



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

CENTRO DE GEOCIÊNCIAS

Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

Sub-área: Metalogênese

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Caracterização e origem das formações
ferríferas e dos xistos grafitosos do Grupo
Estrondo na região de Xambioá/Araguanã, To**

Dissertação Apresentada por:

Wiverson do Socorro Pantoja de sousa

Belém/PA - 2005

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

**Caracterização e origem das formações
ferríferas e dos xistos grafitosos do Grupo
Estrondo na região de Xambioá/Araguanã, To**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

WIVERSON DO SOCORRO PANTOJA DE SOUSA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre
em Ciências na Área de GEOLOGIA E GEOQUÍMICA.

COMITÊ DE DISSERTAÇÃO:

BASILE KOTSCHUBEY (ORIENTADOR)

ALFONSO SCHIRANK

JOEL BUENANO MACAMBIRA

Belém / PA – 2005

À minha esposa Lília,
à minha filha Liliane
e aos meus pais
Wilson e Francisca.

AGRADECIMENTOS

- A DEUS por todas oportunidades oferecidas.
- À minha esposa e à minha filha pelo apoio, estímulo e compreensão pelo longo tempo ausente do convívio familiar.
- Aos meus pais pelo apoio incondicional durante toda minha vida.
- Ao meu orientador, Prof. Dr. Basile Kotschoubey, pela transmissão de conhecimentos e por todas as discussões.
- A Universidade Federal do Pará, ao Centro de Geociências e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela oportunidade e apoio durante a realização da dissertação.
- A CAPES pela concessão de bolsa durante a realização do trabalho.
- A todos os professores que contribuíram para confecção de minha dissertação.
- Ao Prof. Dr. Cláudio Lamarão pela realização e discussões da análise de microscopia eletrônica de varredura (MEV) no lab. de MEV da UFPA.
- A todos os amigos do curso pelo apoio e inúmeras discussões.
- Aos técnicos dos laboratórios do Centro de geociências pelo auxílio nos trabalhos de laboratório.
- A todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a minha dissertação.

"O SENHOR é meu pastor e
nada me faltará..."

Salmo 23

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	ii
AGRADECIMENTOS.....	iii
EPÍGRAFE.....	iv
SUMÁRIO.....	v
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS.....	x
RESUMO.....	01
ABSTRACT.....	04
1. INTRODUÇÃO.....	07
1.1. GENERALIDADES.....	07
1.2. OBJETIVOS.....	09
1.3. MATERIAIS E MÉTODOS E/OU TÉCNICAS UTILIZADOS.....	10
1.3.1. Levantamento bibliográfico.....	10
1.3.2. Etapas de campo.....	10
1.3.3. Difração de raios-x.....	10
1.3.4. Microscopia ótica.....	11
1.3.5. Análises químicas.....	12
1.3.6. Análises de microscopia eletrônica de varredura.....	13
1.4. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS.....	13
1.5. ATIVIDADE SÓCIO-ECONÔMICA.....	15
2. GEOLOGIA REGIONAL.....	17
2.1. GENERALIDADE.....	17
2.2. ESTRATIGRAFIA.....	18
2.2.1. Embasamento.....	18
2.2.2. Unidades do Cinturão Araguaia.....	21
2.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	24
3. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO CINTURÃO ARAGUAIA.....	26
4. GEOLOGIA LOCAL.....	28
5. FORMAÇÕES FERRÍFERAS, XISTOS GRAFITOSOS E METABASITOS....	30
5.1. FORMAÇÕES FERRÍFERAS.....	30
5.2. XISTOS GRAFITOSOS.....	43
5.3. METABASITOS.....	47

6. GEOQUÍMICA.....	55
6.1. FORMAÇÕES FERRÍFERAS.....	59
6.2. XISTOS GRAFITOSOS.....	65
6.3. METABASITOS.....	70
7. DISCUSSÃO.....	76
7.1. FORMAÇÕES FERRÍFERAS.....	76
7.2. XISTOS GRAFITOSOS.....	82
7.3. METABASITOS.....	85
7.4. MODELO GENÉTICO DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E XISTOS GRAFITOSOS NA REGIÃO DE XAMBIOÁ/ARAGUANÃ.....	85
7.5. MODIFICAÇÕES PÓS-DIAGENÉTICAS.....	89
8. CONCLUSÕES.....	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	94

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1.	Mapa de localização da área de Xambioá/Araguanã, modificado de Souza & Moreton (2001).....	08
FIGURA 1.2.	Mapa planialtimétrico da região de Xambioá/Araguanã.....	16
FIGURA 2.1.	Mapa geológico do Cinturão Araguaia, modificado de Alvarenga <i>et al.</i> (2000).....	20
FIGURA 5.1.	Mapa geológico da região de Xambioá/Araguanã, modificado de Souza & Moreton (2001).....	32
FIGURA 5.2.	Mapa de pontos de afloramento de FFBS, coberturas lateríticas, xistos grafitosos e metabasitos da região de Xambioá/Araguanã.....	33
FIGURA 5.3.	Formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã. (A) Blocos soltos de FFB; (B) bandamento; (C) feição do tipo <i>box work</i> ; (D) fragmento de FFB imerso em cobertura laterítica.....	34
FIGURA 5.4.	Difratograma representativo das formações ferríferas de Xambioá/Araguanã.....	35
FIGURA 5.5.	Fotomicrografias das formações ferríferas da região de Xambioá/ Araguanã.....	37
FIGURA 5.6.	Fotomicrografias de FFBS. (A) e (B) Pirita encapsulada em quartzo e por magnetita, respectivamente; (C) pirrotita encapsulada em quatzo; (D) e (E) fraturas em magnetita preenchidas por pirita.....	39
FIGURA 5.7.	Fotomicrografias de texturas típicas da matitização nas FFB de Xambioá/Araguanã: A, B, C, D e E - formação de lamelas de hematita resultando em padrão treliça ou até mesmo franjas hematíticas mais espessas, igualmente, ocorre porosidade resultante de dissolução de fases intermediárias no processo substituição/martitização.hematita martítica. Go-Goethita; He-hematita.....	41
FIGURA 5.8.	Fotomicrografias mostrando os hábitos mais frequentes de cristais de monazita (cristal branco) nas FFBS de XambioáAraguanã.....	42
FIGURA 5.9.	Xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã. A- Afloramento em corte de estrada; B- Detalhe de A.....	44
FIGURA 5.10.	Difratograma representativo dos xistos grafitosos.....	44
FIGURA 5.11.	Fotomicrografia mostrando o hábito mais comum de grafita e quartzo nos xistos grafitosos.....	45
FIGURA 5.12.	Fotomicrografia (MEV) de cobre nativo nos xistos grafitosos.....	45
FIGURA 5.13.	Fotomicrografia da textura lepidoblástica dos xistos grafitosos. A- Nicóis paralelos; B- Nicóis cruzados.....	46
FIGURA 5.14.	Fotomicrografia da textura filonítica dos xistos grafitosos. A- Nicóis paralelos; B- Nicóis cruzados.....	46
FIGURA 5.15.	Fotos de metabasitos da região de Xambioá/Araguanã.A, B e C - Anfibolitos; D- Metagabro com escapolita.....	49
FIGURA 5.16.	Fotomicrografia mostrando a composição mineralógica mais comum dos metabasitos. A- Nicóis paralelos; B- Nicóis cruzados.....	50
FIGURA 5.17.	Fotomicrografia da matriz dos anfibolitos. (A) matriz nematoblástica; (B) matriz granoblástica local.....	50

