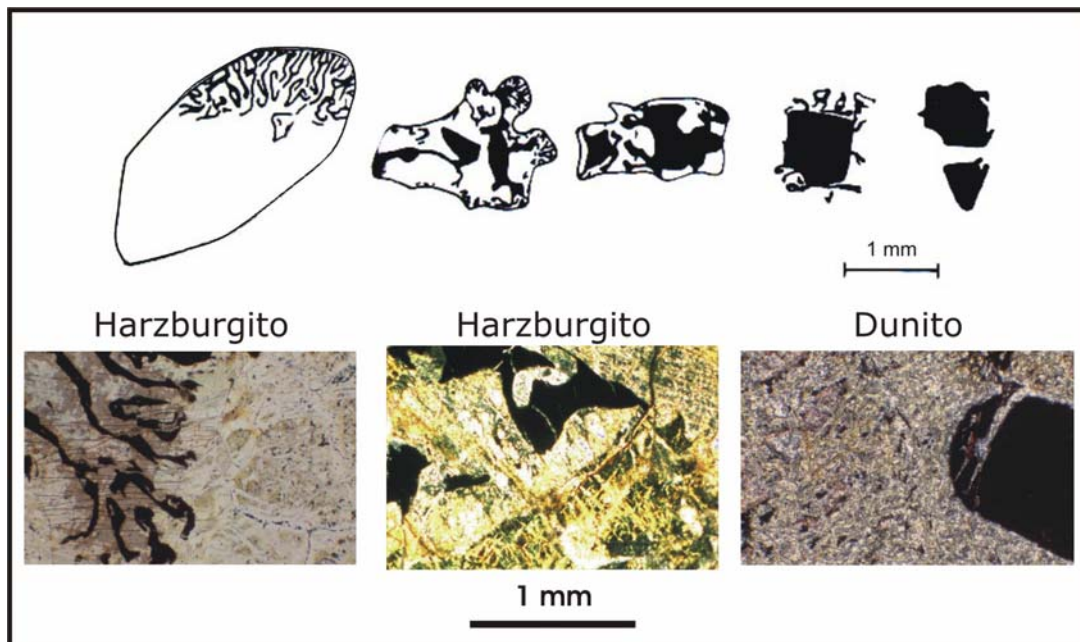


Figura 3.3 – Mudança de forma de ortopiroxênio e espinélio através da transição harzburgito-dunito (Leblanc *et al.*, 1980; *in* Nicolas & Prinzhofer, 1983). As fotomicrografias estão localizadas próximas aos estágios identificados desta transição, e a escala é igual para todas e referendada abaixo das mesmas.

Suíte de diques e sills

Uma das feições mais interessantes no Complexo Quatipuru corresponde à suíte de diques e *sills* que cortam as rochas harzburgíticas e duníticas, que pode ser dividida em dois grupos: (1) diques piroxeníticos e (2) diques gabróicos.

Os diques e *sills* do Complexo Quatipuru apresentam efeitos de alteração propilítica e serpentinização, por vezes preservando litotipos com mineralogia original, permitindo análises de grãos de clinopiroxênio, ortopiroxênio, olivina e espinélio, porém não de forma sistemática. Os grãos de plagioclásio devido a forte propilitização não puderam ser analisados. A análise química dos minerais serviu como base para estudos comparativos com outros exemplos de ofiolitos e litosfera oceânica, além de subsidiar as interpretações sobre a petrogênese do Complexo Quatipuru.

Os diques e/ou *sills* piroxeníticos correspondem a ortopiroxenitos e clinopiroxenitos pegmatóides. Os diques gabróicos são representados por olivina gabros e diabásios. Além disso, diques de wehrlito ocorrem localmente cortando diques piroxeníticos.

Embora tratando-se na maioria das vezes de rochas cumuláticas, excetuando-se os diques de diabásio, análises litogeoquímicas foram realizadas na suíte de diques/*sills* com o propósito de caracterização química (Tabela 1). O diagrama com elementos utilizados como índices de diferenciação magmática mostra *trend* de diferenciação similar as relações cronológicas observadas em campo (Figura 3.4). As análises dos diques de diabásio auxiliaram na caracterização do ambiente de formação dos mesmos.

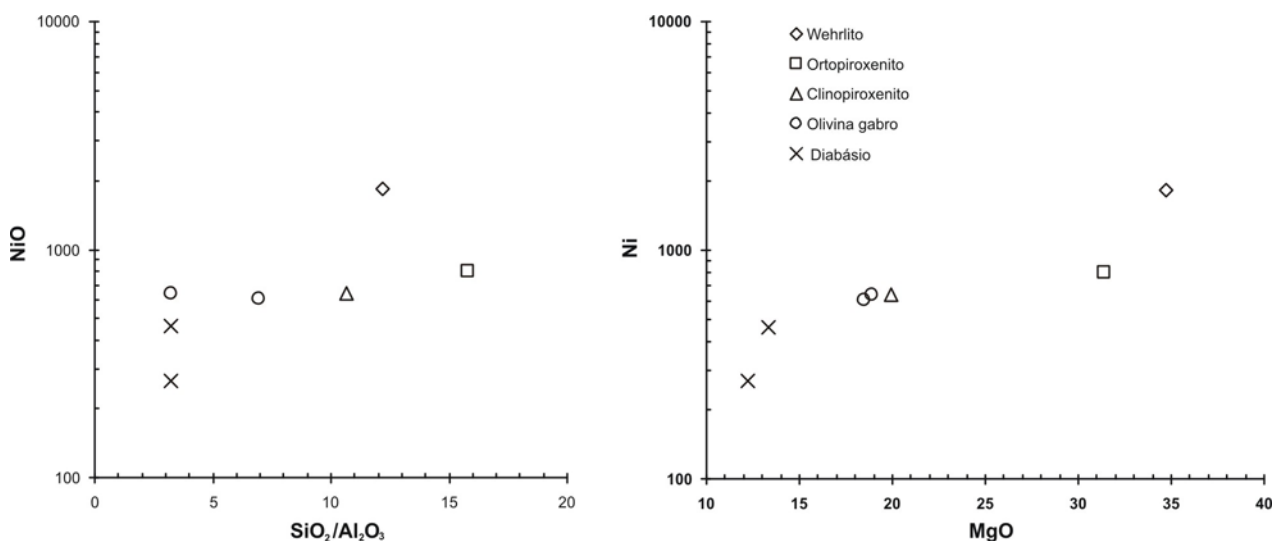


Figura 3.4 – Diagramas para elementos maiores dos diques piroxeníticos e gabróicos, mostrando os primeiros na porção mais primitiva de ambos os diagramas (porção direita).

As relações temporais entre os diques e *sills* são dadas, do mais antigo para o mais novo por: ortopiroxenito pegmatóide, clinopiroxenito pegmatóide, wehrlito, olivina gabro e diabásio. As relações espaciais entre estes diversos diques evidenciam que os peridotitos mantélicos possuem uma história magmática e estrutural de múltiplos estágios, que será descrita em maior detalhe posteriormente.

Ortopiroxenito

Ortopiroxenito pegmatóide ocorre localmente como *sill* ou bolsão métrico, onde o primeiro encontra-se dobrado no plano da clivagem espaçada dos harzburgitos (Prancha 3A). Cristais individuais de ortopiroxênio podem alcançar 13 cm em dimensão (Prancha 3B), e na zona de charneira da dobra não estão deformados, evidenciando que o posicionamento do *sill* se deu concomitante com a formação da foliação nos harzburgitos. Tal *sill* contém xenólitos de dunito e harzburgito. Localmente, os bolsões são marcados pela dissipação de megacristais de ortopiroxênio na encaixante harzburgítica, que se apresenta empobrecida em grãos de ortopiroxênio nesta região de contato, podendo tal fato tratar-se de uma reação entre *sill* e encaixante (Prancha 3C), *i. e.*, dissolução de ortopiroxênio no harzburgito encaixante.

Os cristais de ortopiroxênio (94 % da moda) são hipidiomórficos, por vezes serpentinizados, onde alguns exibem linhas de clivagem deformadas e extinção ondulante. Perfil longitudinal através de um único cristal não apresentou variação composicional. A média composicional é dada por En= 90,78, Wo= 2,64 e Fs= 6,58, com Cr₂O₃ de 1,12 e média de Mg# 0,93 (Mg/[Mg+Fe]). A média do número de átomos de cromo é de 0,03, o que de acordo com Morimoto *et al.* (1988) classifica o ortopiroxênio como cromo-enstatita.

Os valores de Cr₂O₃ dos cristais de ortopiroxênio são em média três vezes maiores, quando comparados com grãos de ortopiroxênio de diques de ortopiroxenito da seção mantélica de Lewis Hills, ofiolito de Bay of Islands (Edwards, 1995). A olivina (4%) ocorre na maioria das vezes como inclusões hipidiomórficas a idiomórficas em ortopiroxênio, ou como cristais xenomórficos em limites de grãos de ortopiroxênio. As poucas análises realizadas mostram valores de Fo entre 84 e 91,6, e NiO entre 0,25 e 0,57.

Clinopiroxênio ocorre como lamelas ou inclusões em cristais de ortopiroxênio (Prancha 3D), e a média composicional dos mesmos apresenta En= 50,04, Wo= 45,21 e Fs= 4,85, com Cr₂O₃ na ordem de 1,07 e Mg# 0,91, classificando-se como cromo-diopsídio a cromo-augita (Morimoto *et al.*, 1988). Apresentam os mais altos teores de Na₂O e TiO₂ de todos os diques, correspondendo, respectivamente, na média a valores de 0,52 e 0,53.

Rocha	Basalto		Diabásio		Olivina gabro		Ortopirox.	Clinopirox.	Wehrlito
	Amostras	MA-01	MA-01.F	QT-39.F	QT-55.B	QT-48.B			
SiO ₂	51,80	50,39	44,77	45,50	49,10	40,30	52,20	49,10	37,80
TiO ₂	1,40	1,48	1,29	0,62	0,41	0,24	0,02	0,34	0,14
Al ₂ O ₃	14,00	14,21	13,79	14,20	7,10	12,50	3,30	4,60	3,10
Fe ₂ O ₃	11,50	13,00	9,63	10,80	7,60	8,70	5,80	7,80	11,00
MgO	4,30	4,29	12,19	13,30	18,50	18,90	31,40	19,90	34,70
MnO	0,15	0,11	0,16	0,18	0,16	0,36	0,13	0,17	0,13
CaO	9,30	8,20	12,41	9,70	13,50	11,30	2,60	15,10	0,07
Na ₂ O	4,00	5,39	1,79	2,00	0,49	0,19	< 0,10	0,36	< 0,10
K ₂ O	0,86	0,02	0,35	0,58	0,27	0,04	0,01	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,16	0,04	< 0,010	< 0,010	< 0,010	< 0,010	0,015
P.F.	2,53	2,40	3,40	2,82	2,33	6,84	2,72	1,88	12,55
Total	99,96	99,62	99,94	99,74	99,46	99,37	98,18	99,27	99,53
Th	< 5	0,4	1,3	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ta	< 10	0,2	1,0	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Nb	7	2,1	13,8	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	9	0,5	7,1	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Hf	< 10	2,2	2,0	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Sr	41	34,3	84,4	75	87	16	8	14	8
Y	33	36,3	21,9	19	11	5	< 3	10	< 3
Sc	36	37	36,0	27	36	27	18	41	< 10
V	338	294	240,0	208	297	135	113	306	63
Zr	82	71,1	69,0	18	16	12	14	13	12
Ni	81	141	267,0	461	609	642	803	643	1840
Cr	241	218,95	759,5	918	2629	1082	> 5000	3852	1026
La	5,37	4,6	10	5,41	3,57	1,20	1,67	3,77	0,56
Ce	8,98	11,2	20	7,70	6,14	2,34	3,13	6,61	1,00
Pr	nd	1,96	2,69	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Nd	4,94	11	12,9	4,91	3,49	0,80	1,23	3,34	0,48
Sm	1,30	4	3,3	1,38	0,93	0,18	0,22	1,02	0,09
Eu	0,40	1,49	1,26	0,32	0,31	0,12	0,11	0,22	0,08
Gd	1,29	5,23	3,64	1,39	1,08	0,15	0,24	1,05	0,08
Tb	nd	0,93	0,62	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Dy	0,98	5,43	3,82	1,44	1,06	0,18	0,23	1,11	0,11
Ho	0,17	1,28	0,79	0,27	0,21	0,04	0,04	0,21	0,02
Er	0,35	3,42	1,97	0,69	0,53	0,09	0,13	0,54	0,06
Tm	nd	0,56	0,39	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Yb	0,18	3,44	2,12	0,52	0,37	0,09	0,13	0,36	0,08
Lu	0,03	0,56	0,34	0,07	0,06	0,02	0,03	0,05	0,02

Tabela 1 – Análises litogeoquímicas dos diques máfico-ultramáficos do Complexo Quatipuru e basaltos do Morro do Agostinho. Amostra MA-01 representa basalto espilitizado e a amostra MA-01.F representa basalto fresco. Óxidos dos elementos maiores e menores em porcentagem de peso. Elementos traços e terras raras em ppm.

Cristais de cromita marrom-avermelhados, bastante fraturados, granulometria grossa, alcançam até 2 % na composição modal. Minerais opacos ocorrem como inclusões diminutas em

ortopiroxênio, perfazendo menos do que 1%. A textura destas rochas pode variar de mesocumulática a adcumulática.

Especialmente associado ao *sill* e bolsão de ortopiroxenito pegmatóide ocorre bandamento websterítico na encaixante harzburgítica (Prancha 3E), dado pela concentração de trilhas de cristais de ortopiroxênio e subordinadamente clinopiroxênio, que podem ser seguidas por vários metros ao longo da direção. Localmente, este bandamento pode exibir dobras. Sob o microscópio, além da predominância de grãos de ortopiroxênio e clinopiroxênio, delgadas faixas de olivina serpentinizada ocorrem nos espaços intergranulares e comumente a serpentinização ocorre nas bordas do ortopiroxênio. Os minerais opacos são representados por cromita, magnetita e pirita, perfazendo menos de 1% desta zona bandada.

Clinopiroxenito

Os diques e/ou *sills* de clinopiroxenito pegmatóide correspondem a corpos tabulares ou em forma de bolsões. Os corpos tabulares (Prancha 3F) têm dimensões de 0,70 a 3 m de largura por 3 a 5 m de comprimento aflorante, localmente apresentando margens de menor granulação (grossa) e apófises. Por vezes o contato destes diques com a encaixante harzburgítica é marcado por zona de empobrecimento em ortopiroxênio, gerando porções duníticas, o que pode refletir interação entre estas rochas. Os corpos com maiores dimensões apresentam porções diferenciadas, tanto mineralogicamente como texturalmente, gerando porções wehrlíticas e alternância de porções pegmatíticas a grossas, além de possuírem xenólitos de harzburgito e dunito. Os bolsões podem variar de centimétricos (Prancha 3G) a métricos (Prancha 3H), e por vezes, um dos seus limites pode ser marcado pela dissipação de megacristais de ortopiroxênio, presentes de forma esparsa na encaixante harzburgítica.

Microscopicamente, estas rochas são compostas predominantemente por clinopiroxênio, perfazendo até 97% da moda, seguido por olivina, ortopiroxênio, anfibólio e minerais opacos, em proporções menores do que 2%. Os cristais de clinopiroxênio são hipidiomórficos a xenomórficos, variando em dimensão de menos do que 1 mm a mais de 5 mm, tendo em suas bordas grãos menores comumente associados de olivina, ortopiroxênio e anfibólio, os primeiros ocorrendo também na forma de inclusões. Anfibólio e talco ocorrem como produto de alteração de clinopiroxênio, e de clinopiroxênio e ortopiroxênio, respectivamente. Alguns dos maiores grãos de clinopiroxênio apresentam lamelas de ex-solução e por vezes estão deformados (Prancha 4A), com presença de *kinks* e extinção ondulante. Minerais opacos perfazem até 1% da composição modal, com granulometria fina a muito fina, forma anédrica a subédrica, ocorrendo

como inclusões em clinopiroxênio e olivina, tratando-se muito provavelmente de magnetita. Espinélio marrom esverdeado ocorre como grãos finos a muito finos ou como intercrescimentos vermiformes em grãos de clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivina. Vênulas milimétricas de serpentina cortam e alteram grãos de clinopiroxênio. A textura é classificada como adcumulática (Bard, 1986).

As porções wehrlíticas sob o microscópio exibem texturas que variam de adcumulática a mesocumulática, com cristais de clinopiroxênio hipidiomórficos a xenomórficos, com dimensão variando de 1 a > 5 mm, onde alguns deles exibem extinção ondulante, geminação, lamelas de ex-solução e inclusões de minerais opacos, olivina e espinélio marrom, além de bordas fortemente serpentinizadas. A olivina apresenta-se em cristais com dimensões menores do que 1 mm até 5 mm e são xenomórficos, formando faixas quase que contínuas entre cristais de clinopiroxênio. O ortopiroxênio é xenomórfico predominantemente, colocand-se nos espaços intergranulares, o que traduz um material tipo intercumulus.

Em termos de química mineral, os cristais de clinopiroxênio apresentam valores médios de En= 48,01, Wo= 46,79 e Fs= 5,20, além de valores de Mg# 0,91, de Al₂O₃ de 4,97 e de Cr₂O₃ de 1,16, classificando-se como cromo-diopsídio a cromo-augita. Os grãos de ortopiroxênio possuem valores médios de En= 86,05, Wo= 12,38 e Fs= 1,57, com valores de Mg# de 0,88, Al₂O₃ de 3,76 e Cr₂O₃ de 0,81, classificando-os como cromo-enstatita.

A química mineral do clinopiroxenito é comparável àquela de diques de clinopiroxenito da falha transformante de Terevaka (Constantin, 1999), conforme o gráfico da Figura 3.5. O ambiente desta falha tem sido apontado como uma porção de manto oceânico fortemente impregnada por magmas ascendentes (Hekinian *et al.*, 1992, Constantin, 1999).

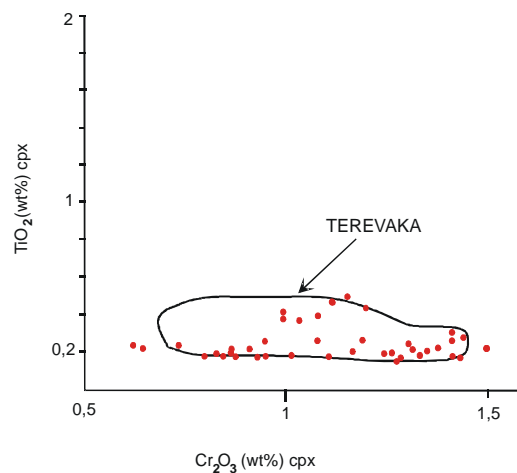
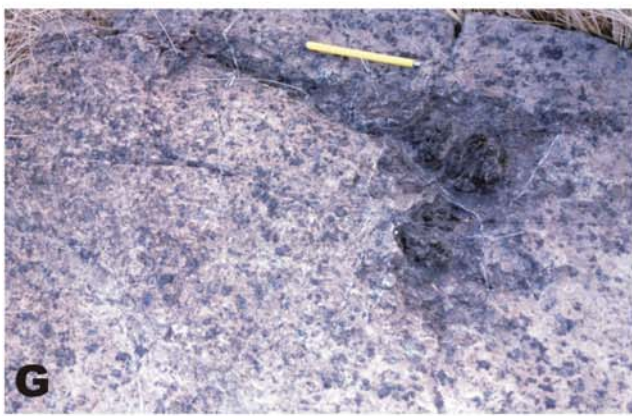
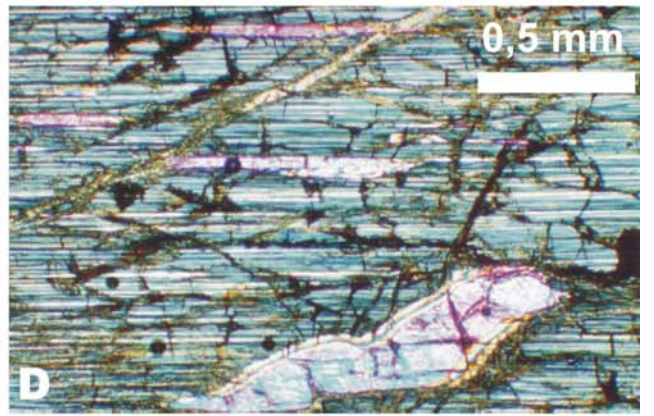


Figura 3.5 – Diagrama Cr₂O₃ vs. TiO₂ apresentando o campo composicional de diques de clinopiroxenito da falha transformante de Terevaka (Constantin, 1999) e os dados de clinopiroxênio de diques de clinopiroxenito do Complexo Quatipuru (pontos vermelhos).



PRANCHA 3

Wehrlito

Diques de wehrlito foram identificados apenas numa região do complexo, variando de 2 até 50 cm de espessura. Trata-se de rocha fortemente serpentinizada, granulação predominantemente média, com xenólitos de harzburgito e cortando diques de clinopiroxenito pegmatóide (Prancha 4B e 4C). O exame microscópico revela que os grãos de olivina e clinopiroxênio estão totalmente serpentinizados.

Olivina gabro

Os diques de olivina gabro ocorrem por toda a extensão do complexo e a maioria deles não apresenta margens de resfriamento rápido (*chilled margins*), indicando que a temperatura de intrusão dos diques era muito próxima à do harzburgito encaixante, porém tal harzburgito não apresenta halos duníticos no contato com estes diques, como descrito anteriormente para os diques piroxeníticos.

Os diques de olivina gabro variam em espessura de 3 a 25 cm (Prancha 4D). Alguns exibem bandamento composicional e/ou textural, de espessura centimétrica, paralelo a subparalelo aos contatos com a encaixante (Prancha 4E), sendo tal bandamento definido por bandas leucogabroicas e gabroicas com textura mesocumulática.

Esses diques comumente mostram sua mineralogia original bastante alterada, devido a processos de propilitização. Por vezes a mineralogia máfica original é preservada e representada por cristais de clinopiroxênio, olivina e ortopiroxênio, enquanto os grãos de plagioclásio encontram-se fortemente alterados (Prancha 4F). As proporções modais desses minerais são variáveis e a definição de uma média ou de uma composição mais freqüente parece ser um exercício inútil. Os tipos texturais variam de mesocumulados, adcumulados até heteroadcumulados, como também diques que apresentam crescimento harrisítico e granulometria grossa nas bordas e centro mais fino e equigranular. A granulometria varia de fina a média e as principais fases acessórias são minerais opacos, anfibólio e zircão.

Alguns diques de olivina gabro apresentam textura milonítica em fluxo mosaico (Bard, 1986), sendo a matriz formada por grãos muito finos (< 1mm) e recristalizados de plagioclásio, clinopiroxênio e anfibólio marrom, onde o primeiro encontra-se mais preservado da alteração, marcado pela presença de geminação polissintética. Grãos finos, de hábito arredondado, de clinopiroxênio e olivina correspondem a porfiroclastos, enquanto grãos subédricos de anfibólio marrom correspondem a porfiroblastos, por vezes formando faixas submilimétricas quase contínuas, o mesmo acontecendo com minerais opacos.

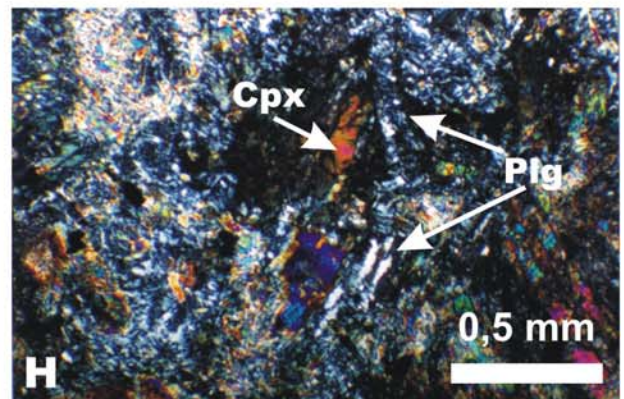
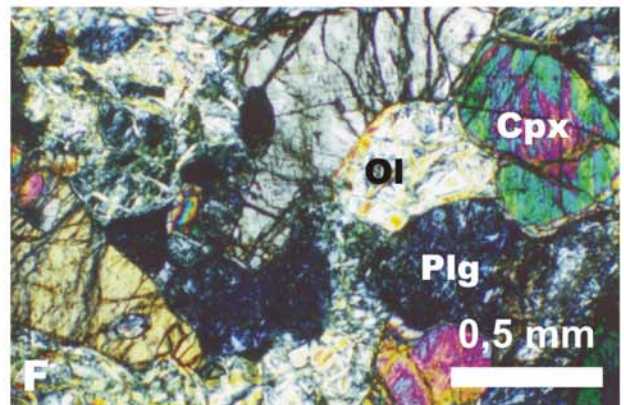
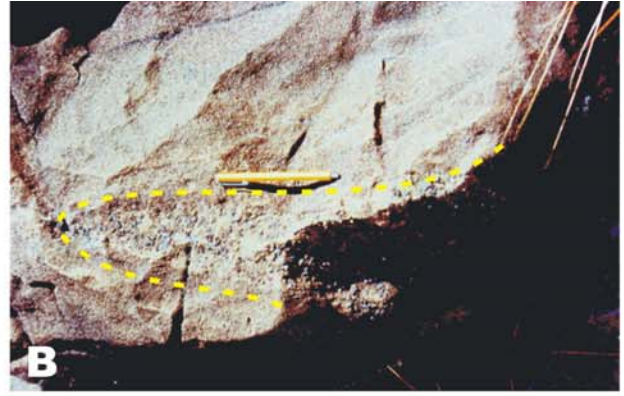
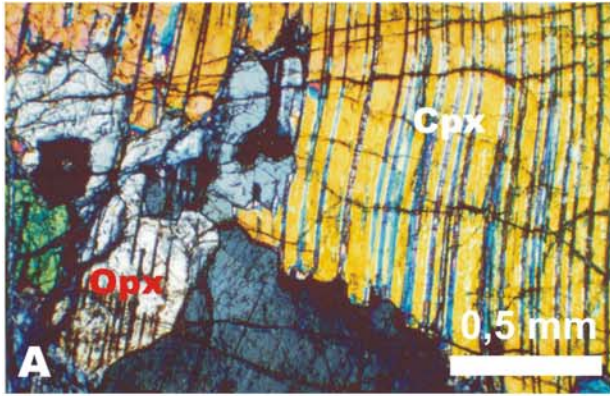
Estudos de química mineral mostram cristais de ortopiroxênio com valores médios de En= 81,35, Wo= 17,10 e Fs= 1,55, com Mg# de 0,83, Al₂O₃ de 0,28 e Cr₂O₃ de 0,43, classificando-os como enstatita. Cristais de clinopiroxênio apresentam valores médios de Mg# de 0,91, de Al₂O₃ de 4,67, Cr₂O₃ de 1,08 e de En= 49,03, Wo= 46,15 e Fs= 4,82. De acordo com o número de cátions de cromo tais grãos classificam-se como cromo-diopsídio a cromo-augita (Morimoto *et al.*, 1988).

Diabásios

Os diques de diabásio ocorrem por todo o complexo e são os mais abundantes, juntamente com os diques de olivina gabro. Variam em espessura de 2 cm a 1,5 m, com textura predominantemente afanítica (Prancha 4G). Sob o microscópio apresentam mineralogia primária bastante modificada, mas por vezes algumas ilhas da textura original subofítica a intergranular são preservadas (Prancha 4H). Por vezes tais diques são vistos cortando *pods* de cromitito, formando *boudins* em meio ao serpentina xisto, ou ainda deformados em zonas de cisalhamento, onde sua mineralogia é transformada para uma assembléia rica em actinolita e clorita. As relações espaciais e temporais destes diques indicam que os peridotitos mantélicos alcançaram níveis rasos, com temperaturas inferiores a 600° C, situação esta igualmente descrita no diápiro de Maqсад (ofiolito de Semail, Omã, Ceuleneer *et al.*, 1996). A caracterização química destas rochas pode ser vista na Tabela 1, e suas similaridades com os basaltos serão discutidas adiante (item 3.3 Geologia do Complexo Morro do Agostinho).

Outros tipos petrográficos

Alguns diques de diabásio são relacionados ao evento de magmatismo básico da Bacia do Parnaíba, sendo portanto de idade Mesozóica e não cogenéticos com os outros diques de diabásio da suíte de diques e *sills*. São intrusões de maior espessura, variando de 3 a 40 metros (os mais espessos encontram-se nas rochas encaixantes do complexo), exibindo assim porções de margem afanítica a microfanerítica e porções centrais com granulação média. Comumente, apresentam textura subofítica preservada, porém com mineralogia alterada por processos intempérico-hidrotermais.



PRANCHA 4

3.2.3. Aspectos estruturais relacionados ao Complexo Quatipuru

O Complexo Quatipuru é um corpo alongado na direção norte-sul, estendendo-se por cerca de 40 km e com largura variável entre 600 e 2.400 m, apresentando ligeiras inflexões para NW e NE, o que gera um aspecto sigmoidal em estreita conformidade estrutural com as rochas encaixantes (Figura 3.6). Além disso, sua geometria de *boudins* evidencia forte estiramento na direção N-S. De maneira geral apresenta uma dominante foliação com caimento para leste, concordante com as rochas encaixantes (Prancha 5A).

Nas rochas encaixantes, o pacote metassedimentar é marcado por uma foliação principal S_1 bem caracterizada em todos os litotipos, apresentando atitude média de $086^\circ/29^\circ$ (*dip direction*). Comumente o acamamento é preservado, facilmente identificado nos metarritmitos tipo *flysch*, dado pela alternância de lâminas de argila, silte e areia, por vezes também com alguns níveis microconglomeráticos. O arranjo destas lâminas comumente indica topo para leste (Prancha 1A), muito embora a presença de dobras no pacote sedimentar possa inverter esta relação.

As dobras (D_1) podem ser identificadas em escala métrica (Prancha 5B e Prancha 1D) e centimétrica com eixos E_1 de orientações para SE e NE, de caimento entre 10° e 20° . Redobramentos suaves das dobras D_1 geram eixos E_2 com orientação para SSE e caimento de 55° , sugerindo a presença de padrões de interferência relacionados a processos de deformação heterogênea na região.

O Complexo Quatipuru possui caracteristicamente um envelope de listwanito que o separa das rochas encaixantes (Prancha 1G). Nas regiões de contato, zonas de cisalhamento alcançam até dois metros em espessura sendo expressas pela milonitização do harzburgito, evento este *sin* tectônico com intenso processo de alteração hidrotermal responsável pela formação do envelope de listwanito. Tal envelope é interpretado como produto de trocas metassomáticas entre o núcleo de serpentinitos e as rochas encaixantes metassedimentares. Talco-clorita xisto ocorre localmente na borda oeste do complexo e corresponde a um produto intermediário de tais trocas, localizando-se na interface entre os serpentinitos e as rochas sílico-hematíticas, compondo com estas últimas a associação litológica denominada listwanito.

As estruturas deformacionais identificadas nas rochas do Complexo Quatipuru podem ser divididas em dois tipos, conforme descrito por Nicolas *et al.* (1999) no ofiolito de Mirdita (Albânia), de acordo com a temperatura de formação em: (i) de alta temperatura (cerca de 1200°C), formadas durante processo de acreção mantélica, e (ii) de baixa temperatura ($800 - 1000^\circ\text{C}$), formadas após a incorporação das rochas dentro da litosfera.