FIGURA 5.18.	Fotomicrografia de cristais de anfibólio (A, B, C e D) e de cristais de feldspatos (E e F). A- Hornblenda idiomórfica e textura nematoblástica; B- Hornblenda xenomórfica; C e D- Hastingsita xenoblástica (verde em C e Cinza-clara em D); C- Textura granoblástica; E- Plagioclásio (Pl) porfirítico subédrico ainda preservando seu bandamento original em anfibolito; F- Hábito xenomórfico do plagioclásio (Pl) na matriz.....	52
FIGURA 5.19.	Fotomicrografia (MEV) de minerais de sulfetos nos metabasitos. A:alternância de 1-Calcopirita em cinza claro, 2-pirita em cinza médio e 3- pirita níquelífera em cinza escuro intramineral. Pirita níquelífera. B: alternância de zonas de calcopirita (cinza claro) e de pirita (cinza escuro) em um mesmo grão. C: Esfalerita. D: 1-petlandita, 2-pirita e 3-calcopirita.....	54
FIGURA 6.1.	Padrão de distribuição dos elementos maiores (%) das formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã em escala logarítmica.....	60
FIGURA 6.2.	Comparação do padrão de distribuição da média dos elementos maiores das formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã com a média das formações ferríferas de Carajás (Macanbira 2003), de Maru (Adekoya 1998) e de tipos Algoma e Superior (Gross 1990). (B) escala logarítmica.....	61
FIGURA 6.3.	Padrão de distribuição dos elementos terras raras formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã normalizadas ao NASC de Gromet <i>et al.</i> (1984).....	64
FIGURA 6.4.	Comparação dos padrões de distribuição, conteúdo médio, de ETRs das FFBS da região de Xambioá/Araguanã (média) com os das FFBS de fácies óxido de Carajás (Macambira 2003), Griquatown (Halbick <i>et al.</i> 1993) e Kuruman (Halbick <i>et al.</i> 1993), soluções hidrotermais, paralelo 21° do Pacífico (Goldstein & Jacobsen 1988a) e Sedimentos hidrotermais (German <i>et al.</i> 1999). Normalizados ao NASC de Gromet <i>et al.</i> (1984)	64
FIGURA 6.5.	Padrão de distribuição dos elementos maiores dos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã.....	67
FIGURA 6.6.	Padrão de distribuição da média dos teores de elementos maiores dos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã (1) e média dos teores de outras rochas carbonosas. (2) Folhelho negro e (3) Folhelho negro silicoso estudados por Fan <i>et al.</i> (2004).....	67
FIGURA 6.7.	Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã normalizados ao NASC de Gromet <i>et al.</i> (1984).....	69
FIGURA 6.8.	Comparação do padrão de distribuição da média dos teores de elementos terras raras dos (1) xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã com (2) folhelhos negros (Klein & Beuks 1989), (3) folhelhos negros silicosos (Fan <i>et al.</i> 2004), (4) folhelhos negros (Fan <i>et al.</i> 2004) e (5) filitos carbonosos (Pulz <i>et al.</i> 1995) <i>normalizados</i> ao NASC de Gromet <i>et al.</i> (1984).....	69
FIGURA 6.9.	Padrão de distribuição em escala logarítmica dos elementos maiores dos metabasitos (anfibolitos e metagabrosdiabásios) da região de Xambioá/Araguanã.....	71

FIGURA 6.10.	Comparação do padrão de distribuição em escala logarítmica da média dos teores de elementos maiores dos (média) metabasitos (anfíbolitos e metagabros/diabásios) da região de Xambioá/Araguanã com basaltos de tipo MORB-N, MORB-T e MORB-E estudados por Juteau & Maury (1997)...	71
FIGURA 6.11.	Utilização dos diagramas (A) de Cox <i>et al.</i> (1979) para e (B) de Winchester & Floyd (1977) para classificação dos metabasitos estudados da região de Xambioá/Araguanã.....	72
FIGURA 6.12.	Utilização dos diagramas de Irvine & Baragar (1971) (A) AFM e (B) álcalis vs. SiO ₂ para discriminação dos metabasitos da região de Xambioá/Araguanã.....	72
FIGURA 6.13.	Utilização de diagramas de discriminação de ambientes tectônicos para os metabasitos da região de Xambioá/Araguanã. (A) digrama Ti-Cr de Pearce <i>et al.</i> (1975), (B) diagrama Zr/Y-Sr de Pearce & Norry (1979), (C) diagrama 2Nb-Zr/4-Y de Meschede (1986) e (D) diagrama Ti/100-Zr-3Y de Pearce & Cann (1973).....	73
FIGURA 6.14.	Diagrama Ti-Zr-Y de Pearce & Cann (1973) utilizado pa discriminar o ambiente tectônico dos metabasitos da região de Xambioá/Araguanã.....	74
FIGURA 6.15.	Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos metabasitos (anfíbolitos e metagabros/Diabásios) da região de Xambioá/Araguanã normalizados ao Condrito de Taylor & McLnann (1985).....	75
FIGURA 6.16.	Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos basaltos da crosta oceânica. MORB-N, MORB-E, OIB e BA, Juteau & Maury (1997). OPB, Floyd 1989).....	75