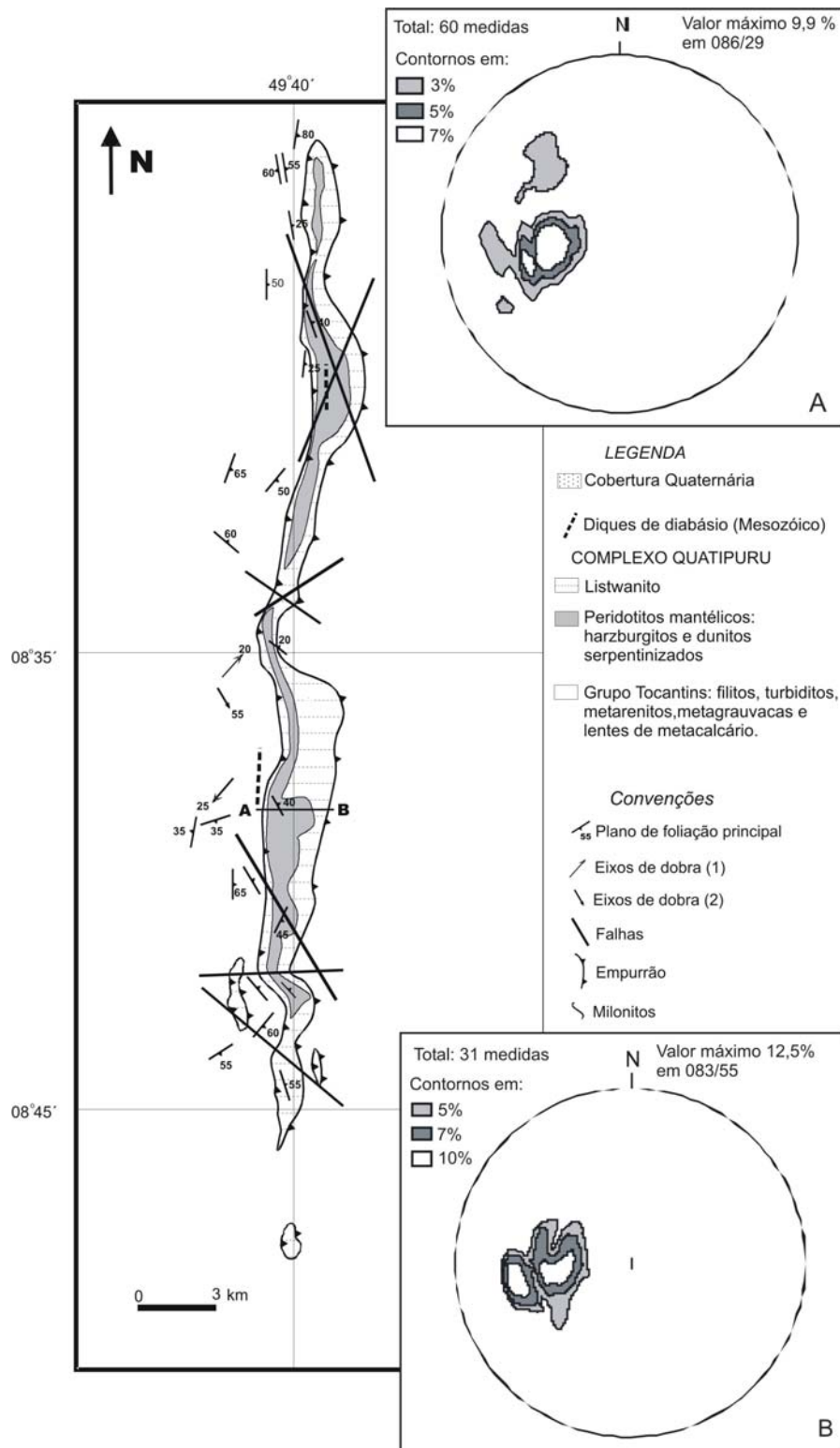


Figura 3.6 – Mapa geológico estrutural do Complexo Quatipuru. A. Estereograma (hemisfério inferior) das rochas metassedimentares. B. Estereograma (hemisfério inferior) das rochas peridotíticas.

As estruturas de alta temperatura são representadas pela textura protogranular (Prancha 2A) e pelo bandamento websterítico associado (Prancha 3E), e pelo arranjo bandado das lentes

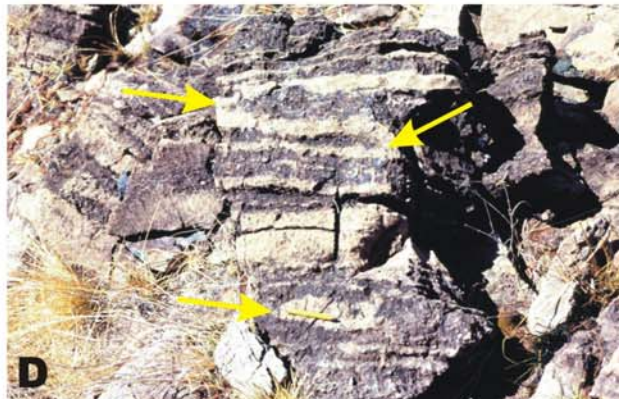
de dunito em meio ao harzburgito (Prancha 5C), originado a partir da combinação de processos deformacionais e de migração de líquidos (*cf.* Nicolas, 1999; Kelemen *et al.*, 1995), durante a acreção do diápiro mantélico a níveis litosféricos.

O *sill* de ortopiroxenito pegmatóide dobrado apresenta grãos de ortopiroxênio não deformados e com orientação caótica na charneira da dobra, evidenciando que a intrusão deste se deu concomitante com a formação e dobramento da foliação mantélica dos harzburgitos (Prancha 3A). Efeitos deste dobramento são vistos também no bandamento websterítico e se associam a processos de migração de líquidos (Prancha 5D).

As estruturas de baixa temperatura são caracterizadas por zonas de cisalhamento dúcteis, marcadas pela formação de milonitos, localizadas nos contatos harzburgito-listwanito (Prancha 5E) e nas porções centrais do complexo, representadas por porções de serpentina-xisto (Prancha 5F). Nestas porções, a foliação S_1 apresenta-se anastomosada e com microdobras intrafoliais com vergência para oeste, sendo paralela a S_m (foliação mantélica). *Boudins* de harzburgito protogranular (Prancha 5G) e de diques de olivina gabro (Prancha 5H) ocorrem em meio as porções de serpentina xisto. Sob o microscópio o serpentina xisto é caracterizado por um forte achatamento das celas individuais da textura *mesh* e maior preservação dos grãos de bastita, enquanto que nos diques de olivina gabro grãos de plagioclásio apresentam-se recristalizados. Dique de diabásio que corta *pod* de cromitito apresenta-se boudinado (Prancha 6A), marcando a deformação posterior ao último evento de magmatismo relacionado a construção de litosfera oceânica. A média de S_1 nas porções de estruturas de baixa e alta temperatura é de $083/55^\circ$, conforme o estereograma da Figura 3.7.B.

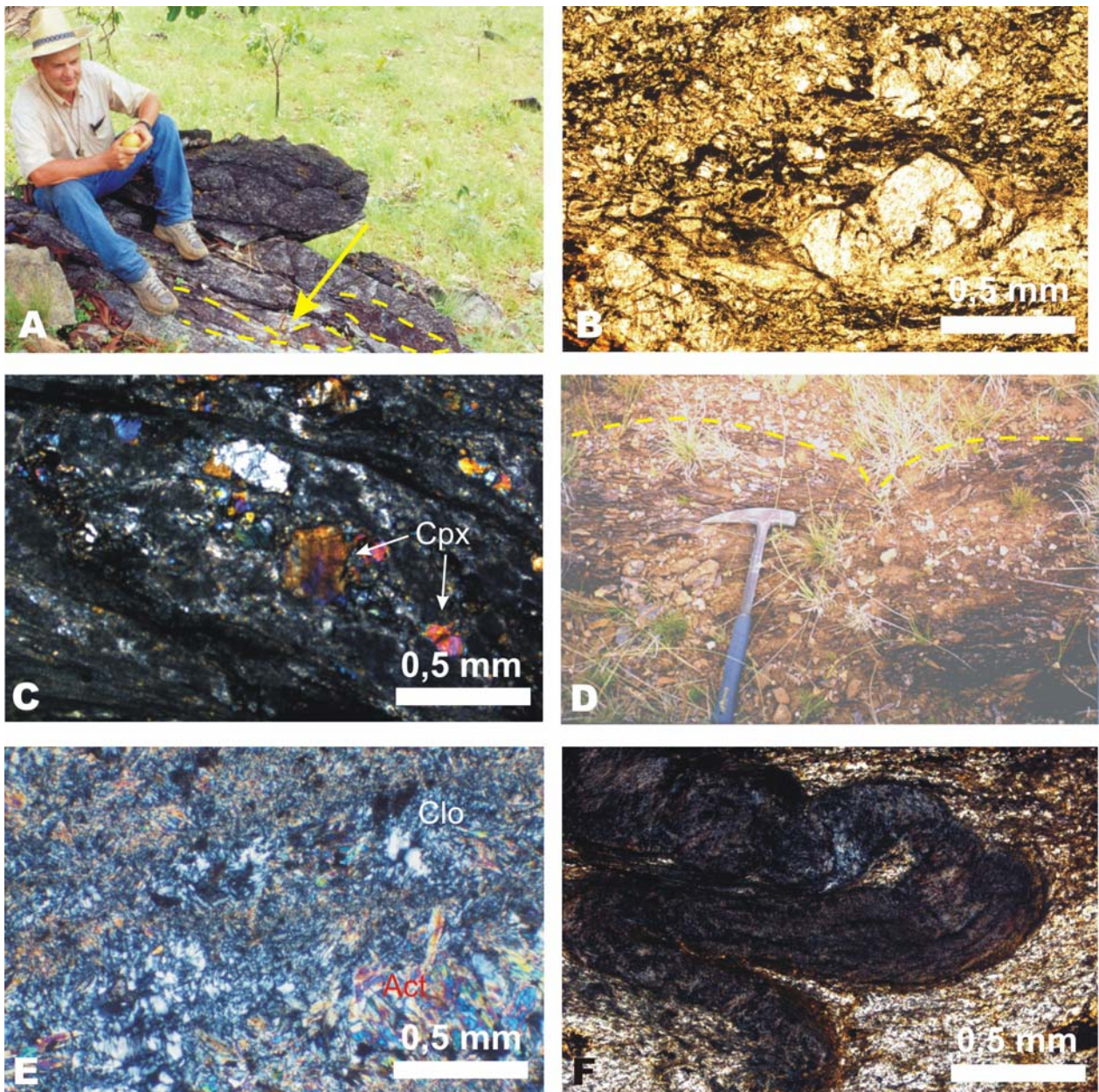
Nas porções centrais do complexo as zonas de cisalhamento variam em espessura de 1 a 13 metros, bem como na intensidade da milonitização, formando porções de ultramilonitos e milonitos, tanto no harzburgito (Prancha 6B) como nos diques básicos (Prancha 6C). Uma destas zonas com largura de 13 m e estruturas *in situ* mostra padrão anastomosado (Prancha 6D), onde amêndoas individuais têm 5 m de largura e atitudes que variam de $080/55$ a $090/55$ (*dip direction*). Associado a esta zona tem-se uma faixa de 1 metro de espessura de silicificação. Sob o microscópio, tal zona apresenta grãos de quartzo com forte extinção ondulante associados com finos grãos de minerais opacos.

A composição mineralógica dos serpentinitos, caracterizada pela presença de lizardita e crisotila, posiciona estas rochas em fácies metamórfico de grau baixo (até xisto-verde). A preservação da textura *mesh* e de elementos estruturais de origem mantélica nas rochas



PRANCHA 5

peridotíticas, indica que o processo de serpentinização se deu de maneira estática, conformesugerido por Früh-Green *et al.* (1996; *in* Dilek *et al.*, 1998) para peridotitos serpentinizados da região de Hess Deep (Pacífico leste).



PRANCHA 6

Nas rochas encaixantes a paragênese mineral melhor desenvolvida é encontrada nas metagrauvacas, onde as presenças de clorita e muscovita definem a fácies xisto-verde baixa. O melhor indicador do grau metamórfico nas rochas do complexo são os diques gabróicos. Os diques de olivina gabro deformados exibem uma associação de clorita-actinolita (Prancha 6E), além do que a recristalização de grãos de plagioclásio em *boudins* de olivina-gabro indica condições próximas de 400° C, indicando que as zonas de cisalhamento se posicionam na fácies xisto-verde. Tais feições deformacionais podem ser herança de eventos de desnudação tectônica ainda em ambiente oceânico, ou serem resposta ao evento de obducção, quando do posicionamento do complexo na zona de sutura.

Localmente, na região do Bananal o contato dos serpentinitos com o as rochas sílico-hematíticas é marcado pela presença de talco-clorita xisto, que constitui uma estreita faixa de 0,5 m de espessura, com presença de microdobras pitgmáticas (Prancha 6F) e crenulações, as primeiras formadas por intenso achatamento.

O estilo de deformação e o baixo grau metamórfico das rochas do Grupo Tocantins, bem como o grau de preservação dos corpos ofiolíticos associados, indicam que tais rochas tiveram baixo grau de soterramento crustal, igualmente como descrito na região do sistema Alpino-Apenino por Dilek *et al.* (2007). Sendo assim, a amalgamação ou ancoragem (*docking*) entre os diversos terrenos envolvidos se deu em condições rasas, e o desmebramento dos corpos ofiolíticos é resposta ou ao forte achatamento devido a colisão frontal ou a movimentos com componente oblíqua, conforme descrito por Abreu *et al.* (1994).

Baseado em informações de trabalhos anteriores e deste trabalho, o arranjo litoestratigráfico para as rochas do Grupo Tocantins é caracterizado pelo empilhamento de terrenos de ambientes geológicos distintos, caracterizados por: cobertura plataformar, sedimentos de fundo marinho e litosfera oceânica (Figura 3.7).

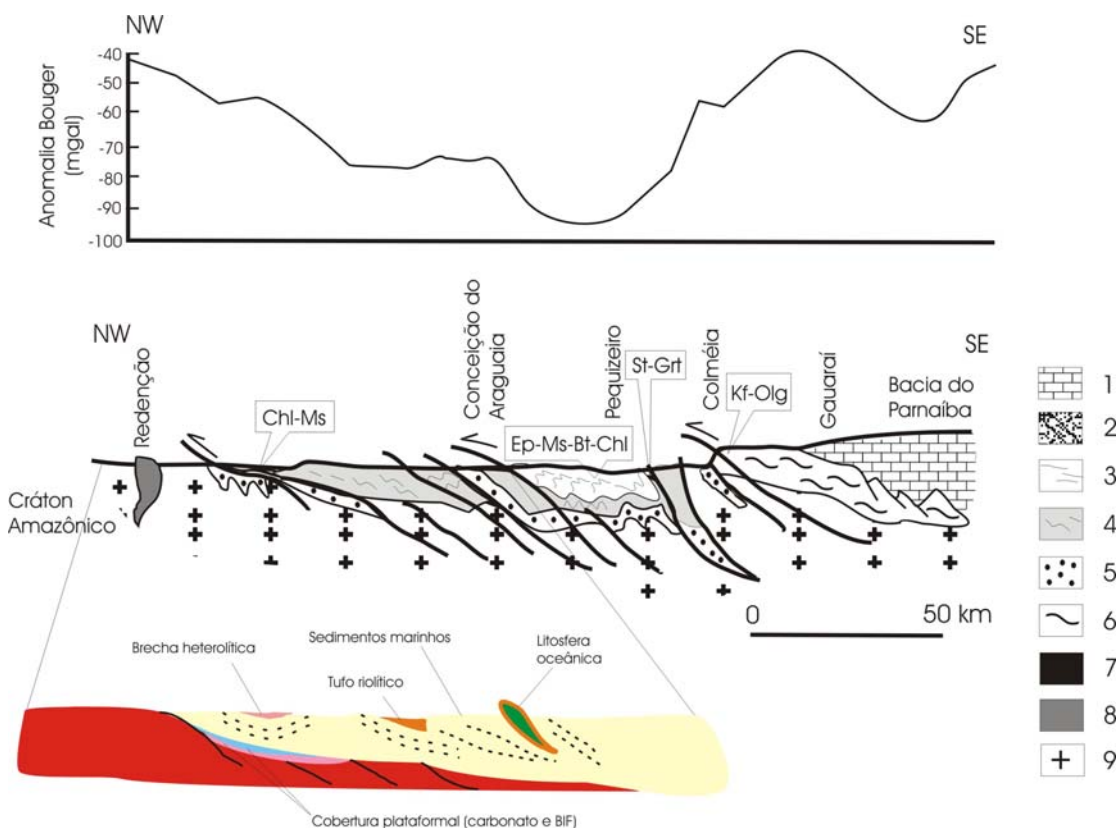
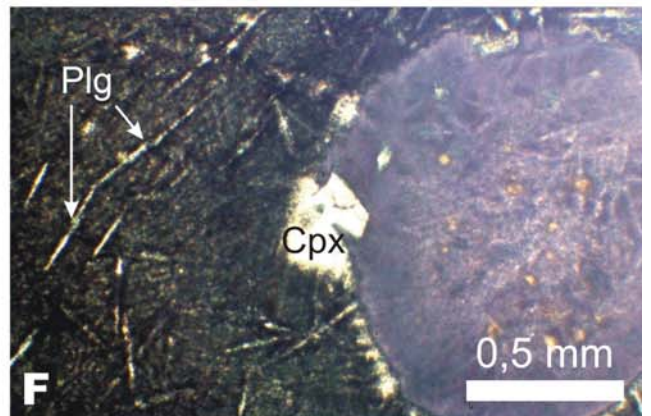
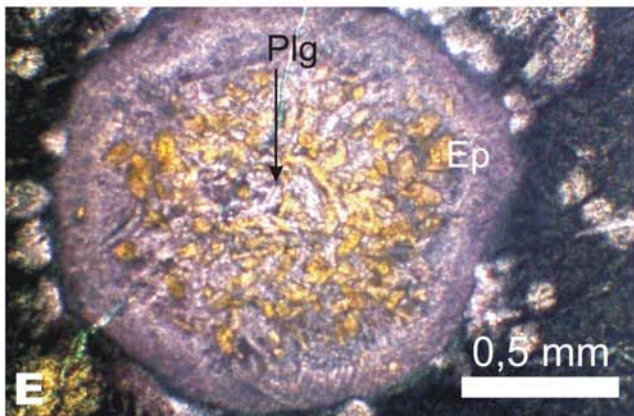


Figura 3.7 – Perfil litoestratigráfico das rochas metassedimentares da Faixa Araguaia, com detalhe para porção oeste do Grupo Tocantins (figura colorida), associado com perfil Bouguer. Baseado em informações de campo, de Osborne (2001; com. verbal) e Villas *et al.* (2007) e Abreu *et al.* (1994).

3.3. Geologia do Complexo Morro do Agostinho

Localizado próximo à cidade de Araguacema (TO), este complexo têm cerca de 3 km de extensão e orientação preferencial NW-SE (Figura 3.1). As melhores exposições estão na porção leste, sendo representadas pela associação de harzburgito e basalto variolítico com estruturas em almofadas. Tais rochas formam megalentes de direção geral NNE, isoladas e tectonicamente alojadas nas rochas metassedimentares encaixantes. Possuem também envelope de listwanito. O harzburgito apresenta textura protogranular com faixas cisalhadas locais compostas por serpentina xisto. É frequentemente cortado por diques de clinopiroxenito pegmatóide com xenólitos de dunito e harzburgito à semelhança do Complexo Quatipuru.

O basalto ocorre em extenso afloramento de frente de pedreira com área aproximada de 2.500 m², apresentando estruturas almofadadas (Prancha 7A e 7B), brechas de fragmentos de almofadas e brechas de hialoclastitos. A análise das almofadas individuais de basalto variolítico mostra que elas possuem dimensões do eixo maior variando de 0,5 a 1 m e revela uma zonação característica, semelhante àquela descrita por Dimroth *et al.* (1978) em lavas arqueanas na área



PRANCHA 7

de Rouyn-Noranda (Canadá), com quatro zonas principais, que são: (a) zona externa: material interalmofadas, esverdeado, por vezes com a presença de variólas deformadas por fluxo do material interalmofadas e fragmentos de almofadas de dimensão centimétrica (Prancha 7C); (b) zona mediana I: rocha afanítica a vítrea, esverdeada, com presença de grande quantidade de variólas, variando de 0,5 a 8 milímetros em dimensão, por vezes exibindo zoneamento concêntrico, podendo formar aglomerados (Prancha 7C); (c) zona mediana II: correspondente ao contato entre basalto não alterado, castanho arroxeadado, e a porção esverdeada da zona mediana I, caracterizada por um contato onde aparentemente ocorreu escape de variólas (Prancha 7D) e (d) basalto não alterado, arroxeadado, afanítico, cortado por vênulas de quartzo (Prancha 7D). A estrutura variolítica destas lavas pode indicar imiscibilidade de líquidos.

Ao microscópio, a zona mediana I exhibe variólas com formas arredondadas a irregulares, compostas por material muito fino em suas bordas; internamente, algumas delas apresentam diminutos cristais de epidoto correspondendo a antigos cristais de plagioclásio (Prancha 7E). Por vezes, algumas destas variólas possuem em suas bordas prováveis antigos cristais de olivina e clinopiroxênio, alguns deles formando aglomerados (Prancha 7F). O basalto não alterado apresenta textura variolítica, caracterizada por leques formados por ripas divergentes de plagioclásio associadas com grãos finos de plagioclásio e clinopiroxênio.

A *brecha de fragmentos de almofadas* apresenta fragmentos que variam de 0,5 até 10 cm de diâmetro, em sua maioria com forma subarredondada e subordinadamente subangulosa. Um fino zoneamento concêntrico nas bordas destes fragmentos é comumente observado, além da presença de esferulitos nas porções centrais (de dimensão menor do que as variólas presentes nas bordas das almofadas). A matriz que suporta os fragmentos é composta por material vítreo e por fragmentos de tamanho diminuto. Nota-se ainda um aspecto sigmoidal quando esta matriz envolve certos fragmentos, levando a crer que estes sofreram alguma movimentação, mesmo que restrita, durante o fluxo da lava.

A *brecha de hialoclastito* exhibe uma textura fragmentária (Cas & Wright, 1988), caracterizada pela abundância de fragmentos líticos de tamanhos variados, sendo predominante a fração *lapili*, em relação aos fragmentos maiores (blocos), suportados por matriz vítrea (Prancha 7G). Os fragmentos variam de angulares a arredondados e possuem caráter cognato; alguns dos fragmentos estão plasticamente deformados, enquanto outros estão fraturados. O exame microscópico destes fragmentos revela a presença de grande quantidade de micrólitos (e mais raramente microfenocristais) de plagioclásio, com sobrecrecimento esferulítico, em meio a uma matriz vítrea. Vênulas de quartzo, clorita e epidoto cortam a rocha de maneira aleatória.

Esferulitos e micrólitos representam feições de resfriamento rápido (*quenching*), o que, aliado ao aspecto bandado e por vezes deformado de alguns fragmentos, evidencia a formação de crostas de resfriamento quando do contato da lava com a água do mar. Admite-se que, posteriormente, tais crostas foram envolvidas pelo fluxo contínuo de lavas, gerando estruturas de autobrechação do tipo brechas de hialoclastitos (*cf.* Cas & Wright, 1988).

Atividade hidrotermal tardia associada a estes basaltos é representada por porções métricas de brechas hidráulicas fortemente epidotizadas, comumente com vênulas de carbonato e quartzo associadas, sendo marcante a ausência de sulfetos (Prancha 7H). Tal atividade corresponde ao evento mais tardio identificado, pois corta todas as estruturas descritas anteriormente.

Um estudo preliminar da composição química de duas amostras de rocha basáltica do Morro do Agostinho, uma espilitizada (MA-01) e outra não hidrotermalizada (MA-01.F), e duas amostras de diques de diabásio do Complexo Quatipuru (QT-39.F e QT-55.B) permitiu a caracterização do ambiente tectônico de formação da sequência ofiolítica e a comparação com basaltos da Serra do Tapa (Kotschoubey *et al.*, 2005).. O plot de SiO₂ versus FeO^t/MgO (Figura 3.8) das lavas e dos diques identifica o caráter toleítico dos mesmos, classificando-os como basaltos sub-alcálicos (Figura 3.9). As amostras de lavas e dos diques quando plotadas em diagramas discriminantes de ambiente tectônico (Figura 3.10) mostram comumente assinaturas do tipo MORB e/ou basaltos de bacia *back-arc* (BABB; Pearce & Cann, 1973; Shervais, 1982), exceto para um dique de diabásio que plota no campo de toleito de arco. Todos estes diagramas demonstram que os diques de diabásio possuem composição química mais primitiva do que as lavas basálticas, devido a maiores conteúdos de Cr e MgO, e mais baixos de SiO₂, Ti e V.

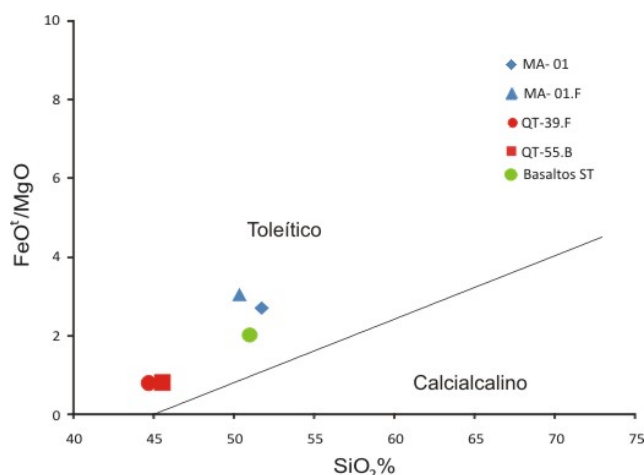


Figura 3.8 - Diagrama SiO₂% versus FeO^t/MgO dos basaltos e diques do complexo ofiolítico Quatipuru-Morro do Agostinho (modificado de Miyashiro, 1974). Os basaltos da Serra do Tapa (ST) corresponde a média de seis amostras apresentadas em Kotschoubey *et al.* (2005). FeO^t corresponde a soma de Fe₂O₃ e FeO.

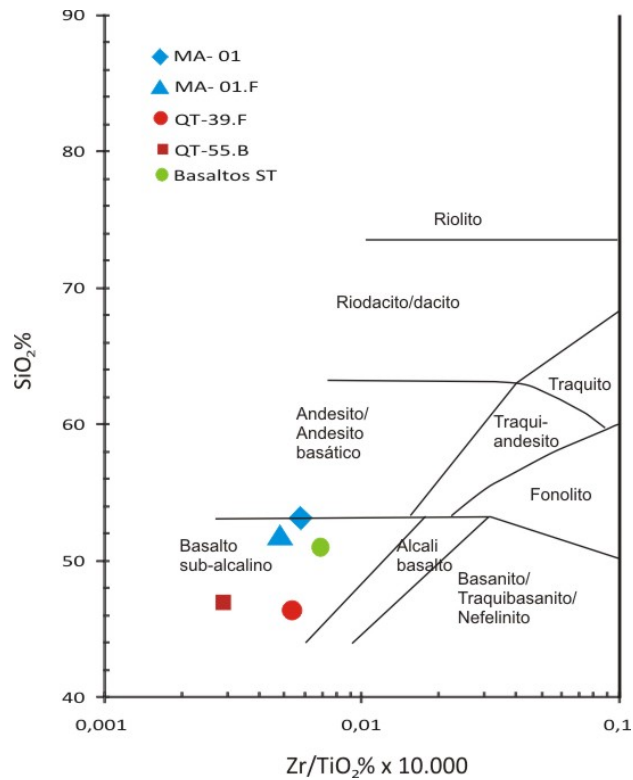


Figura 3.9 – Classificação geoquímica dos basaltos e diques do complexo Quatipuru-Morro do Agostinho, no diagrama de Winchester & Floyd (1977).

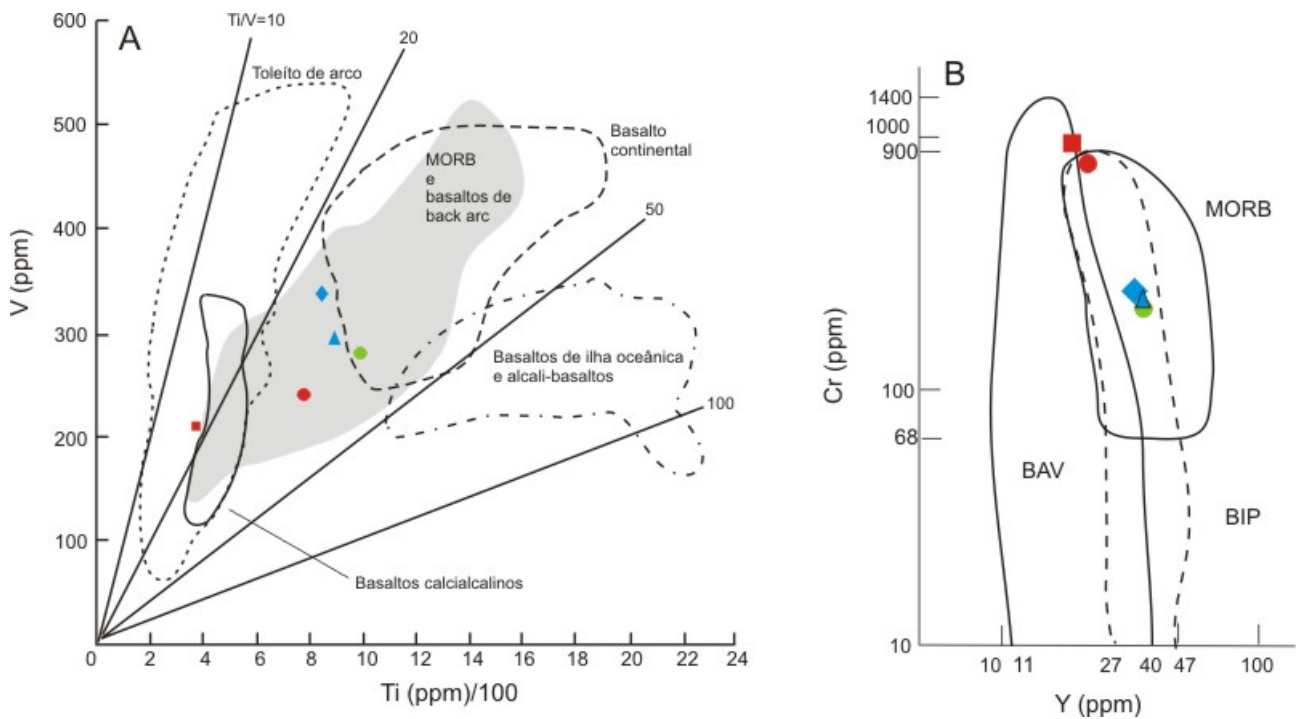


Figura 3.10 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico para basaltos. A. Diagrama de V versus Ti (Shervais, 1982). B. Diagrama Y versus Cr (Pearce & Cann, 1983). MORB – mid-ocean ridge basalts; BAV – basaltos de arco vulcânico e BIP – basaltos intraplaca. Símbolos como na Figura 3.8.