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1.	Métodos utilizados para análises químicas de óxidos e elementos-traço.....	12
Tabela 6.1.	Composição química (elementos maiores e elementos terras raras) das formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã.....	56
Tabela 6.2.	Composição química (elementos maiores e elementos terras raras) dos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã.....	57
Tabela 6.3.	Composição química (elementos maiores e elementos terras raras) dos metabasitos da região de Xambioá/Araguanã	58
Tabela 6.4.	Conteúdo de elementos-traço das formações ferríferas (FFBs) de Xambioá/Araguanã.....	63
Tabela 6.5.	Comparação do conteúdo de elementos-traço das formações ferríferas (FFBs) de Xambioá/Araguanã com a média dos elementos traços nas formações ferríferas de Maru, de tipo Algoma, de Carajás, de Orissa e do E da Índia.....	63
Tabela 6.6.	Composição média dos teores de elementos traço nos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã em comparação com outras rochas carbonosas.....	68

RESUMO

Na região de Xambioá/Araguanã, localizada na parte setentrional do Cinturão Araguaia do Neoproterozóico, formações ferríferas e xistos grafitosos pertencentes ao Grupo Estrondo estão intimamente associados a anfibolitos e metagabros de granulação fina a média, intercalados e intrusivos, respectivamente, nas rochas da citada unidade. No presente estudo, esses diferentes litotipos são caracterizados e comparados com formações e associações litológicas semelhantes. A seguir, procura-se definir a origem e o ambiente deposicional das formações ferríferas e dos xistos grafitosos, bem como a sua ligação com as rochas básicas.

As formações ferríferas constituem diversas ocorrências menores, amplamente dispersas na área de estudo, e duas faixas descontínuas de até 5 km de extensão, dispostas ao longo da borda nordeste da estrutura braquianticlinal do Lontra e da borda norte da estrutura de Xambioá. Estas faixas consistem em corpos lenticulares de 200 a 1500m de comprimento e 50 a 800m de largura em afloramento. As formações ferríferas apresentam bandamento mili- a centimétrico e são essencialmente compostas de magnetita exibindo grau variável de martitização e quartzo, com pirita e pirrotita fortemente subordinadas. Muito ricas em Fe (média de $Fe_2O_{3Tot} = 83,71\%$; máximo de $96,77\%$), as amostras coletadas revelaram teores de Pb, Zn, Cu e Co moderadamente elevados em relação aos das BIFs de Carajás, Maru e de tipos Superior e Algoma. A proeminente anomalia positiva de Eu (Eu* com média de 7,57 e máximo de 15,54), o padrão de ETR com $ETRL > ETRP$ (La/Yb com média de 18,54 e máximo de 82,83) e a ΣETR com média de 229ppm e máximo de 371ppm sugerem que as formações ferríferas de Xambioá/Araguanã são derivadas de depósitos químicos de origem exalativa, em sua maioria, proximais.

Os xistos grafitosos ocorrem geralmente na forma de lentes de extensão deca- a hectométrica, intercaladas nos micaxistos da Formação Xambioá. A W da estrutura do Lontra, aflora, no entanto, um espesso pacote destes xistos com extensão submeridiana quilométrica. São essencialmente compostos de muscovita, quartzo e grafita e sua composição química (C_{total} com média de 5,15% e máximo de 9,41%) mostra tratar-se de rochas semelhantes às formações carbonosas descritas na literatura. Ressaltam-se apenas teores de V e Cr algo elevados em relação aos comumente encontrados em rochas comparáveis. A fonte do carbono contido nos xistos grafitosos foi provavelmente orgânica (planctônica).

Os anfibolitos e os metagabros ocorrem, geralmente, na forma de corpos alongados a lenticulares, orientados conforme a estruturação regional, encaixados em micaxistos variados e xistos grafitosos. Os anfibolitos são freqüentemente foliados, por vezes bandados ou microporfiríticos, enquanto os metagabros são normalmente isotrópicos a incipientemente foliados e, com freqüência, exibem textura porfirítica. Ambos compõem-se de hornblenda-actinolita e plagioclásio (labradorita e localmente de andesina em metabasitos mais grossos), com quartzo, granada, biotita, magnetita e hematita subordinados. Escapolita ocorre essencialmente na forma de pórfiros. Sulfetos (pirita, calcopirita, calcocita e covelita, esfalerita e pentlandita) ocorrem em traços. Esses metabasitos são tholeiíticos, subalcalinos a levemente alcalinos. O seu padrão de distribuição de ETR mostra tratar-se de rochas quimicamente semelhantes aos basaltos de tipo E-MORB.

A associação de formações ferríferas, xistos grafitosos e metabasitos representaria um amplo quadro hidrotermal submarinho, desenvolvido durante a fase distensiva da bacia Araguaia. Em diversos setores da porção oriental da bacia, derrames basálticos e intrusões gabróicas cogenéticas permitiram a formação de

sistemas convectivos. A água do mar, penetrando nas rochas máficas, vulcânicas e intrusivas de baixa profundidade, sofreu aquecimento, removendo dessas formações Fe, Si e diversos outros metais. Sedimentos metalíferos ricos em ferro originados da atividade exalativa foram depositados em sub-bacias restritas próximo às zonas de descarga, resultando após a diagênese em formações ferríferas localizadas.

Por outro lado, o aporte de nutrientes pelos fluidos hidrotermais e condições físico-químicas adequadas nos arredores dessas zonas favoreceram o desenvolvimento local de abundante biota, consistindo, sobretudo, de plâncton. A matéria orgânica acumulada nesses setores resultou em enriquecimento de sedimentos siliciclásticos finos em material carbonoso.

Durante a fase tardia da evolução da bacia Araguaia, a migração de fluidos provocada pelo metamorfismo regional causou a mobilização e remoção de parte da sílica nas formações ferríferas. O ferro, pouco móvel nestas condições, sofreu um considerável enriquecimento relativo. Nesta mesma ocasião, o material carbonoso foi transformado em grafita contida hoje nos xistos grafitosos.

ABSTRACT

In the Xambioá/Araguanã region, located in the northern Neoproterozoic Araguaia Belt, iron-formations and graphite schists of the Estrondo Group are tightly associated with amphibolites and fine to medium-grained metagabbros, which are, respectively, interbedded in and intrusive into the meta-sedimentary essentially siliciclastic rocks of the cited unit. In this study, these different formations are described and compared with similar rocks and lithological associations from other regions in the world. Also, the origin and the depositional environment of the iron-formations and graphite schists, as well as their relationship with the basic rocks are discussed.

The iron-formations are exposed in two principal zones, up to 5 km long, that are located along the northeastern border of the Lontra dome structure and the northern border of the Xambioá structure. These zones are discontinuous and consist of lenticular bodies, 200 to 1,500m long and 50 to 800m wide. Several more discrete iron-formations were recently identified in the study area. The iron-formations display a fine and fairly regular banding and are essentially composed of variably martitized magnetite and quartz, with highly subordinate pyrite and pyrrhotite. The studied samples are, as a rule, very rich in iron (mean $Fe_2O_{3tot}=83.71\%$; maximum $Fe_2O_{3tot}=96.77\%$) and revealed Pb, Zn, Cu and Co contents moderately higher than those detected in Carajás, Maru, Superior-type and Algoma-type banded iron-formations. A prominent positive Eu anomaly (Eu* with mean=7.57 and maximum=15.54), the REE distribution pattern displaying LREE>HREE (mean La/Yb=18.54, maximum=82.83) and high ΣREE (mean=229 ppm, maximum=371 ppm) suggest that the Xambioá/Araguanã iron formations are derived from chemical sediments of hydrothermal-exhalative origin, in main part proximal.

The graphite schists are interbedded in the micaschists of the Xambioá Formation and generally make up lenticular bodies tens to hundreds of meters long. However, to the west of the Lontra structure, graphite schists crop out for several kilometers north-south. These rocks are essentially composed of muscovite, quartz and graphite. Chemically, these schists are quite similar to other carbonaceous formations described in the literature. Only vanadium and chromium contents are somewhat higher than those normally found in comparable rocks. Carbon, the content of which have mean=5,15% and maximum=9,41%, is likely of organic origin.

The amphibolites and metagabbros are mainly hosted by micaschists and graphite schists. The former are often foliated, occasionally banded or microporphyritic, while the latter are normally isotropic or incipiently foliated and, frequently, display a porphyritic texture. These rocks are composed of hornblende-actinolite and plagioclase (labradorite and localising andesine in intrusive metamafigs), with subordinate quartz, biotite, magnetite and hematite. In places, scapolite phenocrysts are fairly abundant. Sulphides (pyrite, chalcopyrite, chalcocite, and covellite, sphalerite and pentlandite) occur in traces. These metabasites are tholeiitic, sub-alkaline to slightly alkaline. Their REE distribution pattern suggest that, chemically, these rocks are similar to E-MORB.

The association of iron-formations, graphite schists and basic rocks likely represents a sub-marine hydrothermal setting, developed during the distensive stage of the Araguaia basin evolution. In different sectors of the eastern part of the basin, basaltic flows and cogenetic gabbroic intrusions allowed the formation of convective systems. Percolating sea-water was progressively heated and evolved to hydrothermal fluids able to remove significant amounts of iron, silica and other metals from

the basic volcanics and shallow intrusives. Chemical sediments rich in iron, resulting from this exhalative hydrothermalism were deposited in restricted sub-basins, close to venting zones. Diagenesis later transformed these metalliferous sediments into iron formations.

The nutrient supply by the hydrothermal fluids and appropriate physico-chemical conditions close to these zones led to the proliferation of planctons. The organic matter accumulated in these sectors resulted in carbon enrichment of the siliciclastic sediments. During the metamorphic event that marked the late stage of the Araguaia Belt evolution, abundant aqueous solutions percolated the rocks of the Estrondo Group, removing most part of the silica from the iron-formations. Iron, almost insoluble in these probably oxidizing conditions, underwent a strong relative enrichment. At that same time, the carbonaceous matter was transformed into graphite.

1. INTRODUÇÃO

1.1. GENERALIDADES

Desde meados da década de 70 e com maior freqüência nas duas últimas décadas, diversos trabalhos foram desenvolvidos sobre a geologia do Cinturão Araguaia. No entanto, esses trabalhos enfocaram preferencialmente os aspectos estratigráficos, estruturais e geocronológicos do cinturão e nenhum deles, exceto poucos estudos sobre ocorrências minerais de interesse gemológico, se deteve nos aspectos metalogenéticos e no potencial mineral desta vasta unidade geotectônica.

O estudo em apreço foi desenvolvido na região que engloba os municípios de Araguanã e de Xambioá, na margem direita do Rio Araguaia, porção noroeste do Estado do Tocantins (figura 1.1). As investigações concentraram-se basicamente em seletas áreas da região de Xambioá/Araguanã que comportam rochas metassedimentares de origem químico-exalativa e xistos grafitosos, bem como formações básicas metamorfizadas de natureza vulcânica, subvulcânica e plutônica. Essas diferentes rochas foram caracterizadas com base em seus aspectos físico-químicos, dando-se ênfase ao seu conteúdo de metais e ETR. Foram igualmente determinadas suas relações espaciais e definidas as associações litológicas mais favoráveis à concentração de mineralização. Deste modo, tentou-se definir ambientes deposicionais e metalogenéticos próprios a esta porção do Cinturão Araguaia, suscetíveis a serem utilizados como guias em investigações prospectivas futuras.