Os elementos terras raras dos diques de diabásio mostram *trends* fracionados entre ETRL e ETRP (Figura 3.11), sendo também este o padrão do basalto espilitizado (MA-01). O basalto preservado (MA-01.F) mostra um padrão levemente enriquecido em ETRM (MREE) sobre ETRL e ETRP e quando comparado a basaltos de vários ambientes tectônico, mostra similaridade com o padrão de MORB (*mid-ocean ridge basalts*) e de BABB (*back-arc basin basalts*). A amostra de dique de diabásio QT-39.F mostra padrão semelhante a basalto de arco.

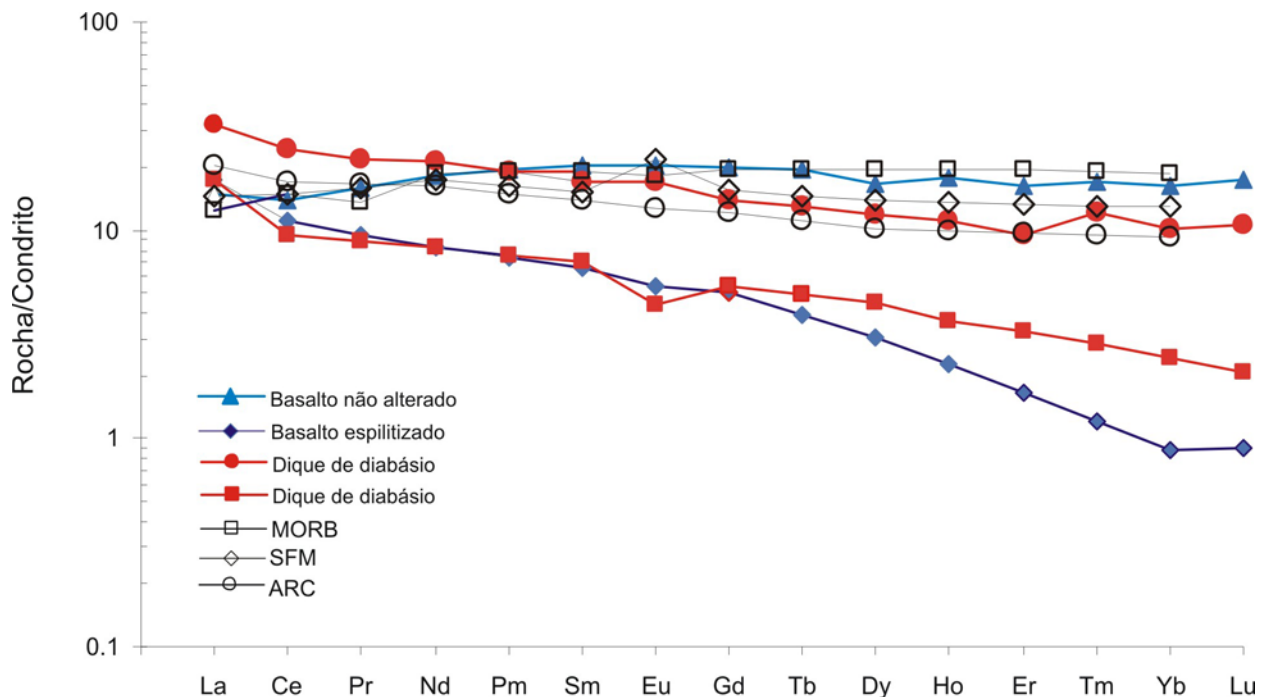


Figura 3.11 – Padrões de ETR para amostras de basalto fresco (MA-01F) e basalto espilitizado (MA-01) do Morro do Agostinho e diques de diabásio (em vermelho) do Complexo Quatipuru. SFM: representam a média de 22 amostras do sul da fossa de Marianas; MORB: média de 26 amostras frescas de vidro e ARC: típico basalto do Arco de Marianas, todas compiladas de Gribble *et al.* (1998). Normalização para o condrito de Boyton (1984).

Outros elementos traços foram plotados no diagrama de Pearce (1983) tentando estabelecer o comportamento dos elementos móveis (Sr, K, Rb e Ba) e imóveis normalizados a MORB (Figura 3.12). Com relação aos elementos imóveis, apesar de alguns picos negativos em amostras de basalto (MA-01) e dique de diabásio (QT-55.B), o comportamento de tais elementos assemelha-se àqueles de MORB e de BABB. A amostra de basalto fresco MA-01F apresenta padrão mais próximo ao de MORB do que todas as outras amostras. O restante das amostras apresenta padrão enriquecido dos elementos imóveis com tendência de suavização da curva para os elementos imóveis mais incompatíveis (Th, Ta, Nb e Ce), ficando entre um padrão tipo OIB (*oceanic island basalt*) e BABB (representado por uma média de amostras de sul da fossas de

Marianas – SFM), similar ao padrão E-MORB (*enriched-MORB* de Sun & McDonough, 1989) (Figura 3.12).

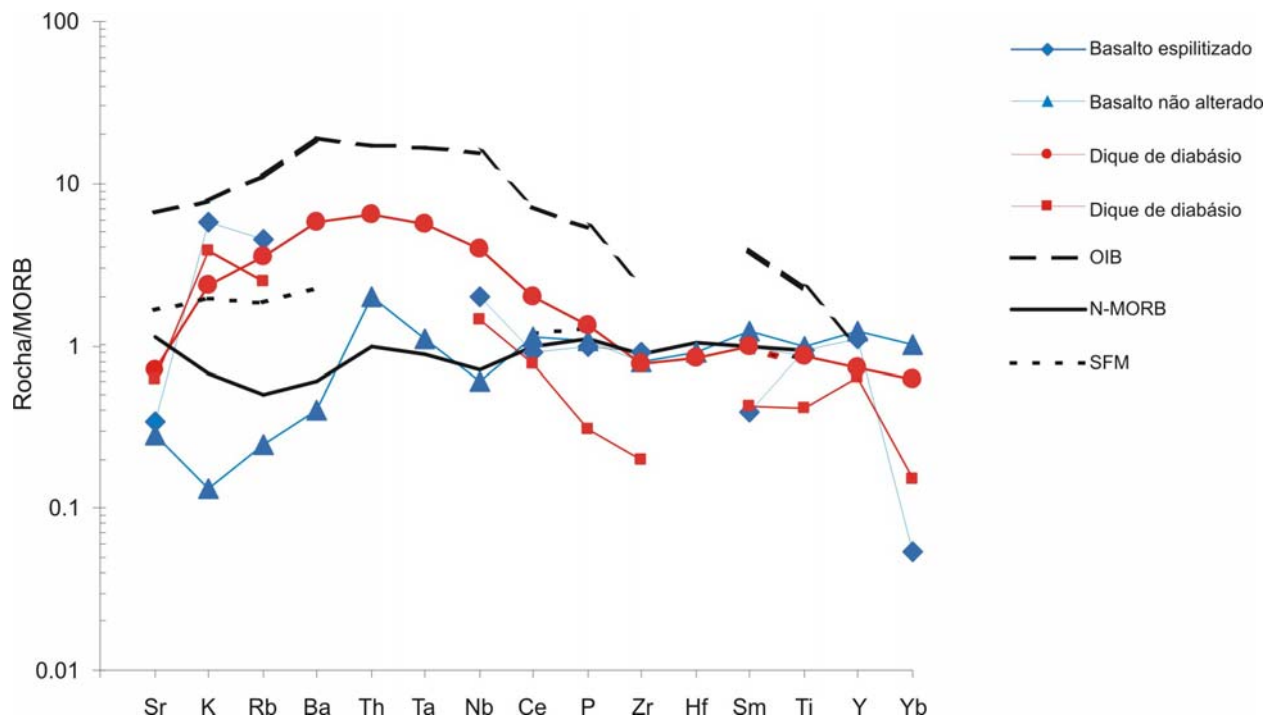


Figura 3.12 – Diagrama multielementar de Pearce (1983) para basaltos do Morro do Agostinho e diques de diabásio do Complexo Quatipuru. Dados plotados para comparação são o de OIB de Sun (1980), N-MORB de Saunders & Tarney (1984) e SFM de Gribble *et al.* (1996; *in* Gribble *et al.*, 1998).

3.4. Discussão dos dados obtidos

Ceuleneer (1991) estudou a estrutura diapírica do maciço de Maqsad (ofiolito de Semail) e descreveu estruturas de fluxo mantélico subdividindo-a em duas zonas que são (a) zona de ascensão e (b) zona divergente. A zona de ascensão é marcada pela presença de foliação e lineação de alto ângulo em harzburgitos, estes interpretados como resíduos de fusão após extração em grandes profundidades no diápiro. A zona divergente é marcada por foliação e lineação de mais baixo ângulo nos harzburgitos e por uma zona de transição de menor espessura quando comparada àquela sobre a zona de ascensão.

Na zona de ascensão, abaixo de 2 km da paleo-Moho, raros relictos de líquido no harzburgito são presentes, porém as mais comumente observadas são bandas duníticas discordantes, de espessura decimétrica a centimétrica. Tais bandas são marcadas em alguns locais por pequenos e descontínuos bolsões gabróicos ou por cristais individuais de plagioclásio e (ou) clinopiroxênio, cristalizados provavelmente de um magma basáltico retido durante seu caminho a níveis mais rasos. Os dunitos são interpretados como produto de reação sólido-

líquido, refletindo intensa circulação e reação entre um líquido basáltico ascendente e peridotito mantélico, conforme discutido por Kelemen *et al.* (1995) e Suhr (1999). Esta zona ainda é quase totalmente ausente de diques máficos bem desenvolvidos e quando presentes apresentam margens duníticas apontando a fusão incongruente ou dissolução reativa de enstatita no harzburgito (Leblanc & Ceuleneer, 1992).

Em contraste a esta zona de ascensão, a zona divergente do diápiro é marcada por fluxo horizontal e pela ausência de estruturas de reação. Tal zona é caracterizada por intensa deformação plástica e intrusões de diques gabróicos (gabros de granulação grossa, microgabros e diabásios), dispondo claras relações intrusivas com os harzburgitos e sem margens duníticas, marcando significativa diminuição de temperatura a distância da zona de ascensão (Ceuleneer, 1991; Leblanc & Ceuleneer, 1992).

O Complexo Quatipuru possui registros de estruturas de fluxo mantélico tanto da zona de fluxo vertical (zona de ascensão) quanto da zona de fluxo divergente. As lentes duníticas, presentes por todo o complexo, representam antigos condutos de migração de magmas para a superfície, e por vezes possuem congeladas evidências destes magmas, exemplificadas pelas segregações de plagioclásio e clinopiroxênio (Prancha 2H). Tais condutos por vezes comportaram-se como pequenas câmaras magmáticas onde houve a precipitação de nódulos de cromita. Os dunitos e cromititos representam os mais antigos produtos de processos magmáticos de reação e acumulação, marcando estruturas de fluxo vertical (Ceuleneer, 1991) durante a ascensão do diápiro do Quatipuru.

O bandamento websterítico e o plano axial da dobra do *sill* de ortopiroxenito pegmatóide definem um plano de foliação interpretado como estrutura de fluxo divergente. Tal fluxo marca também a estabilização final e formação da textura protogranular dos harzburgitos. Interpreta-se que a foliação da zona de ascensão foi paralelizada à foliação da zona de fluxo divergente.

A cronologia, textura e relações estruturais dos diques no Complexo Quatipuru (Figura 3.13) apontam que após um evento astenosférico com fluxo plástico associado, aproximadamente 2 km abaixo da paleo-Moho, a porção mantélica do diápiro Quatipuru atingiu nível litosférico, onde o harzburgito teve sua recristalização final (formação da textura protogranular) e a intrusão de alguns diques de clinopiroxenito pegmatóide tardios (corpos tabulares), e de diques de olivina gabro. Posteriormente, esta mesma porção mantélica elevou-se para níveis litosféricos de crosta rasa como indicado pela intrusão dos diques de diabásio (Figura 3.14). Este nível foi propício à ação intensa de processos hidrotermais, como o de serpentinização nos peridotitos e o de propilitização nos diques básicos.

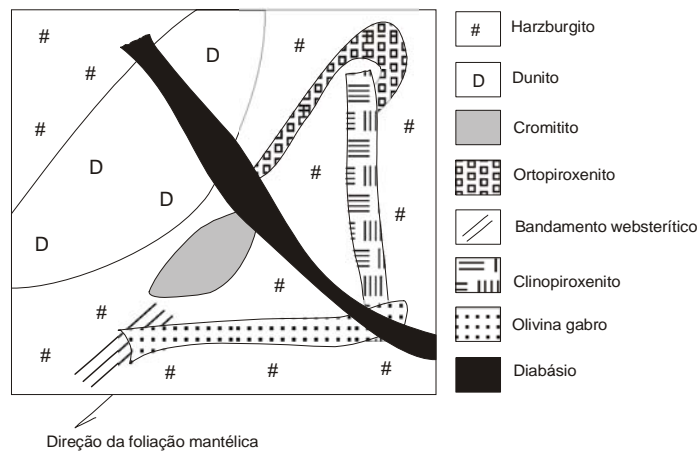


Figura 3.13 – Relações temporais entre as principais rochas e estruturas do Complexo Quatipuru. As estruturas mais antigas são paralelas à foliação mantélica, enquanto as mais tardias truncam esta estrutura.

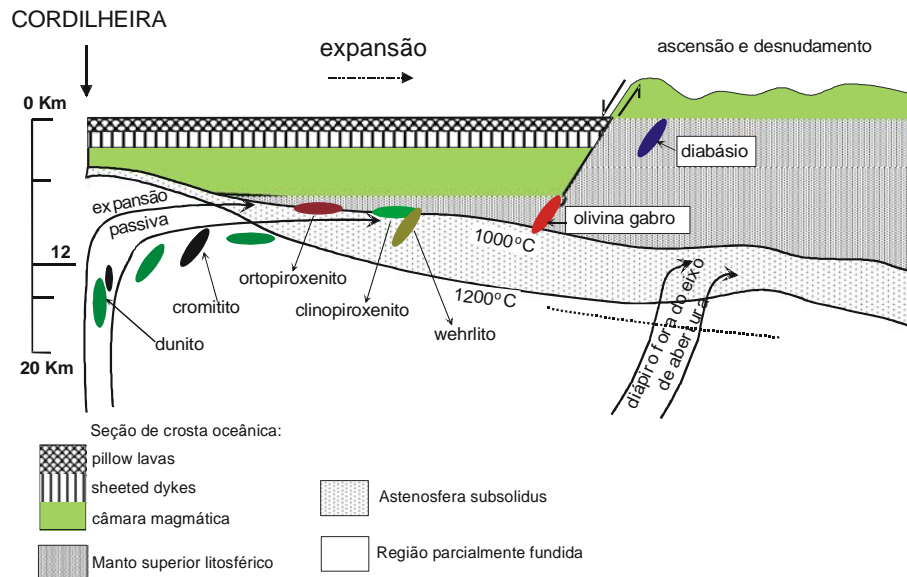


Figura 3.14 – Modelo para evolução da suíte de diques mantélicos do Complexo Quatipuru em ambiente de litosfera oceânica. Os pods de cromitito, diques de ortopiroxenito e clinopiroxenito apresentam bordas de reação com o harzburgito encaixante (halo dunítico), indicando efeitos de dissolução do ortopiroxênio do harzburgito. Diques de wehrlito, olivina gabro e diabásio indicam posicionamento da porção de manto em condições mais frias e mais elevadas em litosfera oceânica. O nível mais raso alcançado em litosfera oceânica foi marcado pelas intrusões dos diques de diabásio e pela ação do processo de serpentinização. Modificado de Suhr (1999).

As rochas do Complexo Quatipuru e suas relações estruturais são semelhantes àquelas associadas à Zona de Transição de Moho em muitos complexos ofiolíticos (*e. g.* Semail), conforme descrito por Boudier & Nicolas (1995). Comparações com análogos modernos são encontradas em Constantin (1999), que estudando a falha Garrett, descreve harzburgitos impregnados com lentes irregulares e diques de composição gabróica e/ou piroxenítica, e ainda

troctolitos e dunitos associados, propondo que esta associação litoestrutural corresponderia a uma típica zona de transição de Moho.

As estruturas encontradas nas rochas basálticas do Morro do Agostinho, tais como brechas de hialoclastitos e brechas de fragmentos de almofadas, são semelhantes, por exemplo, àquelas descritas por Busby-Spera (1987) para fácies de lavas basálticas extravasadas na bacia de *back-arc* na Ilha de Cedros, México.

A proximidade espacial dos complexos Quatipuru e Morro do Agostinho, expressando uma associação harzburgito-lavas basálticas, é semelhante àquela descrita por Hekinian *et al.* (1992) na falha transformante Garrett, na dorsal do Pacífico Leste. Nesta falha, estes autores descreveram uma exposição crosta-manto caracterizada pela associação de peridotitos serpentinizados e brechas vulcânicas metamorfsadas (Figura 3.15), além do que registraram atividade vulcânica recente na referida falha, na forma de lavas basálticas extravasadas em contato direto sobre os peridotitos mantélicos.

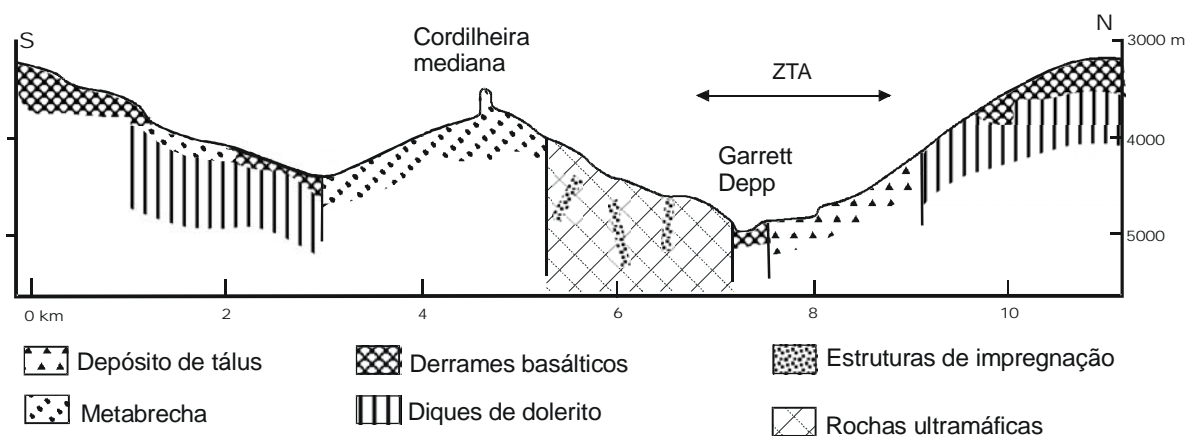


Figura 3.15 – Modelo interpretativo apresentando o principal modo de distribuição das unidades litológicas do fundo oceânico, observada na porção leste da falha transformante de Garrett. Notar que derrames basálticos recentes comumente extravasam nas partes mais profundas da falha transformante (encostas e vales) durante movimentos tensionais. Uma porção da cordilheira mediana sofre deformação tipo rúptil e alteração metamórfica (metabrecha da fácies zeólita e xisto verde) durante a colocação das rochas ultramáficas. ZTA- zona tectônica ativa. Modificado de Hekinian *et al.* (1992).

As rochas e estruturas encontradas nos complexos Quatipuru e Morro do Agostinho apontam que tais complexos fazem parte da mesma seção de litosfera oceânica construída no Neoproterozóico, registrando história de eventos ocorridos desde condições mantélicas até de crosta rasa em ambiente oceânico, evidenciando o dinâmico estágio de oceanização da bacia Araguaia.

CAPÍTULO 4

NEOPROTEROZOIC PODIFORM CHROMITITES IN THE QUATIPURU OPHIOLITE: EVIDENCE OF A SUPRA-SUBDUCTION ZONE IN CENTRAL BRAZIL. (artigo submetido a *Precambrian Research* - 2009)

Marco Antônio Pires Paixão^{1,*}, Aripínio Antônio Nilson¹, Elton Luiz Dantas¹, Hazel M. Prichard²

¹ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 70910-900 Brasília, Brazil

² Dep. of Earth, Ocean and Planetary Sciences, Cardiff University, UK

* Corresponding author.

E-mail addresses: mappaixao@hotmail.com (M. A. P. Paixão), elton@unb.br (E. L. Dantas), prichard@cardiff.ac.uk (H. M. Prichard)

Abstract

The Quatipuru-Morro do Agostinho complex is one of the best preserved ophiolite complexes in the Araguaia Belt and is characterized by podiform chromitites that are hosted by mantle peridotite (serpentinite) associated with basaltic pillow-lavas. The mantle peridotite is composed predominantly of harzburgite interlayered with minor dunite, and hosts a suite of pyroxenitic and gabbroic dikes and sills. These structures demonstrate that this Neoproterozoic ultramafic oceanic lithosphere was crosscut and impregnated during intense magma migration. This association of mantle peridotites, podiform chromitites and the suite of dikes is characteristic of the Moho transition zone (MTZ) in some ophiolite complexes (e. g., the Semail ophiolite, the Moa ophiolite complex in Cuba and the Limassol Forest part of the Troodos ophiolite complex in Cyprus).

Geochemical characteristics of the peridotite demonstrate a residual character with high values of MgO (>35 wt%) and very low abundances of Al₂O₃ (<1 wt%). Accessory chromite in the harzburgite and dunite has Cr# of 0.42 and 0.51, respectively. The podiform chromitite is both massive and nodular and has a Cr# that varies from 0.42 to 0.61, characterizing it as a low-Cr ophiolitic type chromitite. The low tenors of PGE ($\Sigma < 176$ ppb) in the chromitite have a negative chondrite normalized pattern with IPGE dominating over PPGE similar to chromitites from other ophiolite complexes of Juro-Cretaceous and Neoproterozoic age from South America (e. g., Cuba and Argentina, respectively), interpreted as having formed over a supra-subduction zone. The presence of podiform chromitite also suggests that this ophiolite was formed in a supra-subduction zone that was uplifted prior to the injection of the mafic dykes and sills. These formed perhaps in a transform fault system that is a favorable environment for uplift of

peridotites from the mantle to shallow levels in the oceanic crust. At this level, the peridotites were cut by MORB-type magmas (diabase dikes) associated with MORB type pillow lavas, thus forming a lithostructural association that has been recorded in the modern oceanic lithosphere (e. g., the Garrett transform fault). The obduction process then preserved parts of this Neoproterozoic oceanic lithosphere.

Keywords: podiform chromitite, Moho transition zone, Quatipuru complex, Neoproterozoic Araguaia Belt, supra-subduction zone

1. Introduction

Neoproterozoic ophiolites are characterized by different grades of preservation of their pseudostratigraphy, as is observed commonly in diverse fold-and-thrust orogenic belts (Strieder & Nilson, 1992; Stern *et al.*, 2004; Khalil & Azer, 2007; Escayola *et al.*, 2004). Some mantle sections of these ophiolites, although modified by metamorphism and deformation, preserve rocks and/or mineral associations that characterize oceanic lithosphere fragments.

Podiform chromitite is typical of the mantle section in ophiolites it is commonly hosted by residual harzburgite mantle and typically possesses a dunite envelope and may contain nodular textures (Roberts & Neary, 1993). In Precambrian ophiolite complexes, the Cr-spinels in the chromitite and associated peridotite correspond to a more refractory mineral phase of post-magmatic transformation than other high temperature-associated magnesian-silicates, and these Cr-spinels are usually used as petrogenetic and geotectonic indicators (Dick & Bullen, 1984; Arai, 1992; Kamenetsky *et al.*, 2001; Barnes & Roeder, 2001). Chemical characteristics of peridotites and podiform chromites, including the PGE content of the latter, are indicative of the original pods position in the mantle sequence and, of the composition of the parental magma, giving evidence to identifying the tectonic setting of generation (Edwards *et al.*, 2000; Prichard, 2004).

The characterization of the lithostructural relationships of ophiolitic rocks and an understanding of the magmatic and tectonic processes active during the building of the Neoproterozoic oceanic lithosphere are key to identifying the tectonic settings of generation of the ophiolites and comparing them with other examples worldwide, including modern oceanic lithosphere. This paper presents data about the geological relationships, litho-geochemistry and mineral chemistry of the ophiolitic rocks of the Quatipuru-Morro do Agostinho complex, with emphasis on mantle peridotites and associated chromitites, identifying the tectonic setting of formation and its geotectonic implications to evolution of the Araguaia belt.

2. Geological setting of the Araguaia belt

The Quatipuru and Morro do Agostinho ophiolites represent some of the largest and best-preserved ophiolitic slices hosted by metasedimentary rocks of the Araguaia belt, a Brasiliano fold-and-thrust belt bordering the eastern limit of the Amazonian Craton, within to the Tocantins Province (Almeida *et al.*, 1981, or Tocantins Orogenic System from Brito Neves *et al.*, 1999) (Fig. 1). The northern and eastern limits of the Araguaia belt are hidden by sedimentary rocks of the Parnaíba basin (Paleozoic-Mesozoic), whereas in the southeastern portion, the contact is with the Transbrasiliano Lineament, represented by gneisses and granulites varying in age from Archean to Neoproterozoic (Dantas *et al.*, 2008; Lima *et al.*, 2008). The southern portion of the Araguaia belt is in contact with the Goiás magmatic arc terrane and Porangatu granulitic belt. The Goiás magmatic arc is represented by a plutono-volcanic edifice with tholeiitic and calc-alkaline rocks, the result of intraoceanic subduction developed between 0.89-0.80 Ga (Pimentel *et al.*, 2000). Another magmatic accretion event in this arc terrane occurred between ca. 0.66 and 0.60 Ga, likely in an active continental margin at the end of the Brasiliano orogeny (Laux *et al.*, 2005). The Porangatu granulitic belt corresponds to gneiss rocks, varying in age since Archean to Neoproterozoic (Gorayeb *et al.*, 2000; Dantas *et al.*, 2007).

The northern basement of the Araguaia belt is characterized by two orthogneiss suites, one of Archean age (2.85 Ga) and the other of Paleoproterozoic age (1.85 Ga), where the latter one presents a geochemical similarity with anorogenic granites of the southeastern Amazonian Craton (Moura & Gaudette, 1994; Moura & Souza, 1996). Moura *et al.* (2000) proposed that the Araguaia basin was established around 1 Ga in response to a crustal rifting event, marked by felsic alkaline plutons. One hemigraben-type basin was formed by a discontinuity dipping slightly to the east, adjacent to the Baixo Araguaia Supergroup, a transgressive sedimentary sequence linked to a passive margin (Costa & Hasui, 1997).

The Araguaia belt can be divided into two litho-structural domains (Costa *et al.*, 1998; Fonseca *et al.*, 1999), both with tectonic vergence to the Amazonian Craton. The internal domain (eastern portion) involves basement terranes (granulite and gneiss) occurring as dome-like structures (e. g., Xambioá, Lontra, Grota Rica, Cantão, Cocalândia and Colméia), as well as granite intrusions and supracrustal rocks of the Estrondo group, represented by psammitic and pelitic rocks, metamorphosed in greenschist to amphibolite facies, locally reaching conditions of anatexis (650°C and 6 kbars; Abreu *et al.*, 1994). The external domain (western portion) is represented by rocks of low metamorphic grade (greenschist or subgreenschist facies) characteristic of the Tocantins group, composed predominantly of pelitic rocks, ophiolitic bodies and acid pyroclastics rocks (Fig. 1).

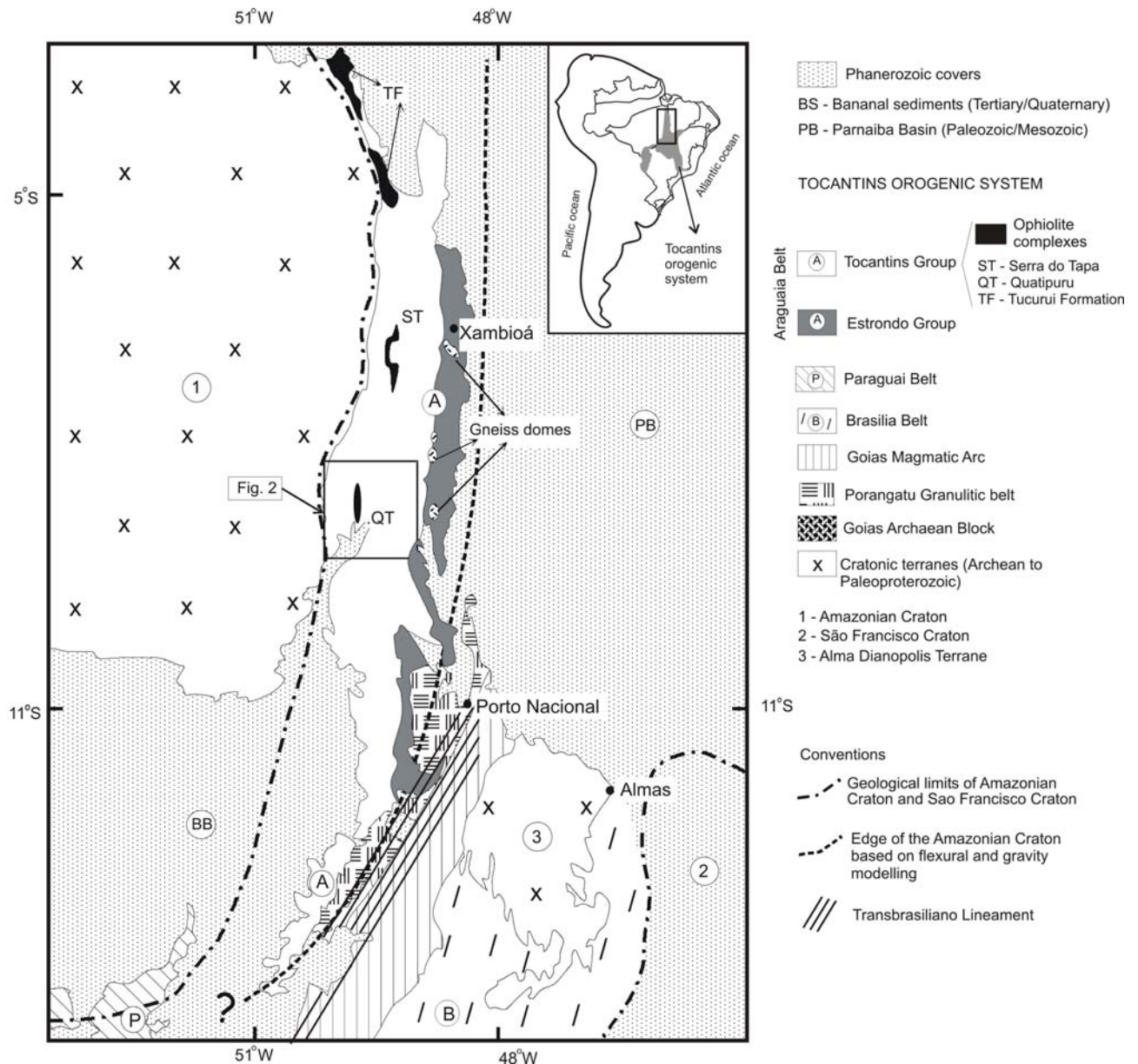


Fig. 1 – Simplified geological map of the Tocantins orogenic System showing the major thrust and fold belts, including Araguaia belt and its ophiolitic bodies (Modified from Hasui *et al.*, 1984 and Alvarenga *et al.*, 2000).