Formações ferríferas associadas a seqüências vulcânicas ou vulcanossedimentares são geralmente consideradas como indicadoras de ambientes exalativos submarinhos. Tais ocorrências merecem uma atenção particular, uma vez que esses ambientes são intimamente

ligados a diferentes tipos importantes de mineralizações, como, por exemplo, os depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, de ouro exalativo disseminado, depósitos de ferro e de manganês, etc. Cabe ressaltar que tais associações, já amplamente reconhecidas no Arqueano e Paleo-Mesoproterozóico em várias partes do globo, foram desde o final dos anos 60 identificadas nos oceanos modernos (Olivarez & Owen 1989; Derry & Jacobsen 1990; Danielson *et al.* 1992). Ademais, 98% da produção mundial de Fe provém de formações ferríferas bandadas pré-cambrianas (Macambira 2003).

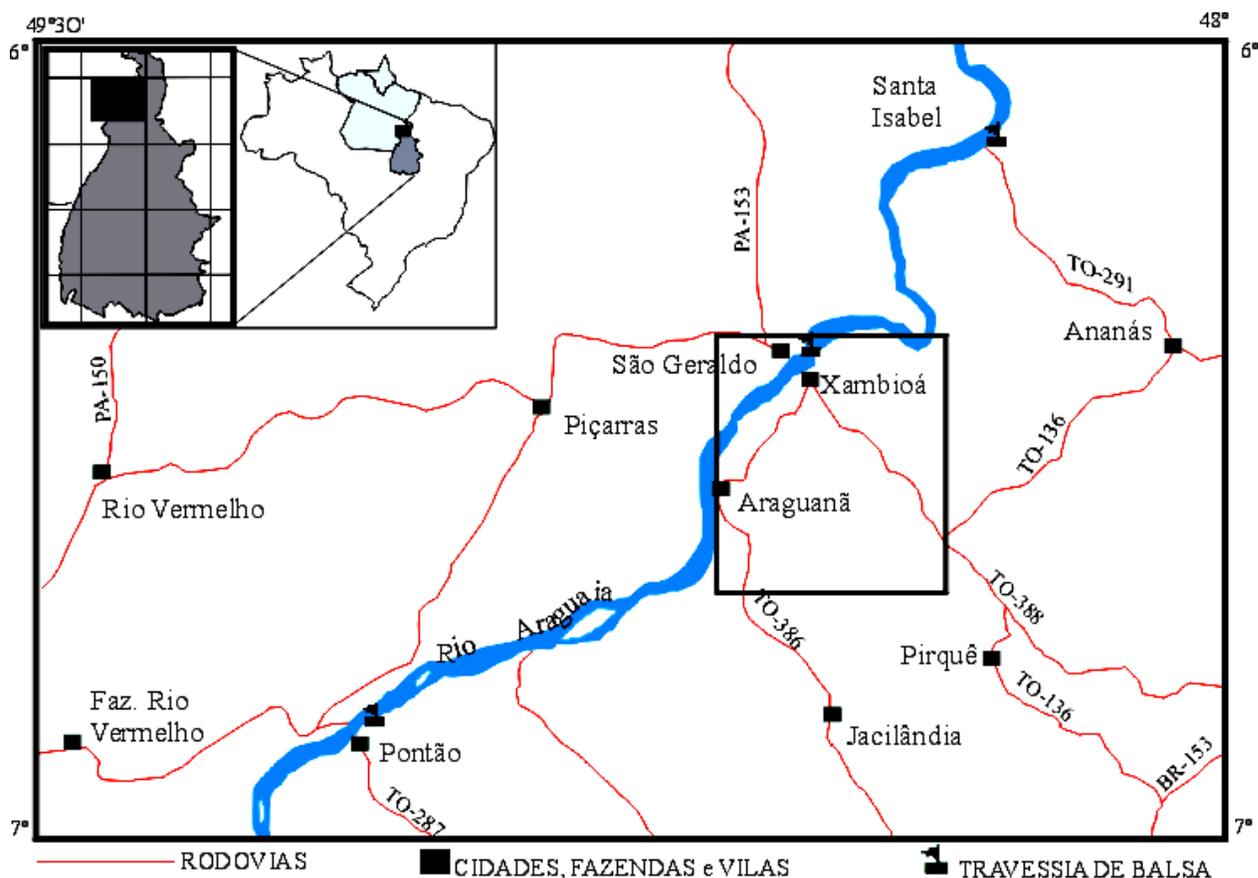


FIGURA 1.1. Mapa de localização da área de Xambioá/Araguanã, modificado de Souza & Moreton (2001).

Rochas carbonosas além de mostrarem eventual interesse econômico (Pašava 1993; Kucha & Przybylowicz 1993; Fan *et al.* 2004), como no caso dos xistos grafitosos, também podem ser indicadoras de ambientes vulcanogênicos exalativos e estarem associados a mineralizações. Organismos foram reconhecidos ao redor de fumarolas submarinhas (Barriga 1998). A deposição e acumulação de matéria carbonosa gera um ambiente redutor propício à fixação e acumulação de elementos de interesse econômico, como U, Cu, Pb, Zn, Hg, Au, Ag, outros metais-nobre, EGP e outros elementos de transição (Pašava 1993; Kucha & Przybylowicz 1993). Estes elementos são concentrados por processos de oxidação catalítica e desulfurização da matéria orgânica. Bons exemplos de tais mineralizações são os depósitos de Cu-Pb-Zn do tipo Kupferschiefer (Kucha & Przybylowicz 1993).

1.2. OBJETIVOS

O presente trabalho tentou definir os processos e ambiente geológico responsáveis pela gênese das formações ferríferas e xistos grafitosos do Grupo Estrondo na região de Xambioá/Araguanã, porção setentrional do cinturão Araguaia.

Os principais objetivos do trabalho foram:

A determinação da natureza litológica e da composição químico-mineralógica das formações exalativas e dos corpos carbonosos;

A comparação dessas formações com rochas de mesma natureza presentes em outras regiões do mundo;

A determinação das relações dessas rochas entre si e com as rochas metavulcânicas presentes na região;

A determinação do potencial metalogenético das formações ferríferas e dos corpos carbonosos ou de seu significado como indicadores de processos formadores de mineralizações;

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS E/OU TÉCNICAS UTILIZADOS

1.3.1. Levantamento bibliográfico

o levantamento bibliográfico se fundamentou em pesquisa bibliográfica em livros, periódicos, revistas, folhetos, etc e em análise de mapas objetivando a coleta de maior quantidade possível de informação sobre o contexto geológico regional e local, bem como sobre formações rochosas e seqüências vulcanosedimentares semelhantes.

1.3.2. Etapas de campo

Foram realizadas duas visitas ao campo, nos períodos de 06-26/08/2003 e 13-19/05/2004. A primeira visita foi concomitante com o "Estágio de Campo II" do curso de graduação em Geologia da UFPa. Nesta ocasião foi efetuado levantamento de semidetalhe e detalhe, bem como a amostragem das diversas ocorrências de interesse. Ênfase foi dada ao estudo das relações espaciais, dos litotipos de interesse entre si e desses com os demais litotipos existentes na região. Na segunda etapa de campo foi desenvolvido um levantamento de maior detalhe em alguns afloramentos já visitados na primeira etapa de campo, bem como levantamento de outros afloramentos.

1.3.3. Difração de raios-x

A difractometria de raios x (DRX) é conveniente para identificar minerais cujo conteúdo na amostra analisada é maior que 5% em peso. Ela baseia-se na interação de radiação X que é

produzida pela excitação de algum metal (cobre, ferro, cromo) com a matéria cristalina, a qual tem a capacidade de refletir os raios X em direções cristalográficas preferenciais (Figueiredo 2000). A quantificação de fases minerais é feita com base nas direções cristalográficas preferenciais, intensidade, abundância e morfologia dos picos.

A difração de raios-x foi utilizada para a determinação da composição mineralógica de formações ferríferas, xistos grafitosos e anfibolitos. As análises por DRX foram feitas em rocha total. Todas essas análises foram realizadas no laboratório de difração de raios X do CG/UFGA, utilizando-se o método do pó. Foram pulverizadas em gral de porcelana, alíquotas de cerca de 20g das amostras selecionadas, até atingirem granulometria inferior a 80mesh. Utilizou-se um difratômetro de marca PHILIPS, nas seguintes condições: Goniômetro PW 1050, sistema de controle PW 3710; tubo com anodo de cobre (45 kV, 35 mA) fenda de divergência automática, fenda de recepção 0,2 mm e monocromador de grafita. O programa PC-APD (*automated Powder Diffraction*) da Philips foi utilizado para o tratamento dos difratogramas.

Utilizou-se a difração de raios x como um método de apoio à petrografia, particularmente útil em caso de difícil reconhecimento ótico dos minerais.

1.3.4. Microscopia ótica

Iniciou-se esta etapa com a seleção de amostras mais adequada para confecção de lâminas (delgada polida) visando tanto a identificação de fases opacas (luz refletida) como das transparentes (luz transmitida).

Foram analisadas 31 lâminas polidas para identificação de minerais, texturas, microestruturas e paragênese. Destas

lâminas, 11 são de formações ferríferas, 9 de xistos grafitosos e 11 de metabasitos.

1.3.5. Análises químicas

As análises químicas (tabela 1.1) foram realizadas no laboratório comercial da *ACME Analytical Laboratories* no Canadá. 27 amostras foram analisadas, 10 de xistos grafitosos, 9 de formações ferríferas e 8 de metabasitos. A análise foi feita em rocha total. As mostras foram britadas e pulverizadas no laboratório OPA do Centro de Geociências da UFPA. A pulverização foi feita em chater box por cerca de 1 minuto. Depois o pó foi quarteado, alíquota de 20g, para pulverização em gral de porcelana até adquirir tamanho inferior a 80 mesh.

Tabela 1.1. Métodos utilizados para análises químicas dos óxidos e elementos.

Grupo	Método	Óxidos/elementos
Grupo 3A	ICP-ES	Au, Pt, Pd
Grupo 4A	ICP	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ tot, FeO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, TiO ₂ , P ₂ O ₅ , MnO, Cr ₂ O ₃ , Ni, Sc, LOI, TOT/C, TOT/S, Ba, Cu, Zn, Ni, Zr, Y, Co, Ce, Nb, Sr, Ta.
Grupo 4B	ICP-MS	Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, Se, Au*, Pd, Pt.

1.3.6. Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Este método se baseia na produção de elétrons por uma fonte, os quais são focalizados na amostra por meio de um sistema de lentes magnéticas interagindo com a mesma e produzindo imagens de até 500 mil vezes. Esta incidência produz emissões de raios X (elétrons secundários, primários, etc) que são detectados pelo EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) o qual caracteriza os elementos químicos presentes em proporções de até milésimos de percentagem em peso (Figueiredo 2000).

As análises de MEV foram feitas no LabMEV do Centro de Geociências/UFPa. O aparelho utilizado para as análises foi o Microscópio Eletrônico de Varredura LEO modelo 1430, sob condições de voltagem de 20kv, acoplado a um EDS. O material utilizado para tal análise foi lâmina polida e metalizada com carbono. Foram feitas duas seções de MEV, uma dia 30 de junho de 2004 e a outra dia 28 de fevereiro de 2005. Nas duas ocasiões foram analisadas um total de 12 laminas delgadas, sendo 4 de formações ferríferas, 4 de xistos grafitosos e 4 de anfibolitos. As análises de MEV foram utilizadas para identificar minerais, microtexturas e microestruturas não observáveis em microscópio convencional, bem como fazer análises qualitativas e semiquantitativas em minerais.

1.4 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

O clima da região de Xambioá/Araguanã é semi-úmido tropical. Segundo a classificação de Köppen (1948) o clima é Aw. Este clima (Aw) caracteriza-se por duas estações bem distintas. Uma com um verão úmido de outubro a abril e inverno seco bem acentuado nos meses de maio a setembro. A temperatura anual

mínima varia de 13°C a 14°C e a máxima entre 35°C e 36°C (Souza & Moreton, 2001). O índice pluviométrico médio anual é de 1.548mm (Souza e Moreton, 2001).