Detrital zircon grains from metasedimentary rocks of the Araguaia belt have demonstrated a contribution of Archean and Paleoproterozoic sources to rocks of the Estrondo group, whereas the Tocantins group rocks demonstrates a contribution from Paleoproterozoic and Neoproterozoic sources (Moura *et al.*, 2008), including the presence of Ediacaran fossils (~ 540 Ma) in carbonate rocks (Osborne, 2001).

The first descriptions of ophiolitic bodies in the Araguaia belt were made by Trouw *et al.* (1976) and Hasui *et al.* (1977). The bodies form an aligned belt 500 km long, in a north-south direction within the Araguaia belt, which borders the eastern limit of the Amazonian craton. The principal lithotypes comprise predominantly of serpentinites, magnesium-rich schists, basaltic pillow-lavas and a typical listwanite envelope around ultramafic rocks (Trouw *et al.*, 1976;

Gorayeb, 1989; Paixão & Nilson, 2002; Kotschoubey *et al.*, 2005). The minimum age of the ophiolitic complexes has been determined as 757 ± 49 Ma, by a Sm-Nd isochron in diabase and olivine gabbro dikes that cut the mantle peridotites (Paixão *et al.*, 2008).

The closure and inversion of the basin had occurred by at least 550-500 Ma, which was marked by granitic intrusions (Moura *et al.*, 2000). The Araguaia belt formed due to the collision between the Amazonian Craton and another block to the west, perhaps, the São Francisco Craton, the West Africa Craton or even the Parnaíba block.

3. The Quatipuru and Morro do Agostinho ophiolitic complexes

The Quatipuru and Morro do Agostinho complexes are part of an ophiolitic mélange in the southern portion of the Araguaia Belt (Fig. 2), and appear to correspond to a single complex disrupted by a fault (probably aligned along the Araguaia river). The Morro do Agostinho complex is 3 km long, trending in a NW-SE direction, whereas the Quatipuru complex is 40 km long, trending in a north-south direction, and is 1.5 km wide, dipping 45° to the east (Fig. 3). The ultramafic rocks in these complexes are characteristically bounded by a listwanite envelope (as defined by Ash, 2001), interpreted as a product of the interaction between ultramafic and host rocks during obduction; sometimes including talc-chlorite schist. Both the Quatipuru and Morro do Agostinho complexes are structurally conformable with host rocks, represented by metagraywackes, meta-sandstone, slate, metarhythmite (turbidites) and rare meta-limestone lenses in the Tocantins Group. These rocks show sub-greenschist to greenschist facies metamorphism and structural vergence to the west, towards the Amazonian Craton.

The mantle sequence of these complexes consists of a serpentinized harzburgite-dunite association cut by a suite of pyroxenitic and gabbroic dikes and sills. In addition, there are chromitite pods, which occur only in the Quatipuru complex. In the Morro do Agostinho complex, serpentinized harzburgite is intimately associated with basaltic pillow-lavas (Paixão *et al.*, 2008).

3.1. Ophiolitic rocks

Basaltic pillow-lavas

The principle outcrop of these rocks is in a municipal quarry in the city of Araguacema, at a locality called Morro do Agostinho. They cover an area of $2,500\text{ m}^2$, showing a pillowed aspect, together with fragments of breccia and hialoclastite (Paixão & Nilson, 2002; Paixão *et al.*, 2008). To the west, the basaltic pillow-lavas are in tectonic contact with harzburgite.

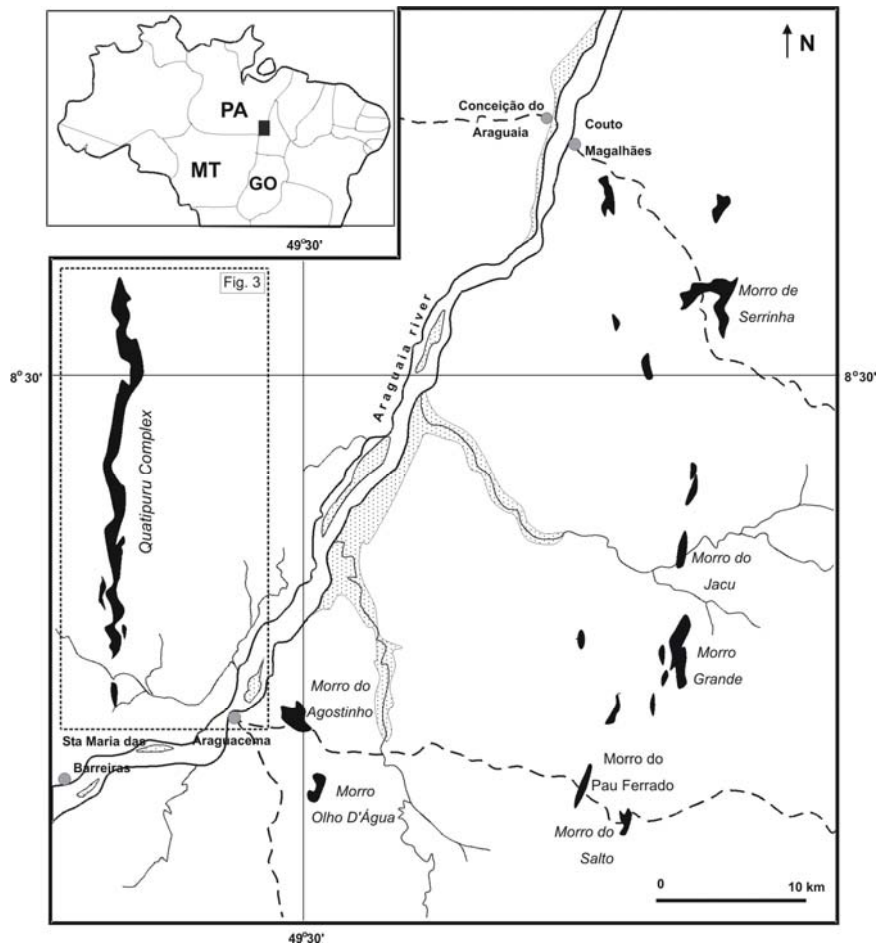


Fig. 2 – Sketch map of the southern portion of the Araguaia belt with the major ophiolitic bodies (black) with special reference to Quatipuru and Morro do Agostinho (on the left in the picture). The hosting rocks pertain to the Tocantins Group.

Individual pillows vary in dimension from 0.5 to 1 m (Fig. 4A), are spilitized with a variolitic texture at the contact of unaltered basalt and the spilitized external parts of the pillows. The pillow breccia fragments are mostly sub-rounded and subordinately sub-angular and vary from 0.5 to 10 cm in diameter. It's geometric relationship with the groundmass indicates movement, although restricted, during lava flow (Paixão & Nilson, 2002).

The hialoclastite breccia shows a fragmentary texture (Cas & Wright, 1988), characterized by an abundance of lithic fragments of variable size. The fragments vary from angular to rounded and have a cognate character, where some of them are deformed plastically and others are fractured.

Late cross cutting hydrothermal activity associated with the basalts is represented epidotized breccia with fragments of approximately 1 meter in diameter (Fig. 4B), commonly associated with carbonate and quartz veinlets, where sulfide is characteristically absent.

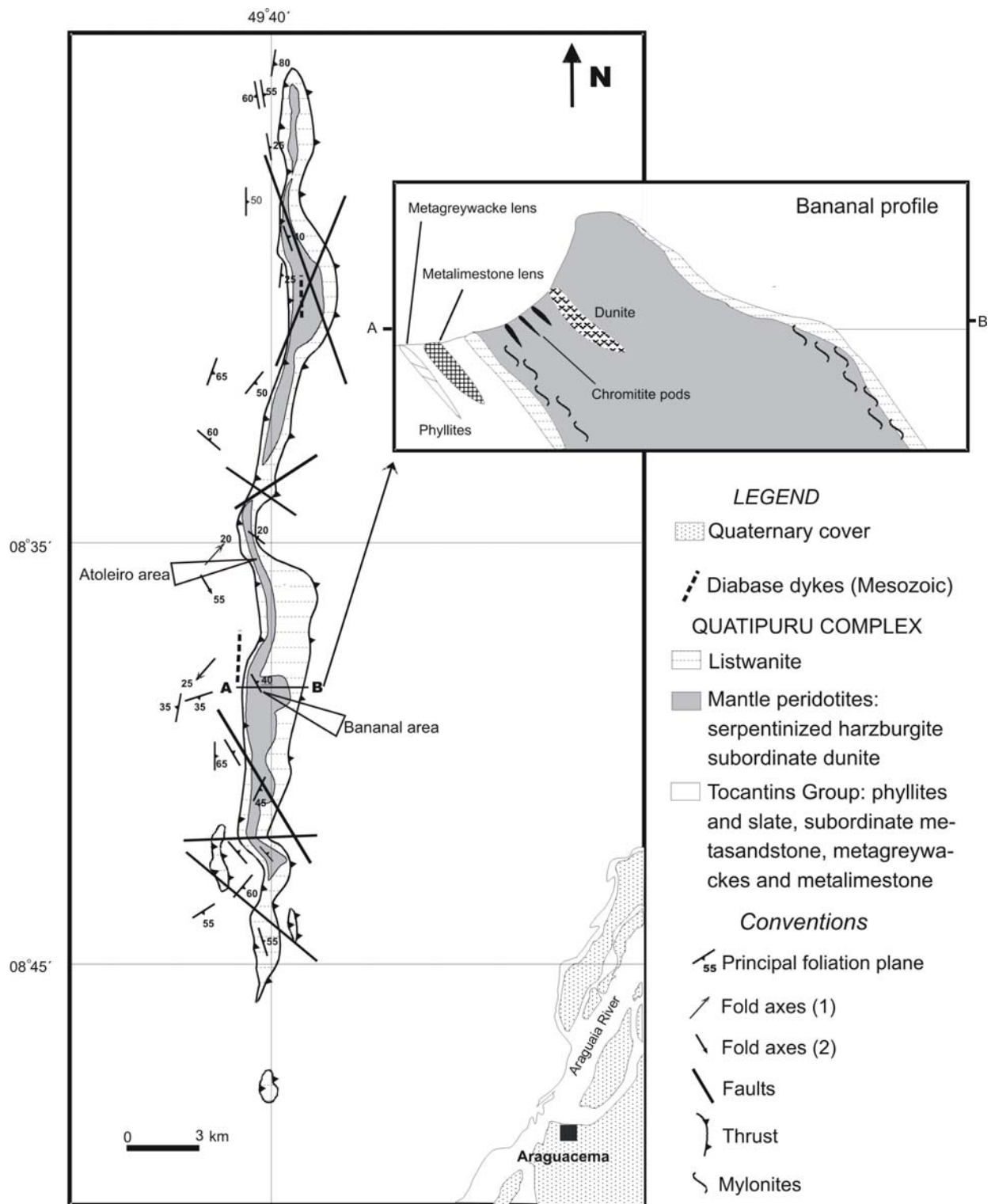


Fig. 3 – Geological map of the Quatipuru complex showing areas of chromitite and a schematic geological profile.

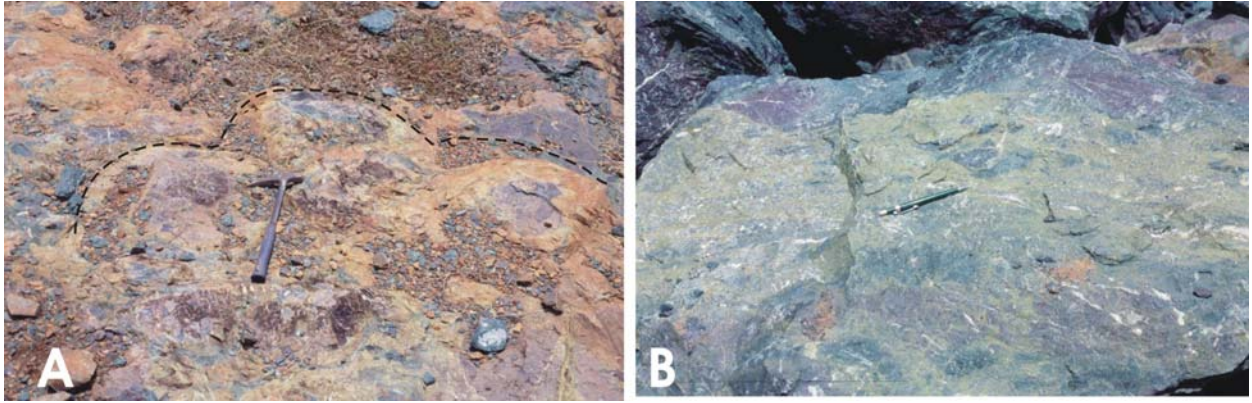


Fig. 4 – A. Outcrop showing pillow-lavas with individual pillows edges marked by a black line. B. Hydrothermal breccia in basalt characterized by strong epidotization (municipal quarry in Araguacema).

Harzburgite

In outcrops, harzburgites exhibit imperfect foliation and mantle structures, such as a protogranular texture similar to that described by (Mercier & Nicolas, 1975) (Fig. 5A) and local websteritic layering; they are constituted of gray bastite crystals immersed in a clear green serpentine matrix. In thin section, mesh-textured serpentine is predominant as product of the total replacement of olivine. The original contour is marked by fine magnetite agglomerates, indicating hypidiomorphic original grains, sometimes with a rounded habit and medium dimensions of 5 x 3.5 mm. The mesh texture is locally deformed. Bastite pseudomorphs replace orthopyroxene crystals, showing hypidiomorphic to xenomorphic forms, marked by embayments (Fig. 5B), with dimensions of 5.5 x 3 mm. Some crystals show olivine inclusions and lammelar, microgranular and kink extinctions, characterizing deformation effects after the serpentinization process.

The chromite grains are reddish, hypidiomorphic to xenomorphic, predominantly fine- to very fine-grained, occurring in the intergranular spaces or as inclusions of vermiform aspect in bastite grains (Fig. 5C). Magnetite occurs as agglomerate of very fine grains, either within bastite crystals or in the mesh-textured serpentine mass. The original modal composition, estimated from the inferred primary mineralogy, is olivine (70-71%), orthopyroxene (28-29%) and opaque minerals (1-2%), where chromite reaches up to 1%.

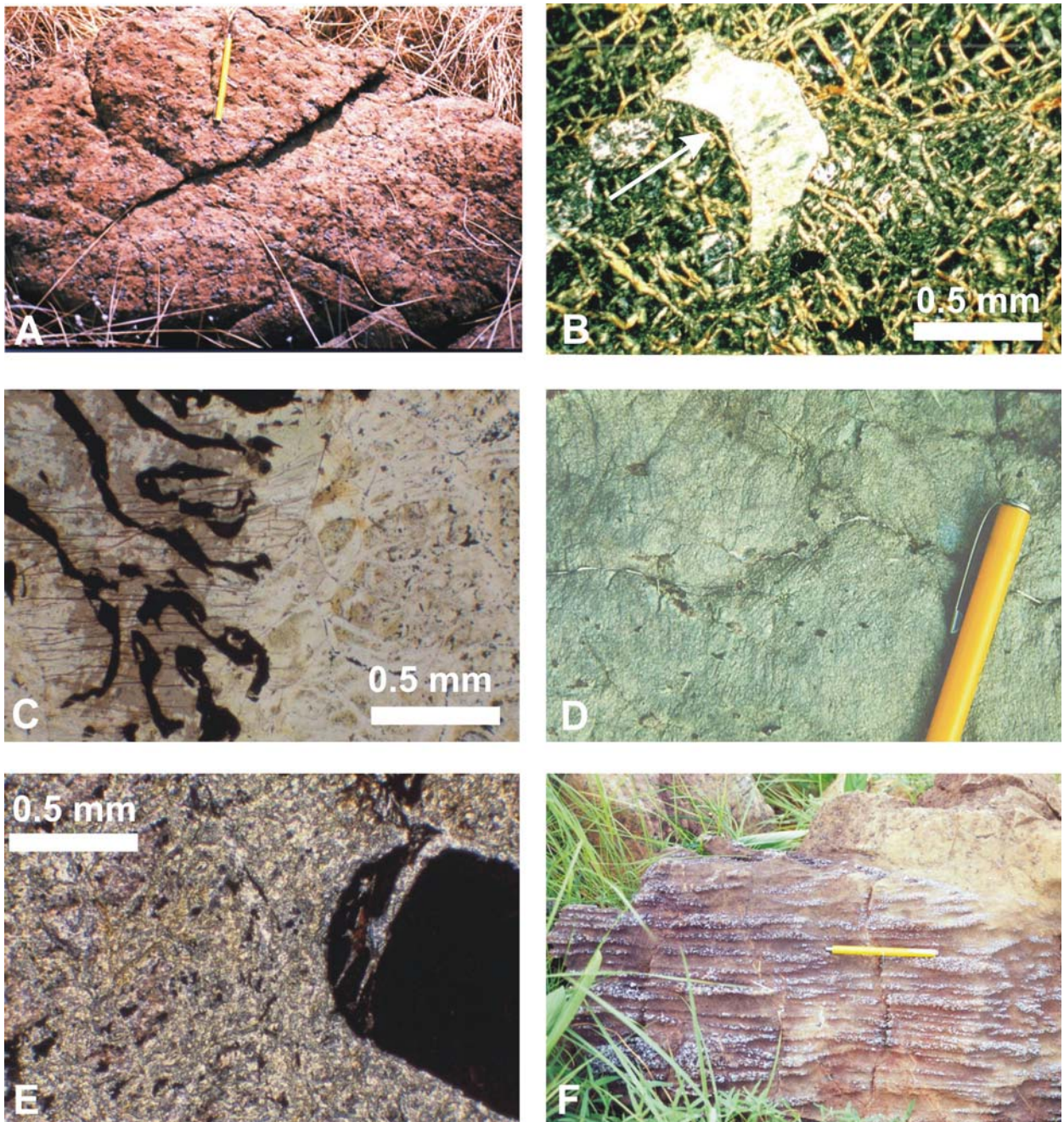


Fig. 5 – A. Field photograph of harzburgite where dark grey dots represent bastite in a serpentine matrix (whitish portions), cut by gabbroic dykelet. Pen scale is 13 cm long. B. Photomicrograph of harzburgite showing bastite pseudomorphs (bas) with embayments contacts (indicated by arrow) immersed in a serpentine mesh textured (Srp). C. Photomicrograph with vermiform Cr-spinels grains (Chr) over bastite pseudomorphs. D. Field photograph of dunite with black dots representing Cr-spinels. E. Photomicrograph of dunite showing Cr-spinel crystal over serpentine matrix (fine opaques are magnetite). F. Field photograph of plagioclase-dunite lense with fine layering composed by plagioclase and clinopyroxene.

Dunite

Dunites are clear green rocks and formed predominantly of serpentine with dispersed, fine to medium-grained chromite (up to 5 mm) (Fig. 5D); they occur as decametric lenses (up to 5 x 30 m) surrounded by harzburgite, or as centimeter-sized envelopes around chromitite pods. Under the microscope, they are constituted predominantly by a fine-grained mass of mesh-

textured serpentine (97%) (Fig. 5E), with scattered fine to medium chromite crystals (2-3%) and rare bastite grains (<1%). The average dimension of olivine grains is 1 mm. Rare bastite grains are brownish, reaching up to 3 mm in dimension and having vermiform chromite inclusions. Locally, it is possible to identify relict outlines of idiomorphic olivine grains resembling adcumulate texture.

Chromite grains vary from euhedral to subeuhedral, medium-grained (1 to 5 mm), with magnetite rims. Locally, trails of grains, reaching up to 8 mm in diameter are observed. Magnetite grains are small and dispersed in the whole rock, being product of the serpentinization process. The modal composition of dunites is 97 - 98% olivine, 2 - 3% chromite and <1% orthopyroxene.

A rare dunite lens hosts a fine, white and discontinuous layering (Fig. 5F), subparallel to the edges of dunite, with 5 mm in wide, composed predominantly of plagioclase and clinopyroxene.

The harzburgite-dunite contact in the Quatipuru complex is marked by a sharp transition, characterized by textural features like: (i) in outcrop, by an abrupt decreasing of the modal proportion of bastite grains (approx. 30% in harzburgite to absent in dunites) and grain-coarsening and an increase in the modal proportion of chromite (3% in dunites); (ii) in thin section, grain-finishing and a change in the shape of orthopyroxene grains (embayment contacts), (iii) exsolution of vermiform chromite grains, starting from orthopyroxene grains; and (iv) dunite formation with hypidiomorphic to idiomorphic chromite grains, associated with olivine as the final product of transition.

The dunites also occur as envelopes in chromitite pods, with a centimetre-width (± 5 cm); this feature is typical of podiform chromitites in ophiolite complexes.

Suite of dikes and sills

One of the most interesting features of the Quatipuru complex, which is less well developed in the Morro do Agostinho, corresponds to a suite of ultramafic and mafic dikes and sills intruding harzburgite, dunite and associated websteritic layering. This suite can be divided into two groups: (1) pyroxenitic dikes (and sills) and (2) gabbroic dikes. The pyroxenitic dikes and sills correspond to pegmatoid orthopyroxenite, clinopyroxenite and wehrlite, whereas gabbroic dikes are represented by olivine gabbro and diabase, which are the most abundant and occur throughout the complex. The temporal relations between them are, from oldest to youngest: pegmatoid orthopyroxenite, pegmatoid clinopyroxenite, wehrlite, olivine gabbro and diabase. These latter were used to date the oceanic event in the Araguaia belt (Paixão *et al.*, 2008).

Pegmatoid orthopyroxenite sills average 0.5 m thick and occur only locally. They are usually associated with orthopyroxenite pockets and centimetric websteritic layering that can extend some meters along strike (Fig. 6A). Both these sills and the layering exhibit tight folds with the axial plane parallel to the harzburgite foliation (Fig. 6B). In the limbs of these folds, non deformed crystals of orthopyroxene occur (reaching up to 13 cm in dimension), showing that the sill emplacement was contemporary with the formation of the harzburgite foliation.

Locally, the pockets show dissipation of orthopyroxene crystals to dunite halo produced at the contact with the host harzburgite.

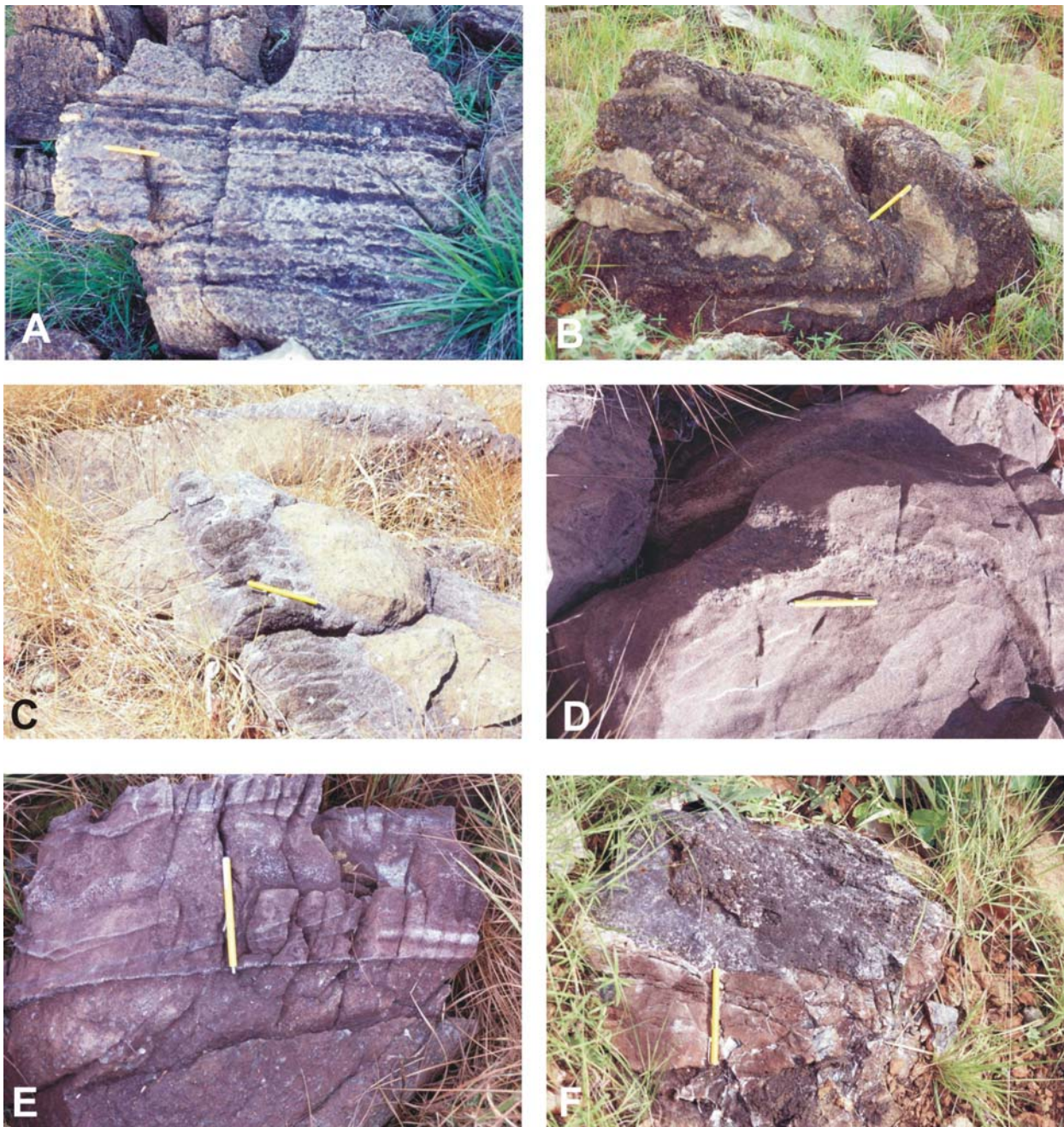


Fig. 6 – Outcrop views of (A) websteritic layering (dark bands) in harzburgite, (B) fold in orthopyroxenite sill, (C) clinopyroxenite dike cutting harzburgite with altered portions due to serpentinization, (D) xenolith (rugged surface delimited by dashed line) in wehrlite dyke, (E) olivine gabbro dyke cutting harzburgite and showing compositional layering, and (F) diabase dike cutting chromitite pod. Scale is the same in all photographs (13 cm long).

Pegmatoid clinopyroxenite dikes and sills form tabular bodies (Fig. 6C) or pockets that are 0.7 to 3 m wide and 3 to 5 m long. Sometimes, they show apophyses and differentiated portions with graded units, and phase layering, generating wehrlitic parts and alternations of coarse-grained to pegmatitic zones. Sometimes, the edge of these dikes is marked by an impoverishment of orthopyroxene grains, generating dunite halos. The pockets vary from centimetres to meters in size, and sometimes their edges are marked by the loss of orthopyroxene megacrystals producing a dunite halo adjacent to the host harzburgite. Dunite and harzburgite xenoliths are common in these dikes, sills and pockets.

Wehrlite dikes are strongly serpentized, showing a medium grain size (1 to 5 mm) and harzburgite xenoliths (Fig. 6D), occurring locally in the complex. Microscopy reveals an altered mineralogy, represented originally by olivine and clinopyroxene grains, the latter with an anhedral habit.

Olivine gabbro dikes are narrow (3 to 25 cm thick) with characteristically present weak to strong propylitic alteration. Some gabbro dikes do not display chilled margins, indicating that the temperature of the dike was very close to that of the harzburgite host. Some dikes display compositional and textural layering parallel or sub-parallel to the contacts with the host-rock, and compositionally defined by leucogabbroic to gabbroic layers with mesocumulate texture (Fig. 6E).

Diabase dikes vary in thickness from 2 cm up to 1.5 m and cut all lithotypes, including chromitite pods (Fig. 6F). Sometimes they form boudins in serpentine schist as a result of deformation along local shear zones within harzburgite, where the original mineralogies of these dikes are transformed to an actinolite, chlorite and epidote-rich assemblage.

Late diabase dikes, related to basaltic magmatism of the Parnaíba basin (Mesozoic in age), cut the ophiolitic and metasedimentary rocks. These can reach more than 40 m in width, where the central parts are medium-grained.

Chromitite pods

The chromitite pods in the Quatipuru Complex were mined in the 1980s, having two principal occurrence areas that are referred to as Bananal and Atoleiro and are both located on the western side of the Quatipuru Complex (Fig. 3). In the Bananal area, reserves of 2,193 tons have been calculated, being only 11% profitable (240 ton), whereas in the Atoleiro area the calculated reserves are about 404 tons, with profitable ore of 253 tons (60%). Both areas show predominantly refractory-grade ore. The principal area of outcrop of chromitite pods in the Bananal area. The relationships between chromitites and harzburgite are incomplete, due to old mining activities. However, old mine data indicate the following dimensions: (L) length parallel

to foliation strike = 1 – 10 m; (W) width = 0.3 – 4.5 m and (E) extension in the dip direction = 5 – 7.5 m.

According to old mine data and our observations, the chromitite pods are oriented both discordant and concordant to the harzburgite foliation plane, and some of them show layering from edge to center, characterized by disseminated chromitite grading into nodular chromitite. The major textural types identified are massive, nodular and disseminated, whose principal characteristics are shown in Table 1 and detailed descriptions are presented by textural-type. Some of samples correspond to profile from west to east (base to top considering foliation plane) with 100 m of length accompanying the relief (Table 1).

Dunite envelopes occur around these pods (Fig. 7A). Some pods are cut by diabase dikes and show strong deformation associated with the greenschist metamorphism and deformation event believed to be related to emplacement of the complex in shallow levels of the crust (Abreu *et al.*, 1994).

Sample	Texture	Size of nodules	Matrix (%)	Cr#	TiO ₂ %	Region	Obs
QT-09.B	Disseminated	1-2 cm	60	0.42	0.24	Bananal	
QT-09.C	Disseminated	1-2 cm	50	0.42	0.24	Bananal	
QT-10.C	Nodular	2-3 cm	< 10	0.59	0.31	Bananal	
QT-10.D	Nodular	< 1 cm	15	0.59	0.27	Bananal	
QT-29	Massive		< 1	0.53	0.2	Bananal	
QT-42.C	Disseminated (<i>Schlieren</i>)			0.6	0.26	Bananal	Profile west (42.C) to east (43.B)
QT-43.A	Nodular	4-6 cm	< 10	0.48	0.29	Bananal	
QT-43.B	Massive		< 1	0.57	0.22	Bananal	
QT-47.A	Nodular	1.5-3 cm	< 10	0.61	0.24	Bananal	Profile west (47.A) to east (47.Q)
QT-47.M	Disseminated	0,3-1,0 cm	50	0.52	0.25	Bananal	
QT-47.Q	Nodular	4-6 cm	< 10	0.52	0.25	Bananal	
QT-49.E	Nodular	1.5-3 cm	< 10	0.45	0.14	Bananal	
QT-77.E	Massive		< 1	0.51	0.2	Atoleiro	

Table 1 – Principal characteristics of chromitite samples from Quatipuru complex.