A região de xambioá/Araguanã está localizada em uma faixa de transição cerrado/floresta. Sendo que o cerrado é a vegetação dominante e a vegetação de florestas ocorre restrita à drenagem e ao topo de morros e serras.

De acordo com Rosatelli *et al.* (1974) o principal tipo de solo é o latossolo. Ele é, no geral, friável, poroso e com fertilidade natural baixa. Ocorrem também o solo litólico. Este ocorre associado a relevos acidentados, são rasos, pouco desenvolvidos e de fertilidade variável, dependendo dos litotipos que os originaram. Ademais, ocorrem superfícies lateríticas de pequena espessura, relacionada a pediplanação pleistocênica. Esta última encontra-se amplamente distribuída na região, principalmente sobre formações ferríferas e corpos básicos, bem como sobre rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

O tipo de relevo varia com as estruturas que controlam a erosão e com a natureza dos litotipos (figura 1.2). O relevo colinoso domina na região, ele é sustentado por colinas de topo arredondado e encostas suaves desenvolvidas sobre os micaxistos e xistos grafitosos. O relevo de morros ocorre principalmente sobre os corpos básicos, anfíbolitos e metagabros, este se destaca por morros de topo arredondado e encostas pouco suaves a levemente íngremes. O relevo de serras é sustentado exclusivamente por quartzitos e é marcado por encostas íngremes e paredões verticais com cristas agudas, ocorre nas bordas das estruturas do Lontra e de Xambioá, bem como isolado na NE da área em apreço. A topografia aplainada suavemente ondulada desenvolve-se sobre os gnaisses do interior das estruturas supracitadas. Em pequenas áreas de capeamento laterítico a topografia é totalmente aplainada e não apresenta ondulações.

1.5 ATIVIDADE SÓCIO-ECONÔMICA

A ocupação inicial da região de Xambioá/Araguanã não é diferente da ocupação ocorrida no resto do estado do Tocantins. A expansão agropecuária de fazendeiros de Goiás e do Maranhão que intensificada ao final da década de 50 com a abertura da Rodovia Belém-Brasília é o principal motivo desta ocupação, Souza & Moreton (2001).

Atualmente, a criação e engorda de gado bovino é a principal atividade da região. A atividade mineral é irregular e intermitente. Está restrita aos garimpos de cristal-de-rocha e de ametista, que contribuíram com parte do desenvolvimento da região de Xambioá/Araguanã nas décadas de 40/50, Souza & Moreton (2001). Por razões econômicas (preço de mercado x custo de produção) essas atividades estão atualmente semiparalisadas.

No município de Xambioá foi implantado um moinho para produzir calcário agrícola (reservas totais de 9,7 milhões de toneladas de calcário dolomítico; Souza & Moreton (2001) para atender a demanda por corretivo de solos, no interesse dos pecuaristas da região.

Os principais centros urbanos na área são as cidades de Xambioá e Araganã, além de diversos povoados e vilas. Estas comunidades, em sua maioria, são auto-suficientes em relação ao material básico usado na construção civil, tais como areia, argila, cascalho (brita), tijolos e pedras de revestimento.

Segundo Souza & Moreton (2001), esses centros dispõem de condições razoáveis em telecomunicações, assistência médica, educação, saúde, saneamento, energia elétrica, etc., consideradas no contexto da região.