Massive chromitite

In hand sample, these are black, massive and homogeneous samples cut by very fine veinlets of serpentine (Fig. 7B). In polished section, some samples of massive chromitite comprise aggregates of fractured grains, where the limits of these aggregates indicate an old ellipsoidal shape of the nodules. Some isolated grains (<1 mm) show well-defined limits, whereas aggregates or other isolated grains show a preferential orientation, defining a foliation plane, with grain borders very fractured (Fig. 7C). The gangue minerals, predominantly serpentine, reach up to 1% in the modal composition, occurring like films in the foliation plane or filling fractures, where it is possible to identify very small magnetite and pyrite grains. Some samples of massive chromite correspond to a single strongly fractured mass, and it is not possible to reconstitute the old grains or nodules. The edges of the grains and/or nodules commonly do not show alteration lamellae, such as ferrichromite and magnetite.

Nodular chromitite

The nodular texture is characterized by differences in the grain-size and shape of the nodules, with a maximum size of 6 x 4.5 x 2 cm and minimum of 1 x 0.5 x 0.5 cm, with ovoid to spherical shapes (Fig. 7D). Structurally, some larger nodules present a preferential orientation, whereas others exhibit curved indentations due to overload of another nodule during magmatic gravitational settling (Fig. 7E). A similar overload feature has been described in other podiform chromitites (e. g.. Prichard & Neary, 1982; Ballhaus, 1998).

There is an inverse relation between size and proportion of silicate matrix. Chromitites with large nodules have little matrix (< 10%), whereas chromitites with small nodules have 10 to 15% of silicate matrix. Under the microscope, some nodules appear deformed, and contain fractures filled predominantly with serpentine, and subordinately magnetite (with hematite ex-solutions) and pyrite (Fig. 7F). Magnetite sometimes occurs as isolated grains at the borders of chromite grains.

Disseminated chromitite

Disseminated chromitite corresponds to nodular chromitite samples, with silicate matrix comprising more than 15% of the modal composition. In some of these samples, disseminated chromite grains show straight edges, unlike the rounded nodules. One of these variations is represented by schlieren-type texture, characterized by the stretching of nodules and a layered aspect, due to the intercalation of chromite and serpentine strips (Fig. 7G). In thin section, the chromite grains are fractured and filled by serpentine and pyrite (Fig. 7H).

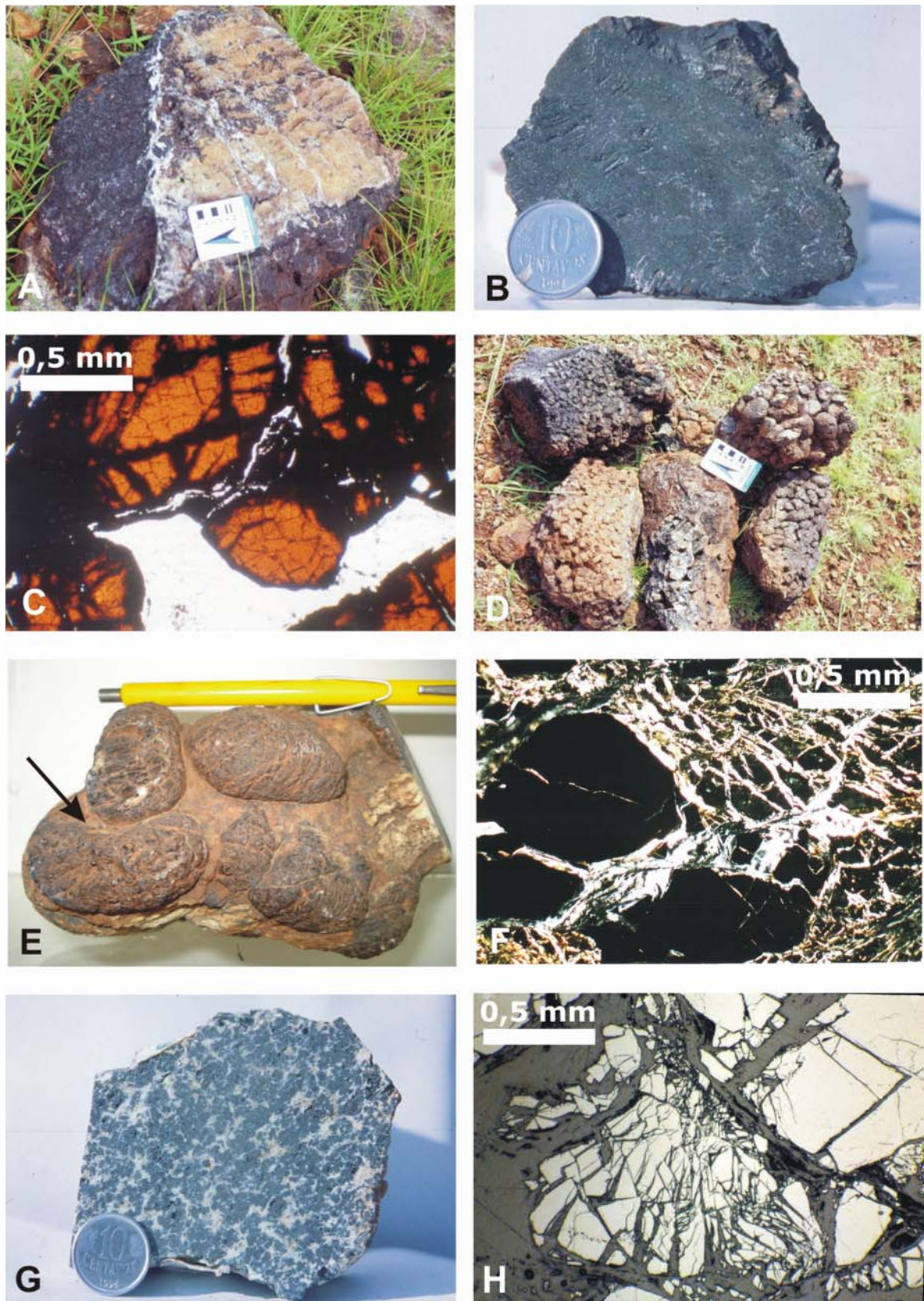


Fig. 7 – A. Field photograph of dunitic envelope (pale gray) in chromitite pod. B. Hand-sample of massive chromitite. C. Photomicrograph of a massive chromitite showing very fractured grains. D. Different aspects of nodular chromitite samples. E. Load structure in nodular chromitite (indicated by the arrow). F. Photomicrography of fine nodular texture with preserved and very fragmented nodules (thin section). G. Macroscopic photograph of disseminated chromitite (pale gray: serpentine, black: chromite). H. Photomicrography of disseminated chromitite showing grain limits strongly fractured (polished section). Du: dunite, Chr: chromite, Srp: serpentine.

4. Geochemical characteristics of the peridotites

Chemical analyses were performed at ACME Laboratory. Major oxides and minor elements were determined by ICP-emission spectrometry, whereas the detection of REE and refractory elements were performed by ICP-mass spectrometry, after fusion with lithium tetraborate and multiacid digestion. Calcination at 1000°C using a constant weight determined loss on ignition. The analyzed samples consisted of nine harzburgites, three dunites and one plagioclase-dunite (Table 2). The REE contents of the harzburgites and dunites were not detected in most of the samples.

In the plagioclase-dunite, the chondrite-normalized REE show a flat pattern for HREE and slightly depleted to LREE, resembling spinel lherzolite. The serpentinized peridotites of the Quatipuru complex show LOI values varying between 13 and 14.4 wt% (Table 2). Despite the hydration of these rocks, the ratios between principal oxides, such as MgO/SiO₂ and Al₂O₃/SiO₂, demonstrate similarities with peridotites of ophiolite complexes and modern oceanic lithosphere. Harzburgites contain 38.34 – 39.59 wt% SiO₂, 36.44 – 38.30 wt% MgO, 0.61 – 1.02 wt% Al₂O₃ and CaO <0.01 to 0.02 wt%, whereas dunites show variations in SiO₂ (35.91 – 39.55 wt%), MgO (35.79 – 39.67 wt%), Al₂O₃ (0.23 – 0.78 wt%) and CaO (≤ 0.01 wt%). Plagioclase-dunite lenses show 34.91 wt% SiO₂, 3.91 wt% Al₂O₃, 37.6 wt% MgO and 3.5 wt% CaO. The low values of Al₂O₃ and high values of MgO are characteristic of residual mantle and, together with low CaO and Na₂O values (Table 2), they demonstrate the absence of clinopyroxene and similarities with abyssal peridotites from mid-ocean ridges and supra-subduction zones (Fig. 8). High Ni values of some peridotite samples reflect incipient supergenic enrichment.

The first transition series elements plot for peridotites (Fig. 9) shows compatible elements such as Fe and Ni close to primitive mantle values, whereas incompatible elements (Sc, Ti and V) show a wide variation and high grade of depletion. In this diagram, the composition of the plagioclase-dunite is situated very close to primitive mantle, due to its mineralogical composition with olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and plagioclase (similar to fertile lherzolite).

	QT-37D	QT-77C	QT-50G	QT-72D	QT-49A	QT-65	QT-68	QT-10B	QT-11A	QT-18A	QT-44A	QT-47E	QT-72A
	Plg-du	Du	Du	Du	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
SiO ₂	34.91	35.91	37.97	39.55	38.38	39.59	38.66	38.34	39.52	38.25	38.41	39.1	38.41
TiO ₂	0.08	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
Al ₂ O ₃	3.91	0.28	0.78	0.23	0.81	0.92	0.78	0.77	0.61	1.02	0.71	0.99	0.88
Fe ₂ O ₃	9.06	8.28	9.83	8.77	7.51	7.16	8.27	7.41	8.09	7.36	8.38	7.64	7.51
Cr ₂ O ₃	0.48	0.352	0.937	0.35	0.432	0.401	0.311	0.33	0.38	0.46	0.327	0.481	0.278
MnO	0.13	0.12	0.15	0.1	0.07	0.07	0.06	0.06	0.11	0.11	0.07	0.07	0.07
MgO	37.6	39.67	35.79	36.71	37.81	36.89	36.92	37.76	36.97	38.3	36.48	36.44	37.69
CaO	0.35	<0.01	0.01	0.01	0.02	<0.01	0.02	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.01	<0.01
Na ₂ O	0.05	0.04	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	<0.02	<0.02	0.04	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI	13	14.2	13.4	13.7	14	14.1	13.8	14.2	13.4	13.5	13.8	14.4	14.2
Total	99.89	99.79	99.8	99.82	99.37	99.36	99.4	99.37	99.38	99.36	99.39	99.39	99.37
Ba	6.6	94.1	9.9	13.6	6	5	11	2	1	14	1	9	2
Sr	2.2	1.3	1.1	1.1	nd	0.9	nd	0.6	1.3	1.5	0.7	0.7	0.6
Nb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.3	nd	nd	0.1	nd	nd	nd
Zr	3.1	1.4	nd	0.5	0.7	nd	0.4	nd	nd	nd	nd	nd	nd
V	88	19	37	18	29	31	83	44	41	46	41	50	38
Cr	3284.2	2408.4	6411	2394.7	2955.7	2743.6	2127.9	2257.9	2600	3147.3	2237.3	3291	1902.1
Co	124	125.8	154.5	139	101.6	99	107.2	109.9	123.6	104.8	122.2	115.1	111.9
Ni	2302	7247	6960	3016	2310	2064	4132	4628	2146	2587	9766	2294	2328
Cu	128.8	8.5	71.9	6.6	6.9	3.8	5.7	8.5	3.4	7.5	5.5	0.7	1.9
Zn	8	50	12	17	12	16	8	11	27	8	22	17	7
Sc	20	5	4	4	8	8	7	7	7	10	9	10	9
La	nd	nd	nd	nd	nd	0.2	0.2	0.1	0.4	0.8	0.8	0.4	0.2
Ce	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	nd
Pr	0.07	nd	nd	0.02	nd	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03	nd	nd
Nd	0.5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sm	0.1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Eu	0.11	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Gd	0.41	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Tb	0.07	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Dy	0.48	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.06	0.06	nd	0.08	nd	0.06
Ho	0.14	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Er	0.31	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Tm	0.06	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.01	nd	0.01	0.01	nd	nd
Yb	0.35	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.06	nd	nd	nd	0.06
Lu	0.06	nd	nd	nd	nd	nd	0.01	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Y	3.3	0.2	nd	0.2	nd	nd	0.2	nd	nd	0.1	0.2	0.1	0.2

Table 2 – Major (wt%), trace and rare earth element (ppm) contents in ultramafic rock samples from Quatipuru Complex. Plg-du: plagioclase-dunite; Du: dunite and Hz: harzburgite.

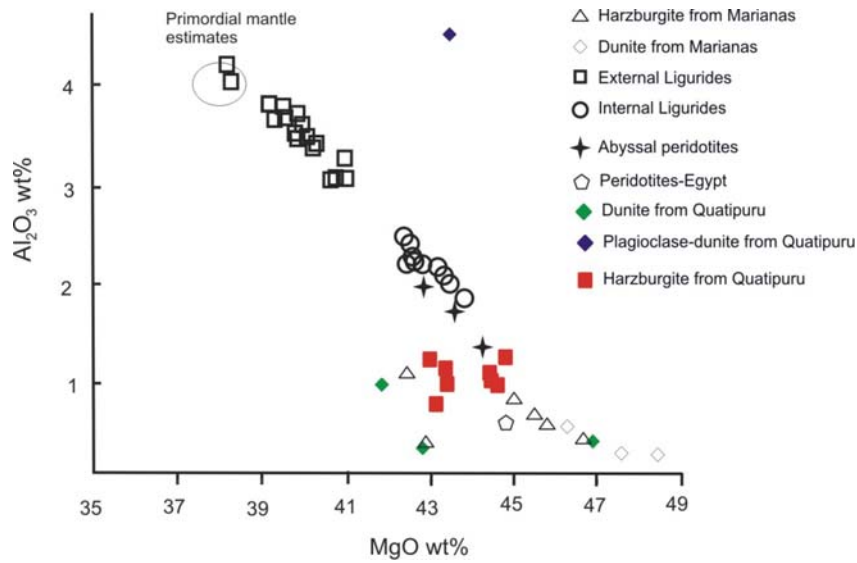


Fig. 8 – Plot of MgO vs. Al₂O₃ wt% of peridotites from the Quatipuru complex in comparison with depleted and fertile mantle peridotites of ophiolitic complexes and modern oceanic lithosphere. Data: oceanic peridotites from Dick (1989), peridotites from Izu-Bonin-Marianas fore-arc from Parkinson & Pearce (1998), peridotites from the external and internal Ligurides from Rampone & Picardo (2000) and peridotites from Egypt from Khalil & Azher (2007). Modified from Rampone & Picardo (2000).

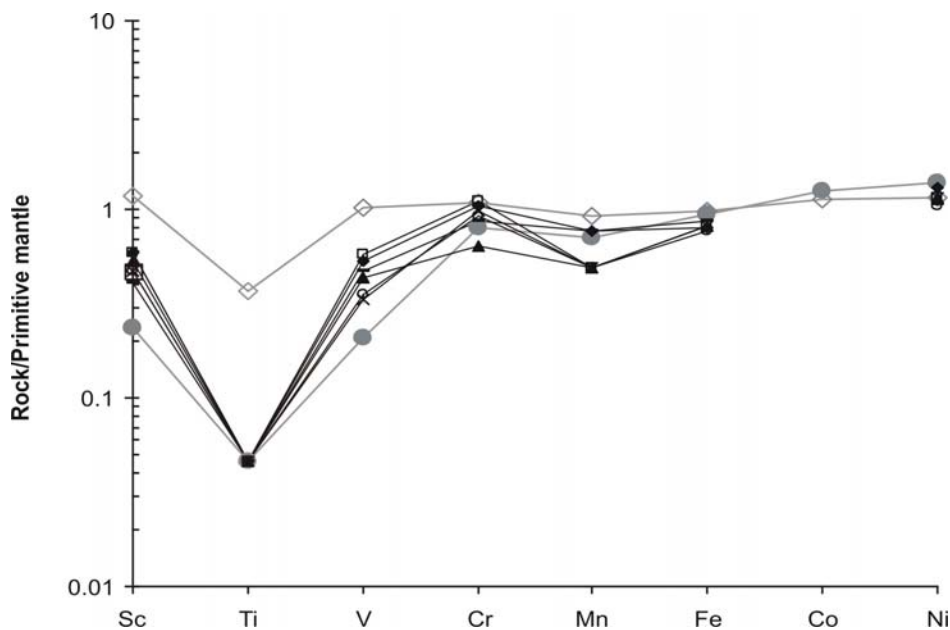


Fig. 9 – Diagram with abundances of first-series transition metals in peridotites from the Quatipuru complex normalized to primitive mantle of Sun (1982). Harzburgites: black lines, plagioclase-dunite: gray line with an open diamond and dunite: gray line with a closed circle. Samples with Ni anomalous values were not plotted.

When compared to Tethyan ophiolites from the Mediterranean (Fig. 10) NiO and Al₂O₃ values are similar to the eastern Mediterranean, generated in supra-subduction zone (Roberts,

1988; Dilek *et al.*, 2007) and characterized by a depleted mantle sequence with chromite mineralization.

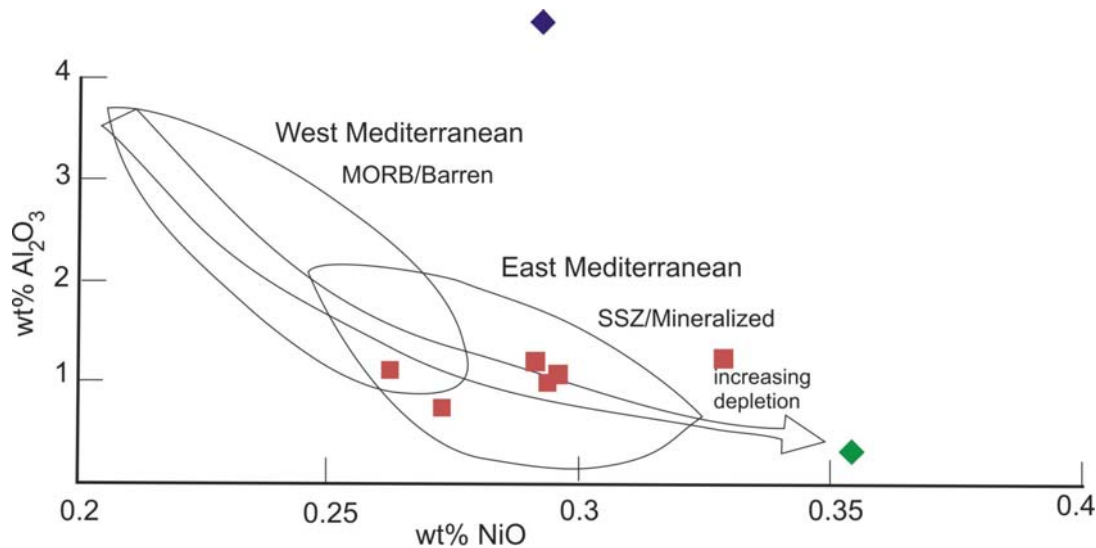


Fig. 10 – Plot of NiO vs. Al₂O₃ comparing peridotites from the Quatipuru complex with peridotites from the Thetyan ophiolites. Data of the Quatipuru complex: squares= harzburgites and lozenge= dunite. The plagioclase-dunite sample plot in the upper portion of the diagram (purple lozenge). Samples with Ni anomalous values were not plotted. Source: Roberts (1988).

5. Mineral chemistry of chromites

Mineral chemical analyses were carried out in the Electronic Microbeam Laboratory of the University of Brasilia using CAMECA SX-50 model electronic microbeam with four spectrometres and associated EDS (Energy Dispersive System). The analyses were carried out with WDS (Wavelength Dispersive System) under the following conditions: electron 20nA microbeam current, 15kv accelerating voltage and 4 to 10mm beam diameter. Laboratory natural mineral standards were used.

The chromite samples investigated totalizing 13 samples of distinct textural types come from the Bananal and Atoleiro region. A total of 197 analyzed points were performed. The samples with accessory chromites come from different places in the Quatipuru complex, totaling 4 samples of harzburgite (51 analyzed spots), 4 of dunite (62 analysed points), and one of an olivine gabbro dike (9 analyzed spots).

Despite serpentinization of the harzburgite and dunite in the Quatipuru complex, the chromite grains show well-preserved post-magmatic alteration effects, including those present in the chromitites. The low metamorphic grade (greenschist facies) and lack of deformation in some samples of peridotite and chromitite are important features to get original compositions in the center of chromite grains (Suita & Strieder, 1996; Barnes, 2000).

In this study, we used the compositions of preserved spinel cores to infer the petrogenetic origin, and the different optical heterogeneities of the cores and rims of grains and/or nodules, and regions close to fractures, and profiles of individual nodules permitted the identification of primary and secondary compositions.

Chromitite

In ternary plots, chromite grains forming the chromitite show low contents of Fe^{3+} , indicating the preserved magmatic original chemistry (Fig. 11), corroborated by low tenors of Fe_2O_3 (<8.0 wt.%) and high MgO values (> 15 wt.%), which are characteristic of primary chromites from ophiolites (Proenza *et al.*, 1999, 2008). The TiO_2 content varies from 0.14 to 0.31 irrespective of textural type. ZnO varies from 0 to 0.18%, NiO from 0.03 to 0.27 and Fe_2O_3 from 1.2 to 7.6 % (Fe^{3+} 0.21 to 1.40). Selected analytical results for chromian spinel from the chromitites are listed in Table 3. Cr# varies from 0.42 to 0.61, where the highest values are generally associated with nodular texture. Compared with accessory chromite from harzburgite and dunite, the latter has higher Mg#. Cr# variations for individual grains are less than 5% in all textural types.

When plotted in discriminant diagrams for tectonic setting, using Cr# versus Fe# or Mg#, chromite analyses show the characteristics of the low-Cr chromitite of the ophiolite-type (Fig. 12), similar to that found in classical examples of ophiolites worldwide.

Chemical transects in individual nodules, parallel and transverse to the major axis, identify compositional changes varying from 2.25 to 5% in Cr#. However, they do not define a variation pattern, like for example the higher values in the core decreasing to the rims, or vice-versa.

	NODULAR										MASSIVE						DISSEMINATED							
	QT-47.Q		QT-10.C		QT-49.E		QT-47.A		QT-43.A		QT-77.E		QT-43.B		QT-29		QT-47.M		QT-42.C		QT-09.B		QT-09.C	
SiO ₂	0.06	0.02	0.02	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.02	0.03	0.05	0.06	0.01	0.03	0.00	0.05	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.20	0.28	0.43	0.33	0.15	0.12	0.24	0.19	0.28	0.27	0.20	0.23	0.22	0.23	0.23	0.19	0.26	0.26	0.25	0.25	0.29	0.27	0.24	0.27
Al ₂ O ₃	25.54	25.75	21.57	22.16	31.49	30.94	21.38	21.42	28.60	28.39	26.80	26.52	23.38	23.32	26.00	26.32	26.15	25.23	21.11	21.19	33.04	32.71	32.25	33.18
Cr ₂ O ₃	42.51	42.94	47.27	47.29	37.44	37.36	47.93	48.47	38.98	38.73	41.99	41.47	45.64	45.06	44.19	44.04	41.61	43.08	47.47	46.65	35.64	35.49	36.19	35.32
Fe ₂ O ₃	3.65	2.80	2.84	2.79	3.48	2.89	2.26	2.31	4.18	4.51	2.83	3.75	3.47	3.59	1.92	1.25	4.04	3.82	3.52	3.83	2.44	2.98	2.70	2.90
FeO	11.09	11.51	11.51	11.11	9.57	9.71	12.57	12.21	10.06	9.75	10.37	9.77	9.96	9.91	10.79	11.41	9.97	10.37	10.82	10.96	10.76	10.30	10.93	10.74
MnO	0.30	0.35	0.33	0.39	0.28	0.27	0.00	0.00	0.30	0.29	0.28	0.28	0.33	0.30	0.33	0.32	0.30	0.35	0.34	0.34	0.40	0.40	0.37	0.39
NiO	0.14	0.15	0.16	0.14	0.15	0.26	0.10	0.13	0.19	0.19	0.24	0.18	0.18	0.17	0.25	0.16	0.15	0.19	0.25	0.12	0.22	0.20	0.13	0.16
MgO	15.92	15.57	15.18	15.59	17.71	17.20	14.75	15.00	16.86	17.01	16.42	16.73	16.39	16.36	16.47	16.01	16.68	16.34	15.47	15.41	16.85	16.99	16.63	16.99
ZnO	0.02	0.18	0.06	0.01	0.02	0.03	0.00	0.10	0.06	0.00	0.04	0.17	0.12	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.19	0.15	0.18
V ₂ O ₅	0.19	0.22	0.21	0.18	0.15	0.10	0.15	0.09	0.10	0.07	0.14	0.15	0.19	0.18	0.16	0.16	0.22	0.07	0.18	0.12	0.13	0.09	0.15	0.00
Total	99.62	99.77	99.57	100.00	100.46	98.95	99.50	99.93	99.63	99.25	99.35	99.31	99.88	99.13	100.38	99.89	99.39	99.73	99.53	98.88	99.76	99.60	99.74	100.13
Structural formula based on 32 oxygens																								
Si	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.04	0.05	0.08	0.06	0.03	0.02	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
Al	7.20	7.26	6.20	6.32	8.53	8.52	6.18	6.16	7.92	7.88	7.51	7.43	6.61	6.64	7.25	7.37	7.33	7.10	6.08	6.14	8.98	8.91	8.81	8.98
Cr	8.04	8.12	9.12	9.05	6.80	6.90	9.29	9.35	7.25	7.21	7.89	7.79	8.66	8.61	8.27	8.28	7.83	8.13	9.17	9.06	6.50	6.48	6.63	6.42
Fe ³⁺	0.66	0.50	0.52	0.51	0.60	0.51	0.42	0.42	0.74	0.80	0.51	0.67	0.63	0.65	0.34	0.22	0.72	0.69	0.65	0.71	0.42	0.52	0.47	0.50
Fe	2.22	2.30	2.35	2.25	1.84	1.90	2.58	2.49	1.98	1.92	2.06	1.94	2.00	2.00	2.14	2.27	1.98	2.07	2.21	2.25	2.08	1.99	2.12	2.06
Mn	0.06	0.07	0.07	0.08	0.06	0.05	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08
Ni	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03
Mg	5.68	5.55	5.52	5.63	6.07	5.99	5.39	5.46	5.91	5.97	5.82	5.93	5.86	5.89	5.81	5.67	5.91	5.81	5.64	5.64	5.79	5.85	5.75	5.82
Zn	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00
V	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03
Total	23.96	23.95	23.94	23.96	23.97	23.96	23.95	23.98	23.97	23.95	23.97	23.95	23.96	23.96	23.99	23.98	23.95	23.97	23.96	23.96	23.97	23.96	23.97	23.96
Cr#	0.53	0.53	0.60	0.59	0.44	0.45	0.60	0.60	0.48	0.48	0.51	0.51	0.57	0.56	0.53	0.53	0.52	0.53	0.60	0.60	0.42	0.42	0.43	0.42
Mg#	0.72	0.71	0.70	0.71	0.77	0.76	0.68	0.69	0.75	0.76	0.74	0.75	0.75	0.75	0.73	0.71	0.75	0.74	0.72	0.71	0.74	0.75	0.73	0.74
Fe ³ #	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03

Table 3 – Representative microprobe analyses of Cr-spinel in chromitites of the Quatipuru complex. Cr# = Cr/(Cr+Al), Mg# = Mg/(Mg+Fe) and Fe# = Fe³⁺/(Fe³⁺+Al+Cr).

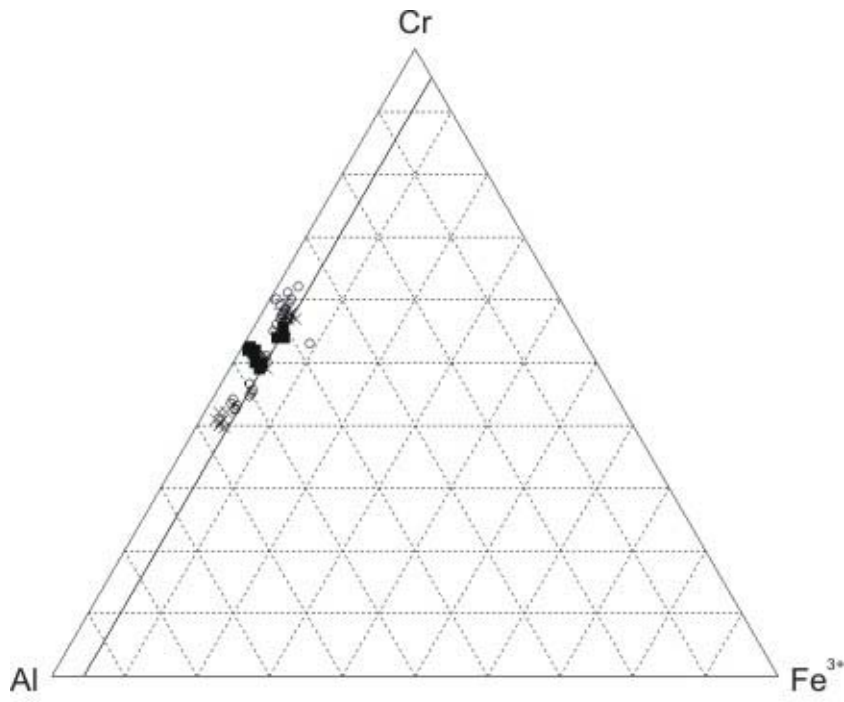


Fig. 11 – Ternary diagram Cr-Al-Fe³⁺ for chromites of chromitites from the Quatipuru complex. Circle: nodular chromitite; squares: massive chromitite and x: disseminated chromitite.

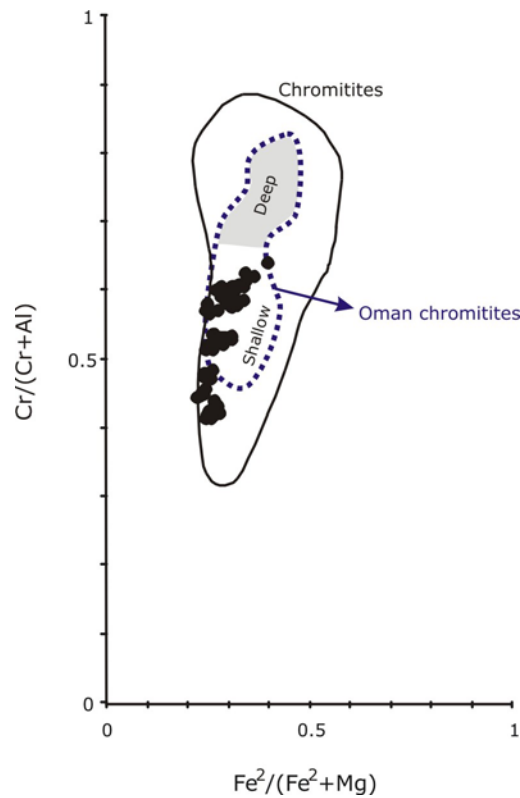


Fig. 12 – Plot of Cr-spinels of chromitite from the Quatipuru complex compared with composition of chromitite from ophiolite complexes worldwide (after Barnes & Roeder, 2001), with special reference to Oman ophiolite, discriminating chromitites located in deep and shallow levels of the mantle sequence (Rollinson, 2005, 2008).

Harzburgites and dunites

Table 4 shows representative analyses of chromites from dunites and harzburgites, together with their alteration products. The chromite grains are well preserved from the post-magmatic alteration, as evidenced by the low Fe^{3+} content (Fig. 13).

In harzburgites, Cr# varies from 0.36 to 0.50, but most samples are between 0.41 and 0.46, with a mean of 0.42 (Table 4). Variations of Cr# in the same sample reach up to 27.8%, whereas in individual grains it can reach up to 15%, with normal (Cr-rich core) or reverse (Cr-rich rim) pattern. TiO_2 content varies from 0.02 to 0.09. The alteration products of the chromites are magnetite and ferrichromite, the latter characterized by decreasing Al_2O_3 and MgO , accompanied by increasing FeO and Fe_2O_3 , in addition to increasing silica content, as pointed out by Burkhard (1993).

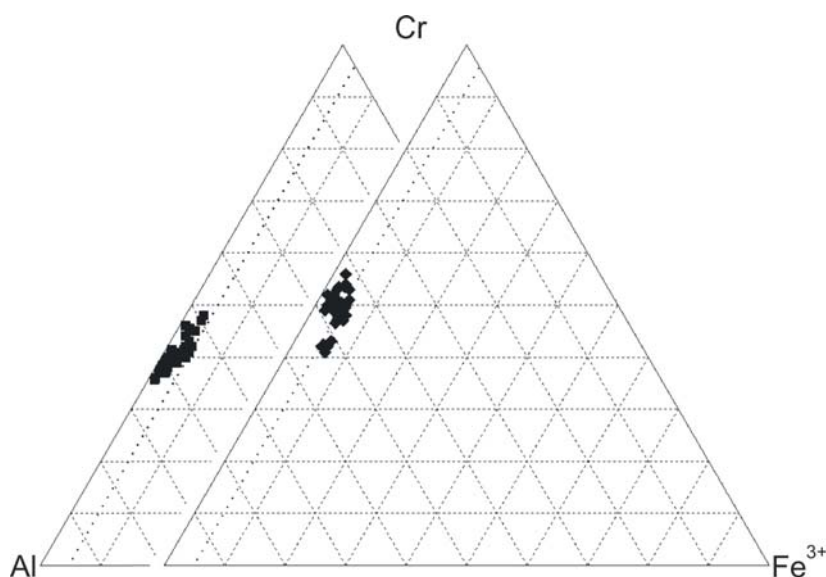


Fig. 13 – Ternary diagram Cr-Al- Fe^{3+} for chromite from harzburgite (squares) and dunite (diamonds) from the Quatipuru complex.

The disseminated chromite from dunite has a higher Cr# than those from the harzburgite. In the dunite, Cr# varies from 0.44 to 0.58, with most values around 0.52 and a mean value of 0.51 (Table 4). A traverse across a grain 8 mm in diameter shows a variation of Cr# from 0.50 to 0.53 (6%), where the highest values are in the core. Variations in Cr# up to 11.5% were found in different grains in the same sample, whereas in an individual grain they can reach up to 5.8%, and can be normal or reverse. The TiO_2 content shows a bimodality of values in the dunite samples. Two samples have values of 0.33, with Cr-spinel grains having dimensions smaller than

1 mm, whereas the other two samples, with values of 0.07 are found in grains 2 mm in diameter. Magnetite is the principal alteration product of chromite.

	Harzburgite						Dunite				
			QT-10.B	QT-28.A	QT-72.A	QT-37.E		QT-77.C	QT-72.B	QT-50.G	QT-47.O
	Magn.	Fechrom.	Chrom.	Chrom.	Chrom.	Chrom.	Magn.	Chrom.	Chrom.	Chrom.	Chrom.
SiO₂	0.55	4.15	0.03	0.03	0.03	0.02	0.79	0.03	0.02	0.03	0.02
TiO₂	0.09	0.06	0.03	0.02	0.10	0.04	0.01	0.34	0.32	0.07	0.06
Al₂O₃	0.03	2.22	30.25	31.08	35.16	33.80	0.00	25.63	24.12	29.84	26.54
Cr₂O₃	0.02	30.30	37.48	36.30	33.69	34.07	0.82	40.92	44.16	35.95	42.84
Fe₂O₃	68.33	33.90	2.51	2.70	0.83	1.93	67.39	4.11	2.86	5.14	1.95
FeO	30.33	16.96	14.29	13.95	14.36	15.34	30.07	14.18	14.18	13.34	13.36
MnO	0.04	5.52	0.35	0.32	0.36	0.33	0.14	0.36	0.39	0.32	0.32
NiO	0.04	0.04	0.08	0.13	0.14	0.10	0.04	0.14	0.07	0.13	0.10
MgO	0.36	5.01	14.22	14.49	14.88	14.13	0.49	13.88	13.83	14.89	14.74
ZnO	0.07	0.99	0.23	0.18	0.24	0.23	0.08	0.12	0.12	0.13	0.12
V₂O₅	0.02	0.06	0.18	0.19	0.17	0.16	0.02	0.21	0.19	0.17	0.19
Total	99.88	99.24	99.66	99.39	99.95	100.15	99.85	99.91	100.23	100.00	100.24
Si	0.17	1.16	0.01	0.01	0.01	0.01	0.24	0.01	0.00	0.01	0.01
Ti	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.06	0.06	0.01	0.01
Al	0.01	0.74	8.46	8.66	9.58	9.30	0.00	7.30	6.89	8.31	7.47
Cr	0.01	6.74	7.03	6.79	6.16	6.29	0.20	7.82	8.46	6.71	8.09
Fe³⁺	15.75	7.18	0.45	0.48	0.15	0.34	15.49	0.75	0.52	0.91	0.35
Fe	7.77	3.99	2.84	2.76	2.78	2.99	7.68	2.86	2.88	2.64	2.67
Mn	0.01	1.32	0.07	0.06	0.07	0.07	0.04	0.07	0.08	0.06	0.06
Ni	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02
Mg	0.16	2.09	5.03	5.11	5.13	4.91	0.22	5.00	5.00	5.24	5.25
Zn	0.02	0.21	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
V	0.00	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03
Total	23.93	23.46	23.97	23.97	23.99	23.99	23.91	23.95	23.95	23.97	23.98
Cr#	0.30	0.90	0.45	0.44	0.39	0.40	0.99	0.52	0.55	0.45	0.52
Mg#	0.02	0.34	0.64	0.65	0.65	0.62	0.03	0.64	0.63	0.67	0.66
Fe³#	1.00	0.49	0.03	0.03	0.01	0.02	1.00	0.05	0.03	0.06	0.02

Table 4 - Representative microprobe analyses of accessory Cr-spinel in peridotites from the Quatipuru complex.

Accessory chromites from harzburgites and dunites show a distinct geochemistry of ocean-floor peridotites (Fig. 14). In the diagram of Herbert (1982) for spinel of oceanic peridotites and gabbros, chromites of harzburgites show a depleted to highly depleted nature, whereas the chromites of dunites show a hybrid nature, plotting in the depleted peridotite field as well as in the MORB-type oceanic cumulate, this last character identical to the chromitites (Fig. 15).

To define the tectonic setting of the peridotites from the Quatipuru complex, we used the $\text{Al}_2\text{O}_3\%$ versus $\text{TiO}_2\%$ diagram proposed by Kamenetsky *et al.* (2001), as presented in Fig. 16. In this diagram, the Quatipuru peridotite Cr-spinels plot in a region of overlap of the supra-subduction and MORB peridotite fields. Some Cr-spinels of the dunites and olivine gabbros show a MORB Cr-spinel character. The range of the Cr-spinel compositions of the peridotites from the Quatipuru complex is similar to that found in peridotites of the Macquarie Island, corresponding to the unique subaerial exposure of modern oceanic lithosphere (Kamenetsky *et al.*, 2001).

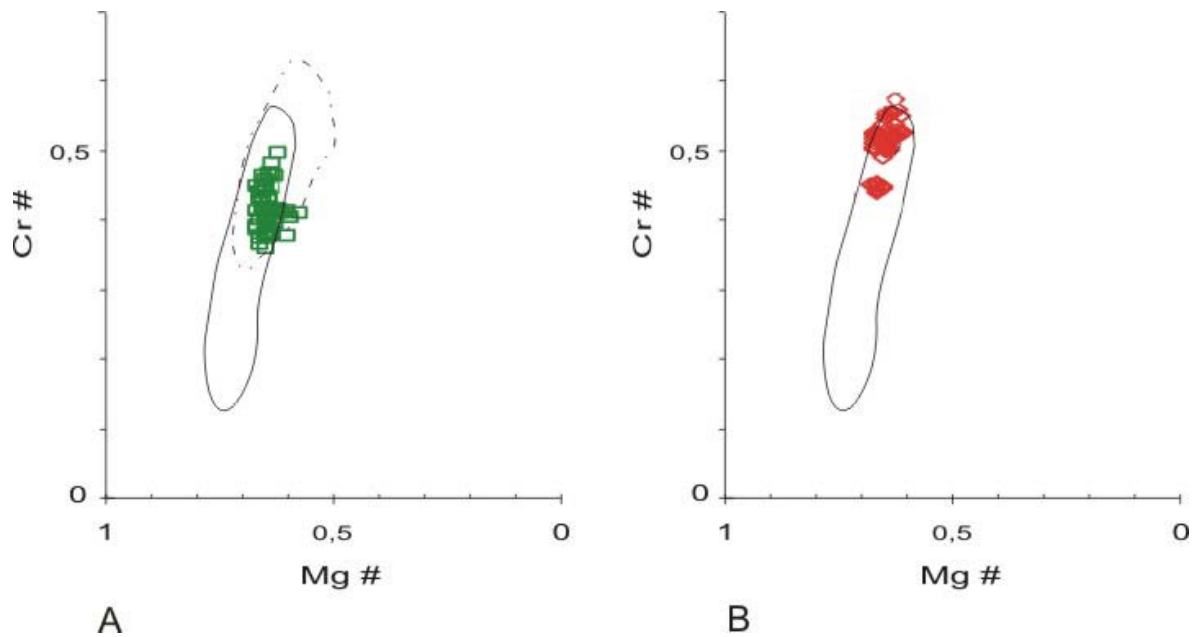


Fig. 14 – Diagram of Dick & Bullen (1984) for Cr-spinels in abyssal peridotites. A. Harzburgite Cr-spinels from the Quatipuru complex compared with accessory chromites of harzburgites from Garrett and Terevaka transform faults (dashed line, Constantin *et al.*, 1995; Constantin, 1999). B. Diagram of Dick & Bullen (1984) for dunite Cr-spinels from Quatipuru complex.

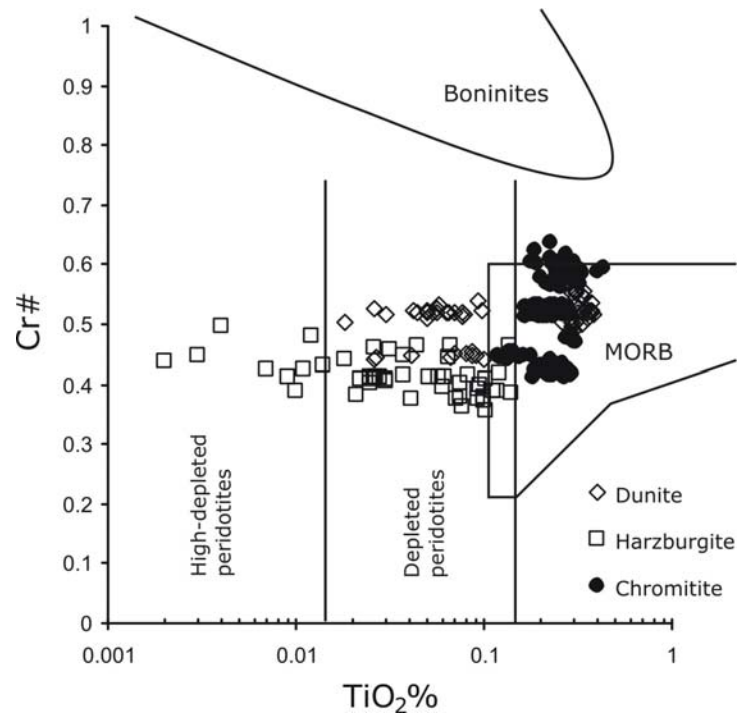


Fig. 15 – Plot of $\text{TiO}_2\%$ vs. Cr# for chromites of harzburgite, dunite and chromitite from the Quatipuru complex. Modified from Herbert (1982).

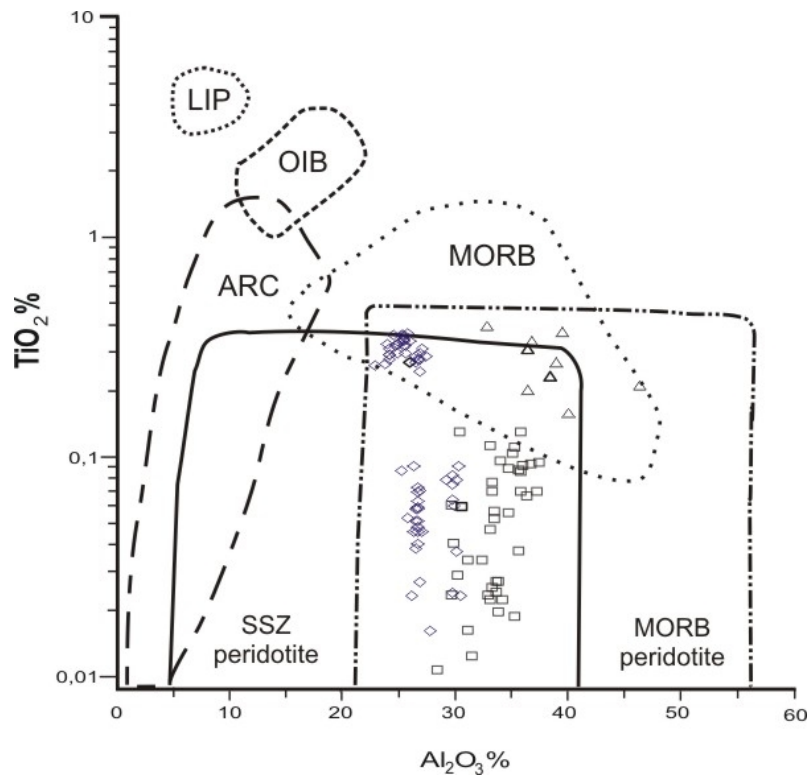


Fig. 16 – Plot of $\text{Al}_2\text{O}_3\%$ vs. $\text{TiO}_2\%$ of Cr-spinel of mantle peridotites and volcanic rocks from different geological settings (after Kamenetsky *et al.*, 2001). Quatipuru complex data: squares= harzburgites, lozenges= dunites and triangles= olivine gabbros.

6. Platinum group elements in chromitites

The samples of chromitite were analyzed for platinum-group elements (PGE) and Au in the Genalysis Laboratory Services Pty. Ltd. in Maddington, Western Australia. The samples were analyzed by inductively coupled plasma – mass spectrometry (ICP–MS) after concentration with nickel sulfide fire-assay collection. Detection limits were 1 ppb for Rh, and 2 ppb for Os, Ir, Ru, Pt, Pd, and 5 ppb for Au. The PGE values in chromitites of the Quatipuru complexes are: Os 9 to 46 ppb, Ir 7 to 23 ppb, Ru 26 to 100 ppb, Rh 3 to 8 ppb, Pd 3 to 5 ppb and Pt < 2 to 9 ppb; and gold is below the detection limit (< 5 ppb) in all the analyzed samples (Table 5). All samples are enriched in IPGE (Os+Ir+Ru) in relationship to PPGE (Rh+Pd+Pt) and plot in the chromitite-hosted mantle peridotite field (Fig. 17), where Ir and Pt show the smaller concentrations of all PGEs. The sum of PGE reaches up to 176 ppb, with the massive and disseminated textural types having greater and smaller concentrations, respectively. Ru is more enriched than Pt (Table 5) and in all samples show a positive peak (Fig.17). Despite lower concentrations of Pt and Pd, these elements have higher values in disseminated chromitite textured (Table 5). Gold was not detectable in any sample.

Samples	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Σ (PGE)	Texture
QT9B	16	12	36	4	nd	4	72	disseminated
QT9C	15	11	27	3	9	4	69	disseminated
QT9D	11	8	30	4	8	5	66	disseminated
QT10C	19	21	55	6	nd	4	105	nodular
QT10D	19	20	54	5	nd	nd	98	nodular
QT47A	18	14	58	6	nd	3	99	nodular
QT49E	13	8	47	4	nd	4	76	nodular
QT23	16	13	72	7	4	4	116	massive
QT43B	29	18	64	7	nd	3	121	massive
QT77E	46	20	100	5	2	3	176	massive

Table 5 – PGE concentrations in the chromitites from Quatipuru complex. Au was not detectable in none of the samples.

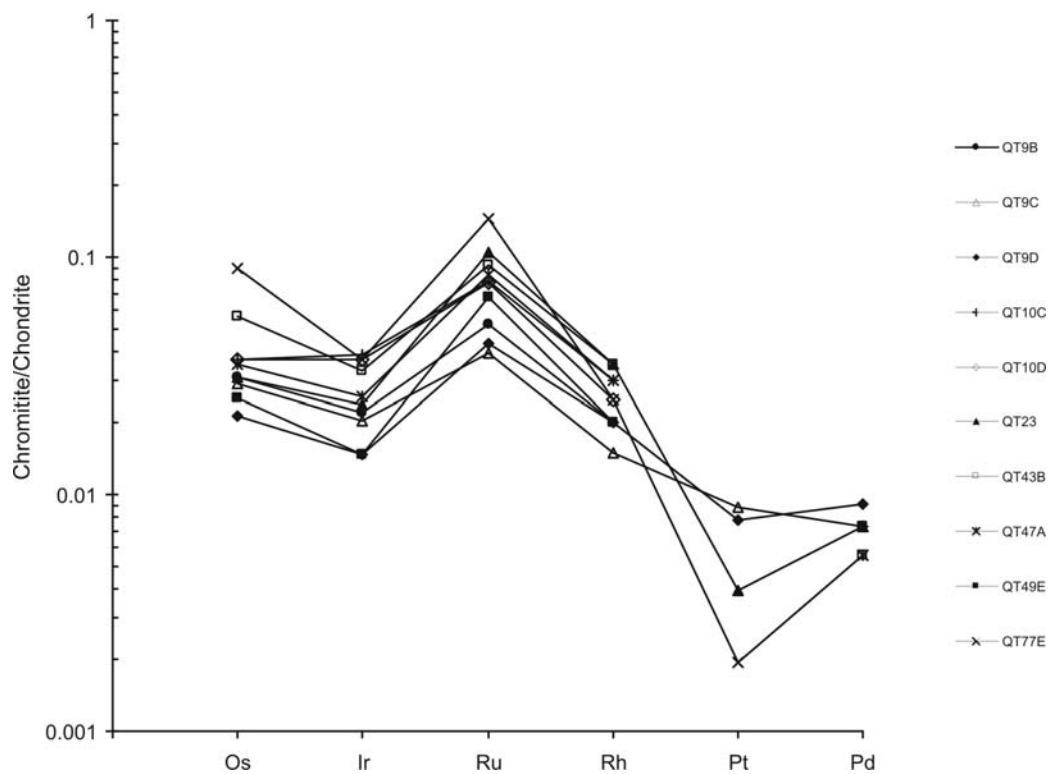


Fig. 17 – Chondrite normalized (Naldrett & Duke, 1981) patterns of the chromitites from Quatipuru complex.

The chondrite normalised PGE patterns of the chromitite from the Quatipuru complex show an overall negative slope, similar to that found in various ophiolite complexes (Proenza *et al.*, 2004; Rollinson, 2005; Prichard *et al.*, 2008).

7. Discussion

The podiform chromitites of the Quatipuru complex are hosted by mantle peridotites and show dunite envelopes and nodular textures, commonly found in ophiolite complexes (Lago *et al.*, 1982; Nicolas, 1989). The hosting-harzburgite represents the residue of partial melting, whereas dunite is interpreted as old channels of magma migration, where orthopyroxene dissolution of the harzburgite and concomitant olivine precipitation occurs, or perhaps orthopyroxene dissolution and olivine resting like residue. Sometimes, portions of migrant magma of gabbroic composition are fossilized in dunite channels, as represented by plagioclase-dunite lens, similar to that describe in other ophiolite complexes and modern oceanic lithosphere (Cannat *et al.*, 1990, Girardeau & Rancheteau, 1993, Boudier & Nicolas, 1995)

The chemistry of the major elements in the Quatipuru peridotites show depleted nature, as demonstrated by high MgO and low Al₂O₃ contents. The reduction of solidus peridotite by hydration of the source region is recognized as an important factor in the formation of ophiolites,

that show a mantle-depleted sequence (Pearce *et al.*, 1984). Besides this, the water incorporated in generated magmas together with partial melting events, collaborate for dissolution of chromium and its reaction with residual peridotites, precipitating chromite in economic tenors (Roberts, 1988; Edwards *et al.*, 2000). In this manner, supra-subduction zone is a favorable tectonic setting for these processes.

The overlap of the MORB and supra-subduction zone tectonic settings revealed by mineral chemistry of accessory chromite and litho-geochemistry of peridotites, is commonly reported in the geological literature, as can be observed in Fig. 18. The accessory chromite data for dunite and harzburgite from the Quatipuru complex are similar to those from the Moa-Baracoa ophiolite massif (Cuba), characterized by the presence of low-Cr chromitite (Proenza *et al.*, 1999), as well as that found in residual harzburgite and/or cryptic harzburgite in oceanic transform fault zones (Fig. 18), such as Terevaka and Garrett (Constantin, 1995, 1999).

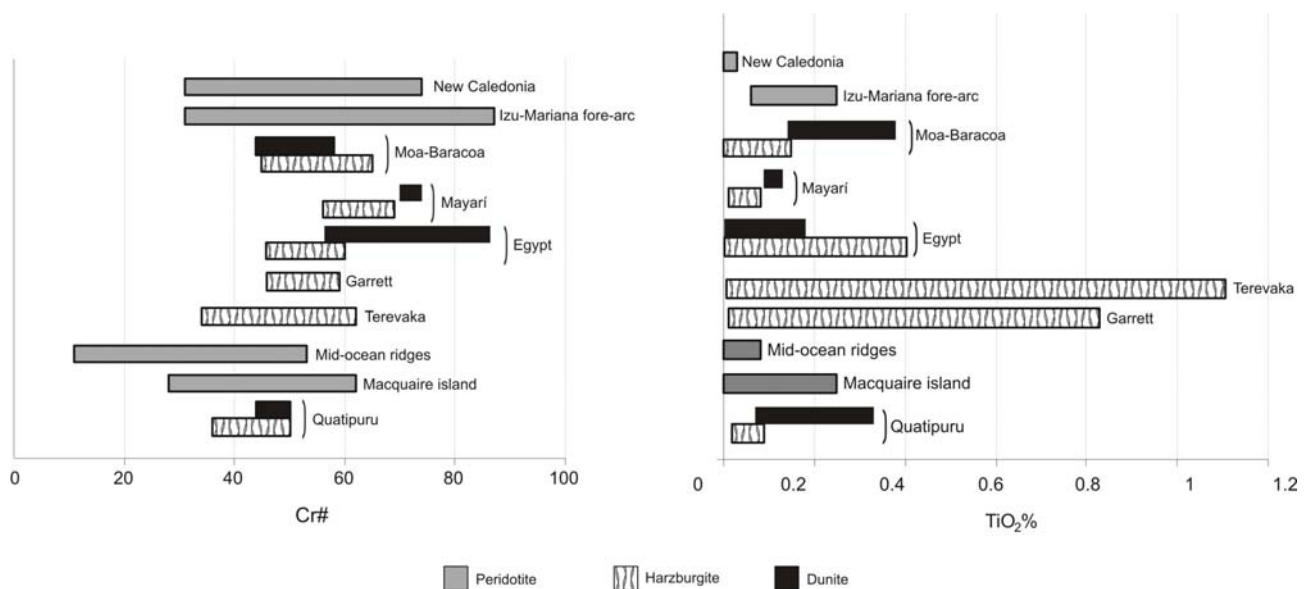


Fig. 18 – Comparison of TiO₂ wt% and Cr# values in accessory chromites from abyssal peridotites from different tectonic settings and age. Data from the New Caledonia, Izu-Mariana fore-arc, mid-ocean ridges and Macquaire Island compiled from Kamenetsky *et al.* (2001); Egypt from Ahmed *et al.* (2001) and Mayari and Moa-Baracoa from Proenza *et al.* (1999).

The characteristics of chromitite pods from the Quatipuru complex, such as metric size and low-Cr chromites, are similar to those found in the western part of Kempirsai Massif, Kazakhstan, situated close to the crust-mantle limit (Melcher *et al.*, 1997). This geochemical signature and location site is commonly described in other chromitites from ophiolite complexes worldwide, such as in the South and Central Americas (Proenza *et al.*, 1999, 2008), Philippines (Leblanc & Violette, 1983) and Oman (Rollinson, 2008).

The formation of high-Cr chromitite has been related to parental boninitic magmas, whereas low-Cr chromitite could be derived from tholeiitic magmas, representing different

tectonic settings of formation, such as island arc and back-arc basin, respectively (Zhou *et al.*, 1994, 1998). However, in supra-subduction zone (back-arc basin), after a high degree of partial melting to generate the initial crust (generating boninitic magmas and high-Cr chromites), there is a loss of water. This loss induces a lower degree of partial melting, generating MORB-type magmas with a low PGE content (Prichard *et al.*, 1996; Zhou *et al.*, 1998). Low-Cr chromitite may be crystallized from magma derived from partial melting of fertile lherzolite (Melcher *et al.* 1997), or to be a product of magma mixing of two end-members, one represented by a depleted mantle melt and another corresponding to MORB-type magma (Rollinson, 2008). In both cases, the reaction between magma and residual peridotite, as well as an open system to maintain the continuation of chromite crystallization are necessary.

The low-Cr chromite of the chromitites from the Quatipuru complex suggests a MORB-type magma filiation. The low tenors of PGE in these chromitites, especially Pt, are typical of chromitite pods formed from a melt that was diluted in PGE, due to the degree of mantle melt not being close to the critical melting required to extract the PGE from the mantle source (Prichard *et al.*, 2008). This indicates crystallisation of the IPGE with the chromite and an absence of sulfide saturation (low PPGE) during crystallisation of the chromitite. Their IPGE values are similar to low-Cr chromitites found in other ophiolite complexes, such as in Cuba (Proenza *et al.*, 2004), Argentina (Proenza *et al.*, 2008), China (Zhou *et al.*, 1998) and Saudi Arabia (Prichard *et al.*, 2008).

The interlayered harzburgite-dunite arrangement of the Quatipuru complex indicates a base level of the Moho transition zone, although the suite of dikes are unusual and not typical of this zone in a classical ophiolite complex. The spatial association of different dikes in the same outcrop, linked to the variety of compositions, textures and structures reveals a magmatic history of multiple stages, from dikes of pyroxenite composition, that are relatively common in mantle harzburgite, to much more evolved dikes composed of gabbro and diabase, that are typical of higher stratigraphic levels in an ophiolite. In transform fault zones such as Garrett and Terevaka, mantle peridotites are cut by gabbroic intrusions, that are time and compositionally differentiated (Constantin *et al.*, 1996). Gabbroic dikes have been described cross cutting mantle rocks in ophiolite complexes, as for example in Cuba, Oman, and especially in the Limassol Forest, in Troodos ophiolite complex (Cyprus), where it was suggested that the cross cutting gabbroic dikes were produced as mantle was uplifted, adjacent to a transform fault (Cann *et al.*, 2001).

The podiform chromitites and suite of dikes and sills hosted in the peridotites of the Quatipuru complex, demonstrate that the Neoproterozoic oceanic lithosphere in the Araguaia belt was constructed by partial melting and different magmatic events. This process began in an oceanic spreading ridge above a supra-subduction zone (back-arc basin), where later tectonic

activity predominated over magmatic activity. The oceanic crust perhaps was located at the intersection of a ridge-transform, where the mantle was uplifted to shallow levels. At this level, the magmatism, although subordinate, was responsible for the injection of gabbroic dikes (olivine gabbros and diabase) and accompanied by the eruption of basaltic pillow-lavas (Morro do Agostinho ophiolite). Hydrothermal alteration processes could be active in shallow levels, propitiating serpentinization of peridotites, propylitization of dikes and epidotization of basalts, induced by seawater circulation.

The lithostructural arrangement of ophiolitic bodies in the Araguaia belt, marked principally by tectonic slices of serpentinized peridotites and basaltic pillow-lavas represents one assemblage derived from its original oceanic site (perhaps the intersection of a ridge-transform fault), and may not necessarily reflect a proto-oceanic basin, as suggested by Kotschoubey *et al.* (2005). Evidences to great ocean realm in the Tocantins Province during the Neoproterozoic is represented by terranes of the Goiás magmatic arc (Pimentel & Fuck, 1992, Pimentel *et al.*, 2000). The closure of this ocean basin and the final positioning of the ophiolitic rocks was completed in 540-520 Ma, during Pamepan-Araguaia orogeny (Trindade *et al.*, 2006). The low metamorphic grade exhibited by the ophiolitic bodies and hosting rocks suggests that these rocks were not buried to lower crustal depths. The arrangement in a *mélange* of these bodies in the Araguaia belt reflects tectonic dismembering, but it is not clear if these bodies were separated during significant transport or by strong flattening.

Acknowledgements

M. A. P. Paixão is grateful to CNPQ (Proc. N. 146034/1999-6) for a Doctorate scholarship.

References

- Abreu, F. A. M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: 30th Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 2: 539-545.
- Abreu, F. A. M.; Gorayeb, P. S. S. & Hasui, Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: 4th Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de resumos, 1-4.
- Ahmed, A. H.; Arai, S. & Attia, A. K. 2001. Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the Pan African Proterozoic ophiolite complexes of Egypt. *Mineralium Deposita*, 36:72-84.
- Ahmed, A. H., Arai, S., Abdel-Aziz, 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., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces; an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1–29.
- Arai, S. 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine*, 56: 173–184.
- Arai, S. 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology*, 113: 191-204.
- Alvarenga, C. J. S.; Moura, C. A. V.; Gorayeb, P. S. S. & Abreu, F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. *Tectonic evolution of South America*. p.183-193.
- Ballhaus, C. 1998. Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth and Planetary Science Letters*, 156: 185-193.
- Boudier, F & Nicolas, A. 1995. Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *Journal of Petrology*, 36(3): 777-796.
- Brito Neves, B. B.; Campos Neto, M. C. & Fuck, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22(3): 155-166.
- Burkhard, D. J. M. 1993. Accessory chromium spinels: their coexistence and alteration in serpentinites. *Gedochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 1297-1306.
- Coleman, R. G. & Keith, T. E. 1971. A chemical study of serpentinization – Burro Mountain, California. *Journal of petrology*, 12(2): 311-328.
- Cannat, M; Bideau, D. & Hébert, R. 1990. Plastic deformation and magmatic impregnation in serpentinized ultramafic rocks from the Garrett transform fault (East Pacific Rise). *Earth and Planetary Science Letters*, 101: 216-232.
- Cas, R. A. F., Wright, J. V. 1988. *Volcanic successions: modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. Allen & Unwin Ltd, New Zealand, 528 p.
- Ceuleneer, G., Monnereau, M., Amri, I. 1996. Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates. *Nature*, 379 (11): 149-153.
- Constantin, M., Hékinian, R., Ackermann, D. & Stoffers, P. 1995. Mafic and ultramafic intrusions into upper mantle peridotites from fast spreading centers of the eastern microplate (South East Pacific). In: Vissers, R. L. M. & Nicolas, A. *Mantle and lower crust exposed in oceanic ridges and in ophiolites*. pp. 71-120.
- Constantin, M., Hékinian, R., Bideau, D. & Hébert, R. 1996. Construction of the oceanic lithosphere by magmatic intrusions: petrological evidence from plutonic rocks formed along the fast-spreading East Pacific Rise. *Geology*, 24(8): 731-734.
- Constantin, M. 1999. Gabbroic intrusions and magmatic metassomatism in harzburgite from the Garrett transform fault: implications for the nature of the mantle-crust transition at fast-spreading ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136:111-130.
- Cordeiro, A. A. C. & Mc Candless, G. 1976. Maciço ultramáfico do Quatipuru. In: 29th Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 3: 9-15.

- Costa, J. B. S. & Hasui, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M. L. & Angélica, R. S. (coords.) Contribuições à geologia da Amazônia. 437 p. Belém, FINEP/SBG, Núcleo Norte.
- Dantas, E. L.; Armstrong, R.; Pimentel, M. M.; Fuck, R. A. Martinelli, C., Silva, M. F. & Laux, J. H. 2007. 800 Ma rifting in the paraguay Belt, central brazil: U-Pb SHRIMP age determination, Rodinia break-up and implications for a connection with Avalonian peri-Gondwana terranes. GSA, Denver Annual Meeting.
- Dick, H. J. B. & Bullen, T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86: 54-76.
- Dick, H. J. B. 1989. Abyssal peridotites, very low spreading ridge and ocean ridge magmatism. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42: 71-106.
- Dylek, Y., Furnes, H. & Shallo, M. 2007. Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, 11: 453-475.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51:431 -435.
- Edwards, S.J. 1995. Boninitic and tholeiitic dykes in the Lewis Hills mantle section of the Bay of Islands ophiolite: implications for magmatism adjacent to a fracture zone in a back-arc spreading environment. *Canadian Journal Earth Science*, 32: 2128-2146.
- Edwards, S.J., Pearce, J.A. & Freeman, J., 2000. New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromite. In: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas, A. (Eds.), *Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program*. Geological Society of America Special Paper, 349: 139-147.
- 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., Castroviejo, R., Ortiz, F. (Eds.), *Complejos ofiolíticos en Iberoamérica, Proyecto XIII.1— CYTED*, pp. 133–155.
- Fonseca, M. A.; Evangelista, H. J. & Oliveira, C. G. 1999. Estruturas transcorrentes na Faixa Araguaia e seu significado no contexto da interação dos crátoms Amazônico-São Francisco/Congo e oeste Africano. In: SBG/NO, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus, Boletim de resumos expandidos, 251-254.
- Girardeau, J. & Francheteau, J. 1993. Plagioclase-wehrlites and peridotites on the East Pacific Rise (Hess Deep) and the Mid-Atlantic Ridge (DSDP Site 334): evidence for magma percolation in the oceanic upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 115: 137-149.
- Goarayeb, P. S. S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, 19 (1): 51-62.
- Goarayeb, P. S. S., Moura, C. A. V. & Barros, G. R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 190-194.

- 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, Editora Edgard Blücher, 137-204.
- Hasui, Y. & Costa, J. B. S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: 36th Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 6: 2535-2549.
- Herbert, R. 1982. Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples. *Ofioliti*, 7: 299-324.
- Hekinian, R.; Bideau, D.; Cannat, M; Francheteau, J. & Hébert, R. 1992. Volcanic activity and crust-mantle exposure on the ultrafast Garrett transform fault near 13°28' S in the Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 108: 259-275.
- Irvine, T. N. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. *Canadian journal Earth Science*, 4: 71-103.
- Khalil, A. E. S. & Azer, M. K. 2007. Supra-subduction affinity in the Neoproterozoic serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: evidence from mineral composition. *Journal of African Earth Sciences*, 49: 136 –152.
- Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J. & Meffre, S. (2001). Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, cr-spinel and melt inclusion of primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42(4): 655-671.
- Kelemen, P. B., Dick, H. J. B. & Quick, J. E. 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358: 635-641.
- Kelemen, P. B., Shimizu, N. & Salters, V. J. M. 1995. Extraction of mid-ocean ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 375 (29): 747-753.
- 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.
- Laux, J. H.; Pimentel, M. M.; Armstrong, R. & Junges, S. L. 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 183–198.
- Lago, B. L.; Rabinowicz, M. & Nicolas, A. 1982. Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Journal of Petrology*, 23(1): 103-125.
- Leblanc, M. & Violette, J.F., 1983. Distribution of aluminum-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology*, 78: 293-301.
- Lima, H. A. F.; Ferreira Filho, C. F.; Dantas, E. L. & Pimentel, M. M. 2003. Geocronologia das intrusões acamadadas máfico-ultramáficas de Porto nacional, Tocantins: evidência de magmatismo básico Cambriano (0,53 Ga) com metamorfismo de alto grau superimposto. In: 8° Simpósio de geologia da Amazônia, Manaus, Resumos Expandidos, CD-ROM.

- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T. V. & Stumpfl, E. F. 1997. Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a Study of Solid and Fluid Inclusions in Chromite. *Journal of Petrology*, 38(10): 1419–1458.
- Menzies, M. A. & Hawkesworth, C. J. 1987. *Mantle metasomatism*. Academic Press, London.
- Mercier, J. C. & Nicolas, A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 16(2): 454-487.
- Moody, J. B. 1976. Serpentinization: a review. *Lithos*, 9: 125-138.
- Moura, C. A. V. & Gaudette, H. E. 1994. Geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, Tocantins-Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos, 1: 240-241.
- Moura, C. A. V. & Souza, S. H. P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 31-33.
- Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S. & Abreu, F. A. M. 2000. The Araguaia Belt revisited. In: 31th International Geological Congress, Abstracts volumes (CD-ROM).
- Naldrett, A. & Duke, J.M. (1980): Pt metals in magmatic sulfide ores. *Science*, 208, 1417-1424.
- Nicolas, A. 1986. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *Journal of Petrology*, 27: 999-1022.
- Nicolas, A. 1989. *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. 367 p.
- Nicolas, A. & Prinzhofer, A. 1983. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *Journal of Petrology*, 24: 188-206.
- Osborne, G. C. 2001. Geotectonics and Mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Araguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brazil. In: 7th Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumo expandidos, (CD-ROM).
- Paixão, M. A. P. & Nilson, A. A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3: 85–103.
- 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. 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: 297–318.
- Parkinson, I. J. & Pearce, J. A. 1998. Peridotites from Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39 (9): 1577-1618.
- Peltonen, P., Kontinen, A. & Huhma, H. 1998. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up. *Journal of Petrology*, 39(2): 297-329.

- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20: 375–379.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F. & Araújo, S.M. 2000. Geology of the central part of the Tocantins Province: implications for the geodynamic history of the Brasília belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 195–229.
- Prichard, H. M. & Neary, C. R. 1982. Some observations on the Chromite in the Shetland Ophiolite complex. *Ophioliti*, 2(3): 455-466.
- Prichard, H. M.; Lord, R. A. & Neary, C. R. 1996. A model to explain the occurrence of Pt-and Pd-rich ophiolite complexes. *Journal Geological Society of London*, 153: 323-328.
- Prichard, H. M. 2004. Elementos del grupo del platino (EGP) em complejos ofiolíticos. In: Pereira, E. S., Castroviejo, R. & Ortiz, F. (Eds.). *Complejos ofiolíticos em Ibero América - guias de prospección para metales preciosos. Proyecto XIII.1 CYTED*, pp. 71-87.
- Proenza, J. A., Gervilla, F., Melgarejo, J. C. & Boudinier, J. L. 1999. Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa ophiolite belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94: 547-566.
- Proenza, J.A., Zaccarini, F., Escayola, M., Cábana, C., Schalamuk, A. & Garuti G. 2008. Composition and textures of chromite and platinum-group minerals in chromitites of the western ophiolitic belt from Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 33: 32-48.
- Proenza, J. A., Rodriguez-Vega, A., Diaz-Martinez, R., Gervilla, F., Melgarejo, J. C., Ramayo, L. & Vila, A. R. 2004. Distribucion de elementos del grupo del platino (EGP) y Au en la faja ofiolitica Mayari-Baracoa (Cuba oriental). In: Pereira, E., Castroviejo, R., Ortiz, F. (Eds.), *Complejos ofiolíticos en Iberoamérica, Proyecto XIII.1— CYTED*, pp. 309–336.
- Rampone, E. & Piccardo, G. B. 2000. The ophiolite- oceanic lithosphere analogue: new insights from the Northern Apennines (Italy). In: Dylek, Y., Moores, E. M., Elthon, D. & Nicolas, A. (eds). *Ophiolites and oceanic crust; new insights from field studies and the ocean drilling program. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper*, 349: 21-34.
- Roberts, S. 1988. Ophiolitic chromitite formation: a marginal basin phenomenon? *Economic geology*, 83: 1034-1036.
- Rollinson, H. 2005. Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: a new genetic model. *The Island Arc*, 14: 542-550.
- Rollinson, H. 2008. The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 273-288. doi: 10.1007/s00410-008-0284-2).
- Strieder, A. J. , Nilson, A. A. 1992. Mélange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e suas implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2): 204-215.

- Stern, R.J., Johnson, P.R., Kroöner, A. & Yibas, B. 2004. Neoproterozoic ophiolites of the Arabian–Nubian Shield. In: Kusky, T.M. (ed.), *Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Developments in Precambrian Geology*, 13: 95–128.
- Suhr, G. 1999. Melt migration under oceanic ridges: inferences from reactive transport modeling of upper mantle hosted dunites. *Journal of Petrology*, 40(4): 575-599.
- Suita, M. T. F. & Strieder, A. J. 1996. Cr-spinels from Brazilian mafic-ultramafic complexes: metamorphic conditions. *International Geology Review*, 38: 245-267.
- Trindade, R.I.F., D, Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Brito-Neves, B.B., 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 244: 361–377.
- Trouw, R. A. J., Vaz, L. F., Slongo, T. T., Nakasato, N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: 29th Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 2: 137-148.
- Viti, C. & Mellini, M. 1998. Mesh textures and bastites in the Elba retrograde serpentinites. *European Journal Mineralogy*, 10: 1341-1359.
- Wicks, F. J. & Whittaker, E. J. W. 1977. Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 15: 459-488.
- Zhou, M.-F.; Robinson, P. T. & Bai, W.-J. 1994. Formation of podiform chromitites by melt-rock interaction in the upper mantle. *Mineralium. Deposita*, 29: 98-101.
- Zhou, M.-F. & Robinson, P. T. 1994. High-chromium and high-aluminium podiform chromitites, western China; relationship to partial melting and melt/rock interaction in the upper mantle. *International Geology Review*, 36: 678-686.
- Zhou, M.-F.; Robinson, P. T.; Malpas, J. & Li, Z. 1996. Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 37(1): 3-21.
- Zhou, M. & Robinson, P. T. 1997. Origin and tectonic environment of podiform chromitite deposits. *Economic Geology*, 92: 259-262.
- Zhou, M. F., Sun, M., Keays, R. R. & Kerrich, R. W. 1998. Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4): 677-688.

CAPÍTULO 5 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Sobre a natureza ofiolítica, ambiente de geração e inferências sobre o potencial metalogenético

Os fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia, representados pelos complexos Quatipuru, Serra do Tapa e Morro do Agostinho, formam expressivo alinhamento de direção norte-sul, que se estende por mais de 500 km na porção centro-norte do Brasil, bordejando o limite leste do Cráton Amazônico. Em sua maioria, tais fragmentos não apresentam a clássica pseudo-estratigrafia de ofiolitos, sendo constituídos predominantemente por peridotitos mantélicos serpentinizados e lavas basálticas.

A expressiva presença de rochas siliciclásticas na Faixa Araguaia, o restrito volume de rochas vulcânicas basálticas com moderado fracionamento em ETR, o enriquecimento em ETRL dos peridotitos da Serra do Tapa, além da falta de outras rochas ofiolíticas (*e. g. sheeted dykes*, sequência de câmara magmática), levaram Kotschoubey *et al.* (2005) a sugerirem que esta sequência seja produto do desenvolvimento de uma bacia proto-ocêânica, similar às porções norte e central do atual Mar Vermelho, ou as bacias oceânicas pobremente evoluídas do tipo Alpino-Appennino. Segundo estes autores, o enriquecimento em ETRL dos peridotitos é resposta de sua derivação a partir de manto lherzólítico, que sofreu moderado grau de fusão parcial, sendo também responsável pela assinatura dos basaltos (moderadamente depletados em ETRP e levemente enriquecidos em ETRL). Tais basaltos apresentam assinaturas de N-MORB e E-MORB até toleítos de arco de ilha em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos.

A presença de clinopiroxênio nos harzburgitos poderia ser indicativa de uma proveniência de manto fértil e responder pela assinatura enriquecida em ETRL. No entanto, a ausência deste mineral nos harzburgitos do Complexo Quatipuru e os baixos teores de CaO nos peridotitos da Serra do Tapa e do Complexo Quatipuru apontam que o enriquecimento em ETRL se dá de forma críptica, e que a integração de modelos de metassomatismo do manto com ambiência tectônica de fundo oceânico devem ser considerados na geração das rochas destes complexos. Processos que podem descrever esta assinatura são o de refertilização (Niu & Hekinian, 1997) e de fusão parcial em sistema aberto (Ozawa & Shimizu, 1995), sugerindo ambiente tectônico mais complexo do que uma cordilheira de expansão meso-ocêânica para a interação destes processos.

Os dados de litogeoquímica dos elementos maiores dos harzburgitos do complexo Quatipuru revelam seu caráter residual e depletado, assemelhando-se a peridotitos de outros complexos ofiolíticos (*e. g. Rampone & Piccardo, 2000; Khalil & Azer, 2007*) e de litosfera oceânica moderna (*e. g. Parkinson & Pearce, 1998; Gribble et al., 2006*). Os basaltos apresentam

valores positivos de ϵ_{Nd} típicos de MORB, que, juntamente com os valores também positivos dos diques máficos do Complexo Quatipuru, apontam para a derivação mantélica deplecionada das rochas ofiolíticas.

Os *pods* de cromitito do complexo Quatipuru possuem texturas nodulares e envelopes duníticos típicos de complexos ofiolíticos e são interpretados como acumulações magmáticas oriundas da interação de magmas com os peridotitos mantélicos. A química mineral destes cromititos caracteriza-os como do tipo ofiolítico de baixo-Cr, corroborada pelos baixos conteúdos de EGP, que mostram forte fracionamento de IPGE em relação aos PPGE, mostrando similaridades com cromititos de baixo-Cr de outros complexos ofiolíticos neoproterozóicos, preferencialmente localizados nos níveis mantélicos mais superiores, próximos ou na zona de transição de Moho (Leblanc & Violette, 1983; Proenza *et al.*, 1999). Segundo Zhou *et al.* (1998), cromititos de baixo-Cr são preferencialmente formados em bacias *back-arc* , sendo resultantes da interação de harzburgito depletado com magmas toleíticos saturados em enxofre, que perderam seu conteúdo de EGP antes de alcançar o local de formação do cromitito (Figura 5.1).

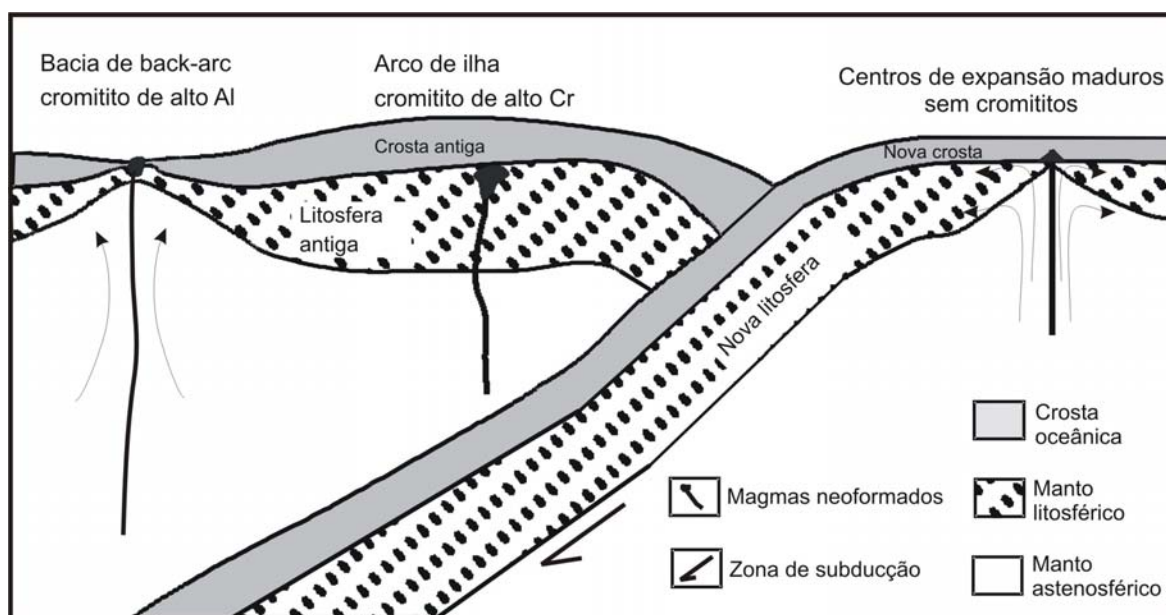


Figura 5.1 – Diagrama de ambiente tectônico relacionando a formação de cromititos de alto-Al e alto-Cr. Fonte: Zhou *et al.* (1998).

A química mineral das cromitas acessórias dos peridotitos do Complexo Quatipuru é similar aquela de peridotitos de ambiente MORB e de zonas de suprasubducção, associadas a regiões de *back-arc* , conforme mostrado nos diagrama de Kamenetsky *et al.* (2001).

No complexo Quatipuru-Morro do Agostinho, a associação espacial de vários tipos de diques num mesmo afloramento de harzburgito revela uma história magmática e estrutural de múltiplos estágios. A composição, texturas e estruturas na suíte de diques/*sills* e nos peridotitos encaixantes revelam vários processos magmáticos (*e. g.* extração, migração e cristalização), que ocorreram desde condições de fluxo astenosférico até condições litosféricas muito rasas na crosta, traduzindo grande variação no regime termal; os diques de diabásio são os marcadores do nível crustal mais raso alcançado pelos peridotitos mantélicos. A permanência em condições rasas de crosta oceânica foi responsável pela intensa serpentização dos harzburgitos e dunitos, além dos efeitos de propilitização nos diques gabróicos.

Estudos modernos demonstram que a estrutura e composição da litosfera oceânica são resultantes da combinação de processos tectônicos e magmáticos, controlados pela taxa de expansão, e pelo suprimento de magma e resfriamento litosférico sob o eixo da cordilheira (Gràcia & Escartin, 1999). Tais parâmetros podem variar em porções individuais das cordilheiras, devido a descontinuidades de primeira e segunda ordem que as segmentam, tais como falhas transformantes, centros de expansão sobrepostos, falhas não-transformantes e propagadores, que podem ocorrer tanto em centros de expansão de cordilheiras meso-oceânicas (*e. g.* Cannat *et al.*, 1990; Hekinian *et al.*, 1992; Hekinian *et al.*, 1993; Constantin, 1999), como em bacias *back-arc* (Gràcia & Escartin, 1999). A exposição de peridotitos mantélicos associados com derrames basálticos no fundo oceânico moderno ocorre preferencialmente em locais onde existem tais descontinuidades (Cannat *et al.*, 1990; Hekinian *et al.*, 1992).

Em zonas de falhas transformantes (*e. g.* Garrett e Terevaka) a exposição de peridotitos mantélicos cortados por intrusões gabróicas, temporalmente e composicionalmente diferenciadas, é evidência de crosta ígnea localmente afinada em ambiente de interseção cordilheira-falha transformante, com regime termal mais frio e deficiente de magma (Constantin *et al.*, 1996). Segundo estes autores, a litosfera formada próxima às principais descontinuidades axiais será litologicamente e composicionalmente diferentes da litosfera criada próxima aos centros das cordilheiras, longe destas descontinuidades. Assim, interseções de cordilheiras de expansão rápida com falhas transformantes possuem características termais muito próximas aquelas de regimes mais frios, tais como em cordilheiras de expansão lenta.

Com base na presença de cromititos de baixo-Cr com baixos teores de EGP, preferencialmente formados em ambiente de bacia *back-arc* do que em região de *fore-arc* (Figura 5.1), propõem-se que o ambiente tectônico de formação dos complexos Quatipuru e Morro do Agostinho seja relacionado a uma bacia do tipo *back-arc* em zona de supra-subducção, onde magmas do tipo MORB, responsáveis por tais assinaturas químicas nos cromititos, podem

ser gerados quando baixas taxas de fusão parcial são prevalescentes (Prichard *et al.*, 1996; Prichard, 2004).

O arranjo interacamadado de harzburgito e dunito, aliado a presença de diques e *sills* máfico-ultramáficos, estruturas de impregnação e *pods* de cromititos, apontam que a litosfera oceânica neoproterozóica foi marcada por processo de extração, migração e impregnação de magmas, similarmente aos níveis mais superiores de porções mantélicas próximas à zona de transição de Moho (Boudinier & Nicolas, 1995).

O alçamento tectônico das porções mais superiores de manto ocorre preferencialmente em zonas de interseção de cordilheira meso-oceânica com descontinuidades de primeira e segunda ordem, tais como falhas transformantes, e deste modo, a íntima associação de peridotitos mantélicos e *pillow* lavas basálticas no complexo Quatipuru-Morro do Agostinho pode ser herança de um sítio oceânico como este (Canatt *et al.*, 1990; Hekinian *et al.*, 1992; Hekinian *et al.*, 1993; Constantin, 1999), e não ser resposta apenas de desmembramento tectônico devido ao processo de obducção.

O baixo grau metamórfico dos corpos ofiolíticos e suas rochas encaixantes sugere que tais rochas não foram soterradas a profundidades de crosta inferior. O arranjo em mélange desses corpos na Faixa Araguaia reflete desmembramento tectônico, porém não é claro se devido a grande transporte em sistemas transcorrentes, ou a forte achatamento.

Em termos de potencial metalogenético, os corpos ofiolíticos da Faixa Araguaia foram alvos de exploração de cromita na década de 80, e mais recentemente (2003-2007) de intensa exploração para níquel laterítico, porém sem minas explotáveis. Além disso, mineralizações sulfetadas polimetálicas de Cu-Zn-Pb, com idades variando entre 716 e 616 Ma, foram identificadas em rochas metassedimentares clásticas do Grupo Tocantins (Fm. Couto Magalhães), tendo sua gênese associada principalmente a fluidos exalativos (Osborne, 2001; Villas *et al.*, 2007).

Processos exalativos têm sido reconhecidos como responsáveis por mineralizações sulfetadas de Cu-Co-Zn-Ni-Ag-Au, do tipo Outokumpu (Finlândia), intimamente associadas a peridotitos ofiolíticos (*e. g.* ofiolito de Jormua; Peltonen *et al.*, 2008), cuja gênese está ligada a deposição de proto-minério rico em Cu sobre um assoalho peridotítico oceânico. Posteriormente, o proto-minério é misturado tectonicamente com sulfetos de níquel, provenientes da reação dos corpos ultramáficos com os envelopes de listwanitos, durante o processo de obducção, gerando assim mineralizações poligenéticas (Peltonen *et al.*, 2008). Tal tipo de mineralização não tem sido identificado na Faixa Araguaia, porém muitos dos elementos associados são reconhecidos nos corpos ofiolíticos e unidades associadas, mostrando assim um potencial ainda desconhecido para este tipo de mineralização.

Cronologia e correlações geotectônicas

A Faixa Araguaia e as outras ramificações do Sistema Orogênico Tocantins, que são a Faixa Paraguai e a Faixa Brasília (Brito Neves *et al.*, 1999), demonstram similaridades quanto aos estágios evolutivos e registros estratigráficos. Os tratos oceânicos do Neoproterozóico existentes entre os fragmentos cratônicos do proto-Gondwana Oeste, além de serem registrados na Faixa Araguaia e suas correlatas em território brasileiro (faixas Brasília, Paraguai e Gurupi), são também identificados em faixas de dobramentos de outros países e continentes (*e. g.* Argentina e África).

As relações de contato entre as faixas Araguaia e Paraguai são obscurecidas por sedimentos da bacia do Bananal (Cenozóico), e devido tal hiato de informação geológica, comumente tais faixas são tratadas separadamente na literatura geológica. Porém, se considerarmos as faixas Araguaia e Paraguai como uma única entidade tectônica, conforme originalmente tratado por Almeida (1974), pode-se notar semelhanças estratigráficas entre elas, principalmente na seqüência de cobertura plataformar, onde formações ferríferas bandadas, carbonatos com fósseis da fauna Ediacara e seqüências siliciclásticas com presença de diamictitos, são encontrados em ambas as faixas (Alvarenga *et al.*, 2000; Osborne, 2001, Villas *et al.*, 2007), além de semelhanças na polaridade metamórfica, mostrando uma diminuição do grau metamórfico, alcançando até condições de anquimetamorfismo, em direção a oeste, rumo ao Cráton Amazônico.

Na Faixa Araguaia, na região dos complexos Quatipuru-Morro do Agostinho, um limite plano para o Craton Amazônico é indicado pelas linhas de escorregamento, identificadas em imagens de satélite e em mapas aeromagnetométricos; nesta região a largura da faixa não excede os 150 km. As maiores larguras encontradas na Faixa Paraguai (cerca de 500 km) estão associadas a região onde existe a mudança do trend E-W para NE-SW, provavelmente refletindo uma antiga região de golfo do Craton Amazônico, que foi balizadora para as margens de deposição da bacia, bem como para conformação final dos terrenos geológicos quando da evolução do orógeno. Na Faixa Paraguai evidências de abertura oceânica foram caracterizadas por Dantas *et al.* (2007) por meio de basaltos com $\epsilon_{Nd(t)} = +3$ e assinaturas geoquímicas similares a E-MORB, onde vulcânicas ácidas piroclásticas associadas com a abertura inicial deste rift mostram idade de 822 ± 9 Ma (U-Pb), na região de Nova Xavantina. Idades U-Pb em zircão de rochas relacionadas ao magmatismo nessa faixa apresentam idades de 680, 630, 590 e 570 Ma, sugerindo sucessivos pulsos de atividade ígnea nos estágios de abertura e inversão da bacia (Dantas *et al.*, 2007).

Na Faixa Brasília os registros iniciais de litosfera oceânica são caracterizados pelas primeiras rochas do arco magmático de Goiás, de caráter juvenil, resultado do evento de subducção intraoceânica para oeste, no intervalo de 890-800 Ma (Pimentel & Fuck, 1992; Laux *et al.*, 2005) e por anfibolitos presentes no Grupo Araxá, com idade de 838 ± 20 Ma (Piuzana *et al.*, 2003), ambos fazendo parte do denominado Oceano de Goiás (ou Goianides). Posteriormente, no intervalo de 660 a 600 Ma teria ocorrido um segundo evento de acreção magmática, porém com assinaturas isotópicas de arco continental (Laux *et al.*, 2005). Por volta de 760 Ma metamorfismo de alto grau marca o evento de acreção do arco intra-oceânico ao fragmento continental do maciço de Goiás (Pimentel *et al.*, 2004).

Uma sucessão de eventos semelhantes ocorreu na Faixa Araguaia, onde o começo do estágio de rifteamento crustal é marcado por corpos de rochas alcalinas com idades próximas de 1 Ga (Moura *et al.* 2000). O Oceano de Goiás na Faixa Araguaia é representado pelos complexos Quatipuru, Serra do Tapa e Morro do Agostinho, entre outros, com idade de 757 ± 49 Ma. Tal idade, associada com o ambiente de supra-subducção para o Complexo Quatipuru-Morro do Agostinho, sugere a formação de bacia *back-arc* em ambiente oceânico, provavelmente associado ao evento de subducção intracoeânica, representado pelo arco magmático de Goiás, na Faixa Brasília (Figura 5.2). Acredita-se que o desenvolvimento do Oceano de Goiás perdurou cerca de 150-200 Ma, desde as primeiras rochas produtos de subducção intra-oceânica (890 Ma) até o desenvolvimento de bacias *back-arc* intraoceânicas (aprox. 750 Ma). Tal oceano separava grandes massas cratônicas como o Cráton Amazônico do Cráton do São Francisco/Congo, do Cráton do Oeste Africano (West African) e de outros blocos menores, tais como Parnaíba e Paranapanema (Brito Neves, 2003; Fuck *et al.*, 2008) (Figura 5.2).

Tufos ácidos piroclásticos de idade de 630-620 Ma na Faixa Araguaia (Osborne, 2001) são contemporâneos ao último magmatismo na Faixa Brasília (metadacitos da porção sul do arco magmático de Goiás com zircões de 636 ± 6 Ma – U/Pb). O estágio de inversão da bacia e acreção da Faixa Araguaia ao Cráton Amazônico, deu início entre 650-600 Ma controlado por empurrões com vergência para WNW, com estabilização e intrusões graníticas finais no intervalo de 550-500 Ma (Moura *et al.* 2000). Fósseis de idade Vendiana presentes nos calcários apontam que o fechamento da bacia se deu posteriormente a 544 Ma, sendo tal idade cronocorrelata aquela proposta como o limite superior da deformação dentro da Faixa Paraguai, em torno de 520 Ma (Trindade *et al.*, 2003).

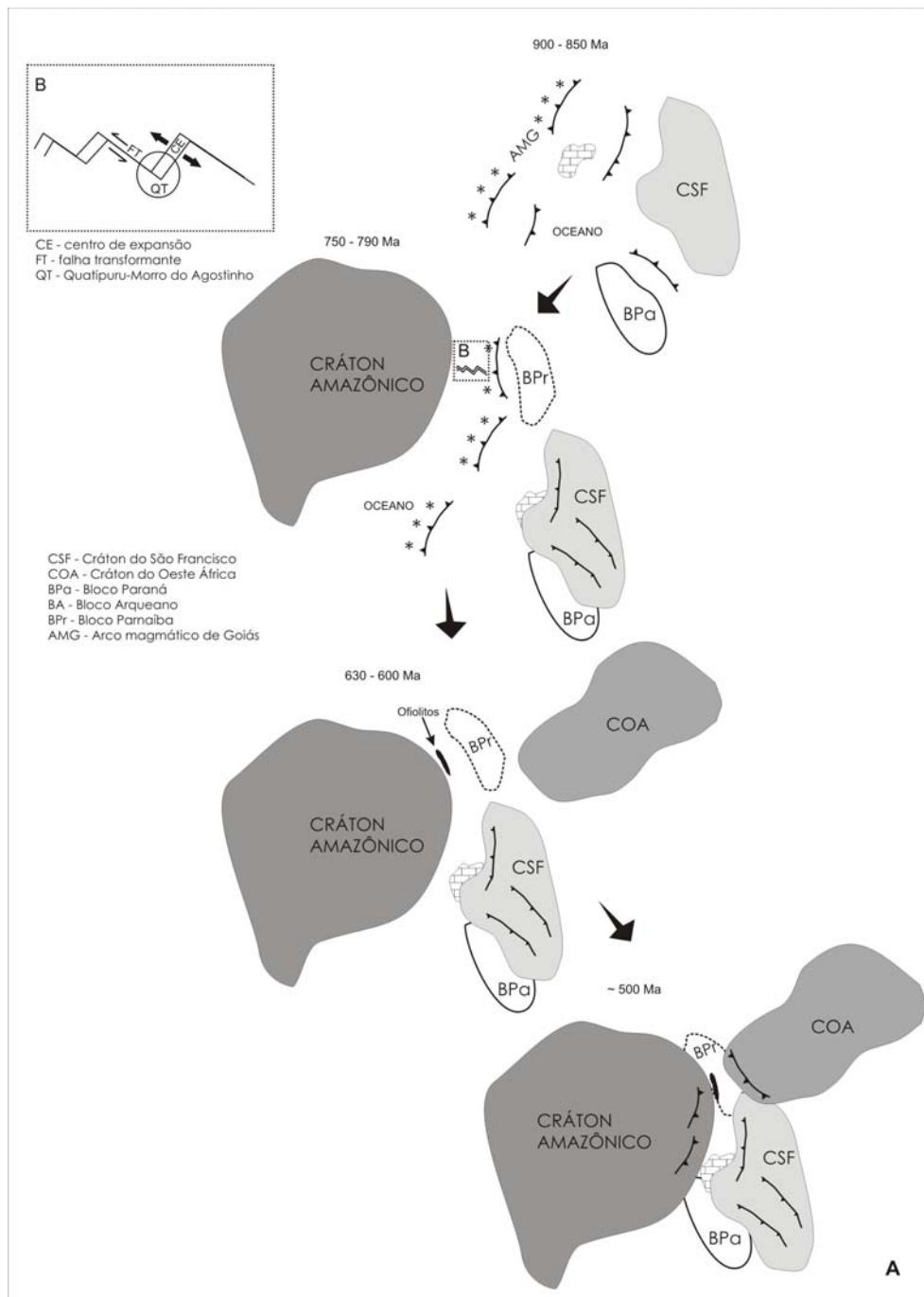


Figura 5.2 – **A.** Reconstrução esquemática da evolução geodinâmica da Província Tocantins no intervalo de 900 a 600 Ma. Arcos magmáticos são representados por asteriscos. Modificado de Pimentel *et al.* (2000) e Valeriano *et al.* (2008). **B.** Detalhe do posicionamento do Complexo Quatipuru-Morro do Agostinho (ofiolitos na figura).

Vários autores sugerem que a ancoragem do Cráton Amazônico ao Gondwana Oeste foi realizada após a abertura do oceano Iapetus em 525 Ma, que separava o bloco de Laurentia do Cráton Amazônico (Trindade *et al.*, 2006; Thover *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2009) e que as faixas Araguaia-Paraguai e Pampeanas representariam a principal orogenia deste evento em tempos Cambrianos, configurando em termos finais a porção ocidental do Gondwana Oeste (Figura 5.3). A identidade entre essas faixas é marcada principalmente pela presença de complexos ofiolíticos com cromititos podiformes formados em bacias *back-arc*,

aproximadamente em 700 Ma, de acordo com os erros das isócronas Sm-Nd obtidas por Paixão *et al.* (2008) para os ofiolitos da Faixa Araguaia (757 ± 49 Ma), e por Escayola *et al.* (2008) para os ofiolitos da Faixa Pampeanas (644 ± 77 Ma).

Outra faixa de dobramentos Neoproterozóica que merece ser citada devido a identidade de alguns dados geocronológicos com a Faixa Araguaia é a Faixa Gurupi, onde um nefelina sienito de 732 ± 7 Ma registra um estágio de rifteamento crustal, porém sem indicações de que estágios de oceanização foram atingidos (Klein *et al.*, 2005). Porém, grande parte dos grãos detríticos de zircão, datados em rochas metassedimentares (arcóseos) nesta faixa, mostram idades entre 600 e 650 Ma (Pinheiro *et al.*, 2003). Tais idades são similares àquelas descritas para tufos riolíticos na Faixa Araguaia (Osborne, 2001). O granito Ney Peixoto de 549 Ma de caráter pós-tectônico é um marcador para os eventos finais de colisão, pós-datando eventos de metamorfismo e deformação entre 580 e 550 Ma (Klein *et al.*, 2005).

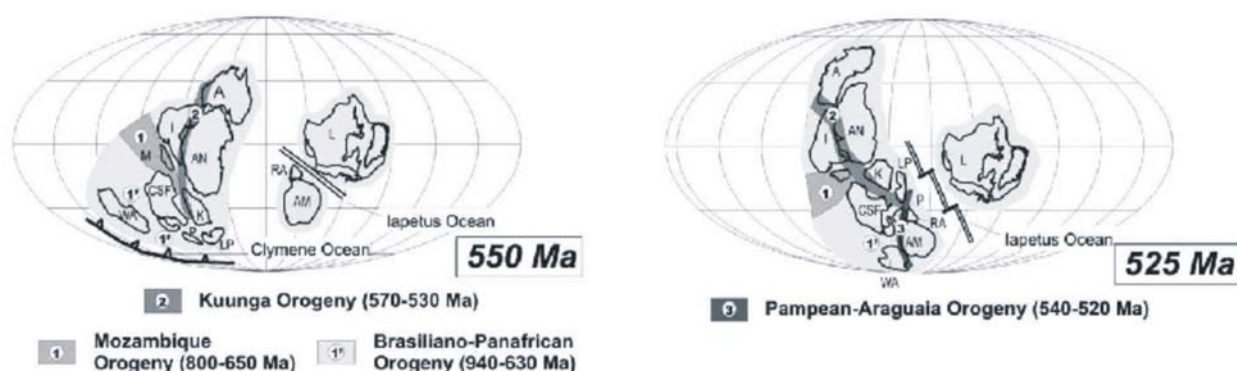


Figura 5.3 – Reconstrução paleogeográfica da história colisional do Cráton Amazônico com o Gondwana Ocidental. Em 550 Ma ocorre a aglutinação do proto-Gondwana por meio das orogenias Moçambique, Brasiliano-Pan-Africano e Kuunga (940–530 Ma). Em 525 Ma ocorre a formação final do Gondwana em tempos Cambrianos devido a orogenia Pampeana-Araguaia (540–520 Ma), concomitantemente com a separação do Laurentia (Trindade *et al.*, 2006). I — Índia; M — Madagascar; AN — Antártica; A — Austrália; L — Laurentia; B — Baltica; K — Kalahari; CSF — Congo-São Francisco; LP — Rio de la Plata; AM — Amazonia; WA — West Africa; RA — Rio Apa; AA — Arequipa-Antofalla; PR — Paraná; PA — Pampea; BTS — Borborema-Trans-Sahara. Faixas neoproterozóicas em cinza claro.

As comparações da Faixa Araguaia com a contraparte africana, a Faixa Mauritanides-Rokelides, mostram similaridades desde o embasamento, até o registro litoestratigráfico. Os terrenos de embasamento em ambas as faixas por vezes afloram na forma de *inliers* em meio às rochas supracrustais. Na Faixa Araguaia os *inliers* estão espacialmente associados aos altos gravimétricos dos perfis Bouguer, sugerindo que a estruturação dos mesmos se deve ao

alçamento das porções de manto. As duas faixas mostram ainda uma estrutura divergente em termos de vergência tectônica, similarmente às estruturas encontradas em cinturões de colisão.

O outro ramo neoproterozóico da Faixa Mauritanide-Bassaride-Rokelide que bordeja a porção leste do Craton Oeste Africano corresponde à Faixa Trans Saharan (Trompete, 1994), onde uma zona de sutura é caracterizada pela presença de rochas máfico-ultramáficas e por um *string* de anomalias gravimétricas e magnéticas. Alguns dos maciços máfico-ultramáficos são interpretados como ofiolitos (Leblanc, 1976; *in* Trompete, 1994), muito embora para outros autores como Caby (1987; *in* Trompete, 1994) correspondam a *sills* e lacólitos intrusivos em ambos os lados da sutura, sendo a expressão da abertura do oceano Panafricano, ao redor de 850 Ma.

A identidade entre os terrenos das faixas de dobramentos Brasilianas e Pan-Africanas supracitadas, ainda não elucida a história dos terrenos cratônicos associados, i. e. Cráton Amazônico e Cráton Oeste Africano, respectivamente, devido a reconstruções do supercontinente Rodínia que indicam a não ligação entre eles (Kroner & Cordani, 2003), ou mesmo a existência de um megacráton formado por Amazônia-Oeste África, e até o cráton Rio de La Plata (Li *et al.*, 2008).

O terreno Avalonia na América do Norte mostra identidade com vários eventos identificados nas faixas brasilianas (Dantas *et al.*, 2007), onde após a quebra de Rodínia em 755 Ma, houve o desenvolvimento de arcos magmáticos oceânicos entre 750-650 Ma, com posterior evento de acreção ao Gondwana em 650 Ma, e desenvolvimento de um arco de margem continental, marcando o principal período de atividade magmática entre 635 e 570 Ma. Interpreta-se que entre 590 e 540 Ma ocorre a colisão entre trincheira e cordilheira oceânica (Nance *et al.*, 2002).

Um quadro comparativo entre os diversos eventos ocorridos nas principais faixas móveis envolvidas na amalgamação do Gondwana Oeste é mostrado na Figura 5.4. Do exposto acima, vê-se que as “gravatas” que ligam (*ties that bind*) existentes no Neoproterozóico, nas periferias do Cráton Amazônico e de outros crátons descendentes de Rodínia e co-partícipes da edificação do Gondwana Oeste, tiveram uma história evolutiva marcada por similaridades litoestruturais, refletidas desde os terrenos de embasamento, passando por estágios de oceanização, registros litoestratigráficos das sequências vulcanossedimentares até os pulsos finais de magmatismo pós-orogênico.

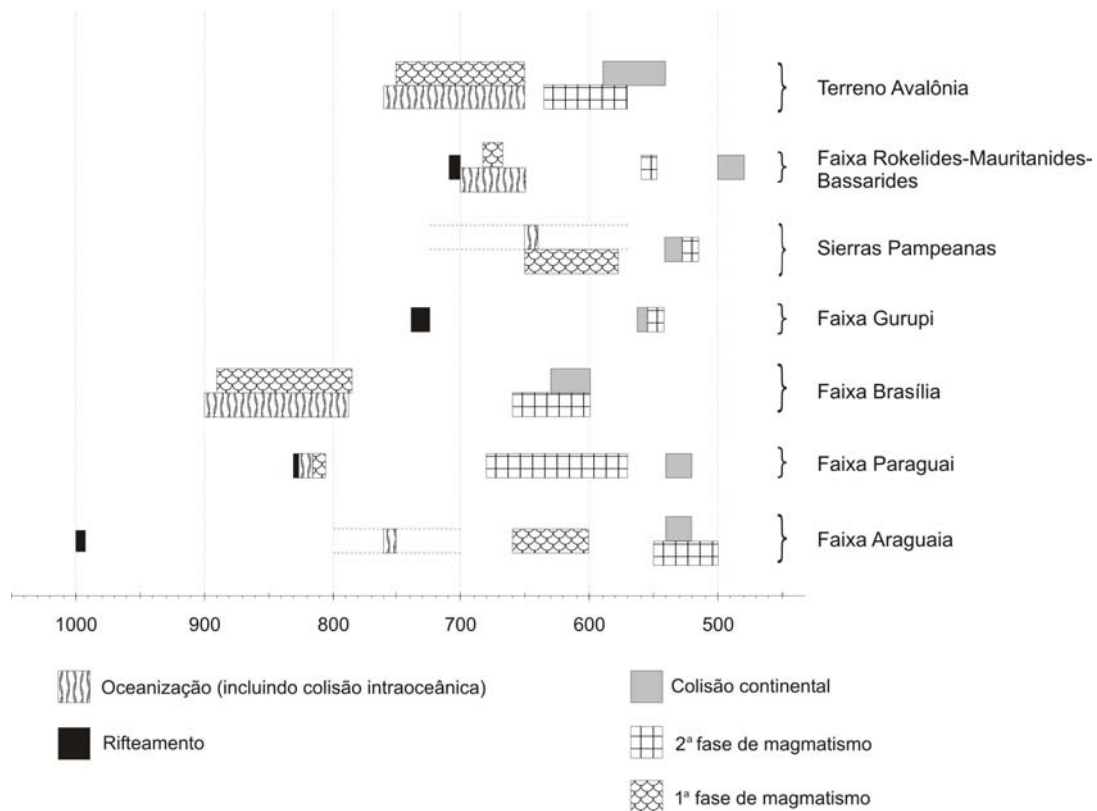


Figura 5.4 – Principais eventos geológicos das faixas móveis Neoproterozóicas relacionadas ao Gondwana Oeste. As linhas tracejadas representam o espalhamento dos limites maior e menor de idades do estágio de oceanização em bacias *back-arc* da faixa Araguaia e Sierra Pampeanas. As fases de magmatismo referem-se aos limites de idades dos principais pulsos magmáticos, relacionados a arco intraoceânico, continental e/ou magmatismo pós-orogênico. Fonte de dados: Faixa Araguaia (Moura *et al.*, 2000; Arcanjo *et al.*, 2001; Paixão *et al.*, 2002, 2008; Moura & Gaudette, 1993; Moura *et al.*, 2000; Gorayeb *et al.*, 2001 e Osborne, 2001); Faixa Paraguai (Dantas *et al.*, 2007 e Trindade *et al.*, 2003, 2006); Faixa Brasília (Pimentel & Fuck, 1992; Piuzana *et al.*, 2003; Laux *et al.*, 2005 e Pimentel *et al.*, 2000); Faixa Gurupi (Klein *et al.*, 2005; Moura *et al.*, 2003); Sierras Pampeanas (Escayola *et al.*, 2004, 2007); Faixa Rokelides-Mauritanides-Bassarides (Dallmeyer & Villeneuve, 1987, Villeneuve & Dallmeyer, 1987; Dallmeyer & Lecorche, 1989) e Terreno Avalônia (Nance *et al.* 2002).

No entanto, algumas questões permanecem não esclarecidas, tais como: (1) qual o tamanho do oceano desenvolvido e as taxas de expansão experimentadas por ele, (2) quando ocorreu a obducção dos ofiolitos, (3) qual foi o tempo preciso da colisão brasileira e (4) qual outro bloco a leste, que juntamente com o Cráton Amazônico, fez parte do processo de colisão (Cráton do Oeste Africano?, Cráton do São Francisco, arco intra-oceânico?, bloco Parnaíba?).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, F. A. M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, **2**: 539-545.
- Abreu, F. A. M. & Hasui, Y. 1978. Evolução estrutural do Supergrupo Baixo Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, **1**: 257-269.
- Abreu, F. A. M.; Gorayeb, P. S. S. & Hasui, Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SBG/Belém, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, *Boletim de resumos*, 1-4.
- Almeida, F. F. M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, *Anais*, **4**: 11-17.
- Almeida, F. F. M.; Ferreira, F. J. F.; Carneiro, C. D. R. & Stefani, F. L. 1986. Aspectos evolutivos da Geossutura Tocantins-Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, *Anais*, **3**: 1269-1285.
- Alvarenga, C. J. S.; Moura, C. A. V.; Gorayeb, P. S. S. & Abreu, F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st IGC. 183-193 p.
- Arai, S. & Matsukage, K. 1998. Petrology of chromitite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: a comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites. *Lithos*, **43**: 1-14.
- Arcanjo, S. H. S & Moura, C. A. V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (4): 665-670.
- Arcanjo, S. H. S.; Abreu, F. A. M. & Moura, C. A. V. 2001. Magmatismo alcalino mesoproterozóico na Província Tocantins – uma evidência de quebraamento do supercontinente Rodínia? In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Anais CD ROM*.
- Ash, Christopher, H. 2001. Relationship between ophiolite and gold-quartz veins in the North American Cordillera. Victoria British Columbia, Canada. Appendix I, 127-131 p.
- Bard. J. P. 1986. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. D. Reidel Publishing Company. 192 p.
- Berbert, C. O. 1970 Geologia geral dos complexos básico-ultrabásicos de Goiás. In: SBG/NCO, Congresso Brasileiro de Geologia, 24, *Resumo das Conferências e Comunicações*, Bol. Esp. nº 1.
- Beta Mineração S. A. 1984. (inédito). *Relatório Final de Pesquisa*. Contagem, Minas Gerais.
- Blum, M. L. B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Boudier, F & Nicolas, A. 1995. Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *Journal of Petrology*, **36**(3): 777-796.
- Boyton, W. V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed). *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Brito Neves, B. B.; Campos Neto, M. C. & Fuck, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**(3): 155-166.
- Busby-Spera, C. J. 1987. Lithofacies of deep marine basalts emplaced on a Jurassic backarc apron, Baja California (Mexico). *Journal of Geology*, **95**: 671-686.
- Cannat, M.; Bideau, D. e Hébert, R. 1990. Plastic deformation and magmatic impregnation in serpentinized ultramafic rocks from the Garrett transform fault (East Pacific Rise). *Earth and Planetary Science Letters*, **101**: 216-232.

- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. 1988. *Volcanic successions: modern and ancient: a geological approach to process, products and successions*. Allen & Unwin Ltd, New Zealand. 528 p.
- Castaing, C., Feybesse, J. L., Thie'blemont, D., Triboulet, C. & Chevremont, P. 1994. Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, **69**: 327–344.
- Ceuleneer, G. 1991. Evidence for paleo-spreading center in the Oman Ophiolite: mantle structures in the Maqsad area. In: Peters, T. *et al.* (eds). *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*. Ministry of Petroleum and minerals, Sultanate of Oman. p. 147-173.
- Ceuleneer, G.; Monnereau, M. & Amri, I. 1996. Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates. *Nature*, **379**: 149-153.
- Constantin, M. 1999. Gabbroic intrusions and magmatic metassomatism in harzburgite from the Garrett transform fault: implications for the nature of the mantle-crust transition at fast-spreading ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **136**:111-130.
- Cordani, U. G., Neves, B. B. B. & D'agrella, M. S. 2003. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, **6**: 275–284.
- Cordani, U.G.; Teixeira, W.; D'Agrella-Filho, M.S. & Trindade, R. I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents, *Gondwana Research* (2009), doi:10.1016/j.gr.2008.12.005.
- Cordeiro, A. A. C. & Mc Candless, G. 1976. Maciço ultramáfico do Quatipuru. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais...* **3**: 9-15.
- Costa, J. B. S. & Hasui, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M. L. & Angélica, R. S. (coords.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. 437 p. Belém, FINEP/SBG, Núcleo Norte.
- Costa, J. B. S.; Araújo, O. J. B.; Hasui, Y. & Borges, M. S. 1998. O Bloco Araguacema. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 40, Belo Horizonte, Anais*. Sociedade Brasileira de Geologia, 65.
- Cunha, B. C. C.; Potiguar, L. A. T.; Ianhez, A. C.; Bezerra, P. E. L.; Pitthan, J. H. L.; Souza Júnior, J. J.; Montalvão, R. M. G.; Sousa, A. M. S.; Hildred, P. R. & Tassinari, C. C. G. 1981. Geologia. In: *Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC. 22. Tocantins*. Rio de Janeiro, 1981. Levantamento de recursos naturais, v. 22.
- Dall'Agnol, R.; Bettencourt, J. S.; João, X. S. Medeiros, H.; Costi, H. T. & Macambira, M. J. B. 1987. Granitogenesis in northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(4): 382-403.
- Dantas, E. L.; Armstrong. R.; Pimentel, M. M.; Fuck, R. A. Martinelli, C., Silva, M. F. & Laux, J. H. 2007. 800 Ma rifting in the Paraguay Belt, central Brazil: U-Pb SHRIMP age determination, Rodinia break-up and implications for a connection with Avalonian peri-Gondwana terranes. GSA, Denver Annual Meeting.
- Dimroth, E.; Cousineau, P.; Leduc, M. & Sanschagrin, Y. 1978. Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Canadian Journal Earth Science*, **15**: 902-918.
- Edwards, S. J. 1995. Boninitic and tholeiitic dykes in the Lewis Hills mantle section of the Bay of Islands ophiolite: implications for magmatism adjacent to a fracture zone in a back-arc spreading environment. *Canadian Journal Earth Science*, **32**: 2128-2146.
- Edwards, S. J. & Malpas, J. 1996. Melt-peridotite interactions in shallow mantle at East Pacific Rise: evidence from ODP site 895 (Hess Deep). *Mineralogical Magazine*, **60**: 191-206.
- Escayola, M., Proenza, J.A., Schalamuk, A., and Cávana, C., 2004, La secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica de sierras pampeanas de Córdoba, Argentina. In: Pereira, E.S., *et al.*, eds., *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica*, Proyecto XIII1-CYTED: Madrid, Ciencia y Tecnología para el Desarrollo, p. 133-152.

- Escayola, M. P.; Pimentel, M. M. & Armstrong, R. 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the eastern Papean Ranges, Argentina. *Geology*, **35**(6):495-498.
- Fonseca, M. A.; Evangelista, H. J. & Oliveira, C. G. 1999. Estruturas transcorrentes na Faixa Araguaia e seu significado no contexto da interação dos crátons Amazônico-São Francisco/Congo e oeste Africano. In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Boletim de resumos expandidos*, 251-254.
- Fonseca, M. A. & Oliveira, C. G. 2002. Dome and keel tectonics in the Araguaia Belt: further evidences for paleoproterozoic crustal accretion in the eastern border of the Amazonian craton. In: SBG/NE, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 307.
- Frasca, A. A. S. & Lima, H. A. F. 2005. Levantamentos geológicos básicos – Folha Gurupi – 1:250.000. Aspectos, caracterização petrográfica e litoquímica do plutonismo tonalítico-granodiorítico Neoproterozóico da Suíte Aliança, Faixas Brasília-Araguaia. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 9, Goiânia, *Boletim de resumos*, p. 33-35.
- Fuck, R. A.; Brito Neves, B. B. & Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, **160**: 108-126.
- Gióia, S & Pimentel, M. M. 2000. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**: 219–245.
- Girardeau, J. & Francheteau, J. 1993. Plagioclase-wehrlites and peridotites on the East Pacific Rise (Hess Deep) and the Mid-Atlantic Ridge (DSDP Site 334): evidence for magma percolation in the oceanic upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **115**: 137-149.
- Gorayeb, P. S. S. 1989. Corpos serpentiniticos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**(1): 51-62.
- Gorayeb, P. S. S.; Moura, C. A. V. & Barros, G. R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1): 190-194.
- Gorayeb, P. S. S.; Moura, C. A. V.; Calado, W. M. & Kotschoubey, B. 2001. Idades paleoproterozóicas em zircão dos pillows basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) – município de Sapucaia, PA. In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Anais CD ROM*.
- Gràcia, E. & Escartín, J. 1999. Crustal accretion at mid-ocean ridges and backarc spreading centers; insights from the Mid-Atlantic Ridge, the Bransfield Basin and the North Fiji Basin. *Contributions to Science*, **1**(2): 175-192. Institut d'Estudis Catalans, Barcelona.
- Gribble, R. F.; Stern, R. J.; Newman, S.; Bloomer, S. H. & O'Hern, T. 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc basins. *Journal of Petrology*, **39**(1): 125-154.
- Hasui, Y.; Abreu, F. A. M. & Silva, J. M. R. 1977. *Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguaia-Araguaia na região centro-norte do Brasil*. Bol. 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, Editora Edgard Blücher, 137-204.
- Hasui, Y. & Costa, J. B. S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: SBG/NE, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **6**: 2535-2549.
- Hekinian, R.; Bideau, D.; Cannat, M.; Francheteau, J. e Hébert, R. 1992. Volcanic activity and crust-mantle exposure on the ultrafast Garrett transform fault near 13° 28' S in the Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, **108**: 259-275.
- Kelemen, P.; Shimizu, N. & Salters, V. J. M. 1995a. Extraction of mid-oceanic-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, **375** (29): 747-753.

- Kelemen, P. B.; Whitehead, J. A.; Aharov, E. & Jordahl, K. A. 1995b. Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle. *Journal of Geophysical Research*, **100** (B1): 475-496.
- Klein, E. L.; Moura, C. A. M.; Krymsky, R. S. & Griffin, W. L. 2005. The Gurupi belt, northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, **141**: 83-105.
- 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.; 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.; 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.
- Lamarão, C. N. & Kotschoubey, B. 1996. Granitóides Santa Luzia: registro do magmatismo granítico brasileiro no Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, **26**(4): 277-288.
- Laux, J. H.; Pimentel, M. M.; Dantas, E. L.; Armstrong, R. & Junges, S. L. 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 183-198.
- Leblanc, M. & Ceuleneer, G. 1992. Chromite crystallization in a multicellular magma flow: Evidence from a chromitite dike in the Oman Ophiolite. *Lithos*, **27**: 231-257.
- Lima, H. A. F.; Ferreira Filho, C. F.; Dantas, E. L. & Pimentel, M. M. 2003. Geocronologia das intrusões acamadadas máfico-ultramáficas de Porto nacional, Tocantins: evidência de magmatismo básico Cambriano (0,53 Ga) com metamorfismo de alto grau superimposto. In: 8º Simpósio de geologia da Amazônia, Manaus, Resumos Expandidos, CD-ROM.
- Mercier, J. C. C. & Nicolas, A. 1975. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, **16**(2): 454-487.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**: 317-327.
- Molnar, P. & Tapponier, P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, **189**(4201): 419-426.
- Moore, E. M. & Twiss, R. J. 1995. *Tectonics*. W. J. Freeman and Company, New York, 415 p.
- Morimoto, I. N.; Fabries, J.; Ferguson, A. K.; Ginzburg, I. V.; Ross, M.; Seifert, F. A. & Zussman, J. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, **52**: 535-550.
- Moura, C. A. V. & Gaudette, H. E. 1993. Evidence of Brasiliano/Panafricano deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(2): 117-123.
- Moura, C. A. V. & Gaudette, H. E. 1994. Geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, Tocantins-Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos, 1: 240-241.
- Moura, C. A. V. & Souza, S. H. P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 31-33.
- Moura, C. A. V.; Gorayeb, P. S. S. & Abreu, F. A. M. 2000. The Araguaia Belt revisited. In: International Geological Congress, Rio de Janeiro. *Anais* CD-ROM.
- 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. 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**, 173–196.
- Nance, R. D.; Murphy, J. B. & Keppie, J. D. 2002. A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics*, **352**: 11-31.
- Nicolas, A. 1986. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. *Journal of Petrology*, **27**: 999-1022.
- Nicolas, A. 1989. *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. 367 p.
- Nicolas, A. & Prinzhofer, A. 1983. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *Journal of Petrology*, **24**: 188-206.
- Nicolas, A.; Boudier, F. & Meshi, A. 1999. Slow spreading accretion and denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). *Journal of Geophysical Research*, **104** (B7): 15155-15167.
- Osborne, G. C. 2001. Geotectonics and Mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Araguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brazil. In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Anais CD ROM.
- Paixão, M. A. P. & Nilson, A. A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **3**: 85–103.
- Paixão, M. A. P.; Nilson, A. A.; Araújo Filho, O.; Blum, M. L. B. 2001. Evidências de Colisão Continental (Linhas de Escorregamento) na Faixa Araguaia. In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Anais CD ROM.
- Pearce, J. P. & Can, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**: 290-300.
- Pearce, J. P. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J. & Norry, M. J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- Peltonen, P. A.; Kontinen, A.; Huhma, H. & Kuronen, U. 2008. Outokumpu revisited: New mineral deposit model for the mantle peridotite-associated Cu-Co-Zn-Ni-Ag-Au sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, **33**: 559-617.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.
- Pimentel, M. M.; Fuck, R. A. & Gioia, M. C. L. 2000. The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1): 35-39.
- Pimentel, M. M.; Fuck, R. A. & Jost, H. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Dal Re Carneiro, C. & Brito Neves, B. B. (eds). *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, 355–368.
- Piuzana, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R., 2003. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated rocks: Constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, **125**: 139–160.
- Porada, H. 1989. Pan African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, **44**: 103-106.
- Prichard, H. M.; Lord, R. A. & Neary, C. R. 1996. A model to explain the occurrence of Pt- and Pd-rich ophiolite complex. *Journal Geological Society of London*, **153**: 323-328.
- Prichard, H. M. 2004. Elementos del grupo del platino (EGP) em complejos ofiolíticos. In: Pereira, E. S., Castroviejo, R. & Ortiz, F. (Eds.). *Complejos ofiolíticos em Ibero América - guías de prospección para metales preciosos*. Proyecto XIII.1 CYTED, pp. 71-87.
- Shervais, J. W. 1982. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**: 101-118.

- Souza, J. O.; Moreton, L. C. & Camargo, M. A. 1995. Geologia das seqüências metavulcanossedimentares da Serra do Tapa (SE do Pará) e Xambica (NW do Tocantins); ocorrência de metabasaltos com *pillow-lavas*. *Bol. Geoc. Centro-oeste*, **18** (1/2): 20-31.
- Suhr, G. 1999. Melt migration under oceanic ridges: inferences from reactive transport modeling of upper mantle hosted dunites. *Journal of Petrology*, **40**(4): 575-599.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds.), *Magmaism and ocean basins*. Geol. Soc. London Spec. Pub., **42**: 313-345.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B. 2004. A Evolução tectônica do Craton Amazônico. In: Mantesso-Neto, Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R., Brito Neves, B. B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano; Evolução da obra de Fernando Flávio marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, pp. 471-486.
- Teixeira, N. A. 1996. Assoalho oceânico no complexo ultramáfico do Quatipurú (PA). Implicações geotectônicas para a Faixa Móvel Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, **6**: 117-120.
- Tohver, E., D, Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, **147**: 193-222.
- Trindade, R. I. F.; Font, E.; D'Agrella Filho, M. S.; Nogueira, A. C. R. & Riccomini, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova*, **15**: 441-446.
- Trindade, R.I.F., D, Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Brito-Neves, B.B., 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, **244**: 361-377.
- Trompette, R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Trompette, R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, **82**: 101–112.
- Trouw, R. A. J.; Vaz, L. F.; Slongo, T. T. & Nakasato, N. 1976. Geologia da região de Tucuui, Baixo Tocantins, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, **2**: 137-148.
- Ussami, N. & Molina, E. C. 1999. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**: 87-98.
- Viti, C. & Mellini, M. 1998. Mesh textures and bastites in the Elba retrograde serpentinites. *European Journal Mineralogy*, **10**: 1341-1359.
- Villas., R. N.; Lima, A. D.P.; Kotschoubey, B.; Neves, M. P. & Osborne, G. A. 2007. Contexto geológico e origem da mineralização sulfetada estratiforme de São Martim, SW do Cinturão Araguaia, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(2):305-323.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using mobile elements. *Chemical geology*, **20**: 325-343.