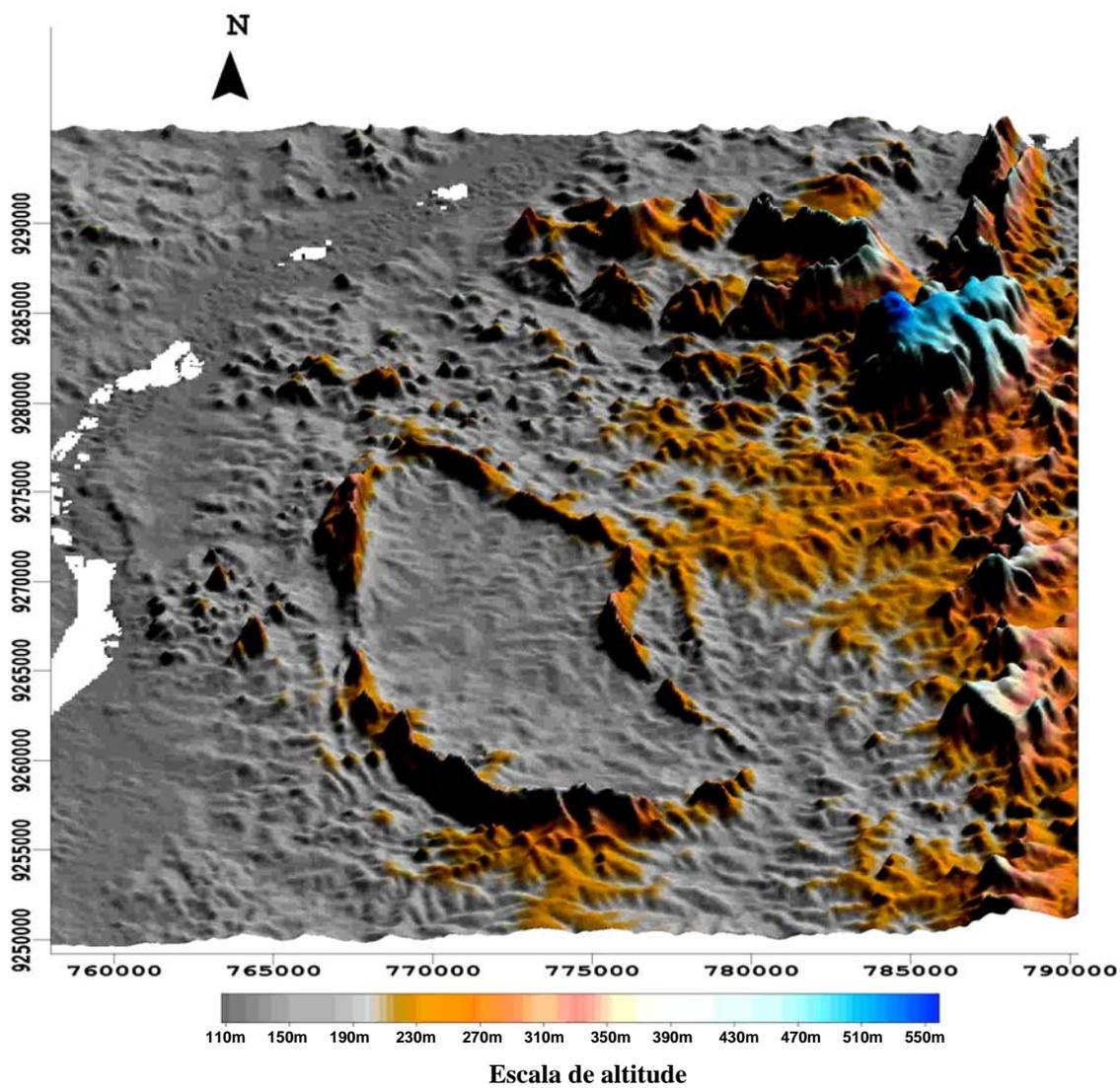


Figura 1.2. Modelo digital de terreno da região de Xambioá/Araguanã.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. GENERALIDADES

O Cinturão Araguaia (Figura 2.1) está localizado na porção ocidental da Província Tocantins. Possui orientação geral submeridiana, com extensão N-S de cerca de 1200 km e largura da ordem de uma centena de quilômetros. É limitado a oeste pelo Cráton Amazônico, a sudeste pelo Maciço de Goiás, sendo recoberto a leste e norte pelas rochas fanerozóicas das bacias do Parnaíba. É composto de seqüências pelíticas e psamíticas metamorfisadas, contendo em pequena quantidade, rochas carbonáticas, formações ferríferas e silexitos. Ocorre, ademais, um grande número de corpos máficos e ultramáficos subordinados. O metamorfismo regional que afetou este Cinturão aumenta gradativamente de oeste para leste, desde anquimetamórfico até a fácies anfibolito médio a alto.

Diversas propostas para o empilhamento stratigráfico do Cinturão Araguaia têm sido feitas nas últimas três décadas. Neste trabalho, serão utilizadas os dados stratigráficos, estruturais e geocronológicos obtidos mais recentemente, principalmente a partir da década de 1990.

Segundo Moura & Gaudette (1994b), o embasamento da porção setentrional do Cinturão Araguaia é considerado como uma extensão do Cráton Amazônico, uma vez que ambos possuem idades e composições semelhantes.

2.2. ESTRATIGRAFIA

2.2.1. Embasamento

O embasamento do Cinturão Araguaia é composto na parte setentrional pelo Complexo Colméia e o Gnaisse Cantão e na porção Meridional pelo Grupo Rio do Coco, Complexo Rio dos Mangues e Granito Serrote.

O Complexo Colméia aflora no núcleo das estruturas braquianticlinais de Lontra, Xambioá, Grota Rica e Colméia. É limitado a sudeste pelas rochas do Complexo Rio dos Mangues através de uma falha, é encoberto a norte pelas rochas do Grupo Rio do Coco e os demais limites são feitos com as rochas do Grupo Estrondo de maneira discordante. É composto de gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos parcialmente migmatizados, bem como de biotita xistos feldspáticos e anfibolitos encaixados nos gnaisses. Moura & Gaudette (1999) atribuíram uma idade mínima de $2,858 \pm 0,012$ Ga para esta unidade.

O Grupo Rio do Coco aflora a oeste da cidade de Paraíso do Tocantins e é formado por uma seqüência vulcanossedimentar metamorfisada em fácies anfibolito. É representado por uma seqüência de metapelitos (principalmente por quartzo-mica-xistos com ou sem granada), rochas quartzo-feldspáticas, metavulcânicas dacíticas portando sulfetos e metaultramáficas (serpentinitos, esteatitos, tremolita-clorita xistos, clorita xistos e actinolita xistos) com formações ferríferas (itabiritos e cherts ferruginosos) intercaladas. Uma idade Pb/Pb por evaporação em zircão de 2618 ± 14 Ma foi obtida por Arcanjo *et al.* (2000) para esta unidade.

O Complexo Rio dos Mangues ocorre no sudeste da área de Paraíso do Norte (GO), e estende-se para sul em direção à cidade

de Fátima, onde boas exposições são encontradas. É composto por quartzitos, granada quartzitos, gnaisses tonalíticos e calcicossilicáticos, anfibolitos e micaxistos. Esta unidade revelou idade aproximada de 2,1 pelo método Pb/Pb em zircão (Arcanjo & Moura 2000).

O Gnaiss Cantão (Souza *et al.* 1985) é derivado de corpos granitóides intrusivos no Complexo Colméia apresentando composição granodiorítica, monzo e sienogranítica com estrutura "augen" bem desenvolvida. Moura & Gaudette (1999) obtiveram a idade de 1858 ± 0.068 Ga para este conjunto.

O Granito Serrote ocorre intrusivo nas rochas de composição granítica do Complexo Rio dos Mangues alongado na direção NNE-SSW e sustentando a Serra Norte, onde são observadas suas melhores exposições (Costa 1985). É constituído por rochas de coloração rósea a cinza claro, com granulação média a grossa e localmente fina. As rochas de granulação grossa são caracterizadas por microclíneo, quartzo e plagioclásio, na forma de ocelos, envolvidos por agregados de granulação fina de quartzo, microclíneo e plagioclásio e, por cristais de biotita, anfibólio e muscovita, constituindo a matriz. Os cristais menores de quartzo e feldspatos geralmente mostram contato do tipo ponto tríplice, existindo também contatos curvos e irregulares. Uma idade de $1,851 \pm 0,041$ Ga (Pb/Pb por evaporação em zircão) foi definida por Souza & Moura (1995).

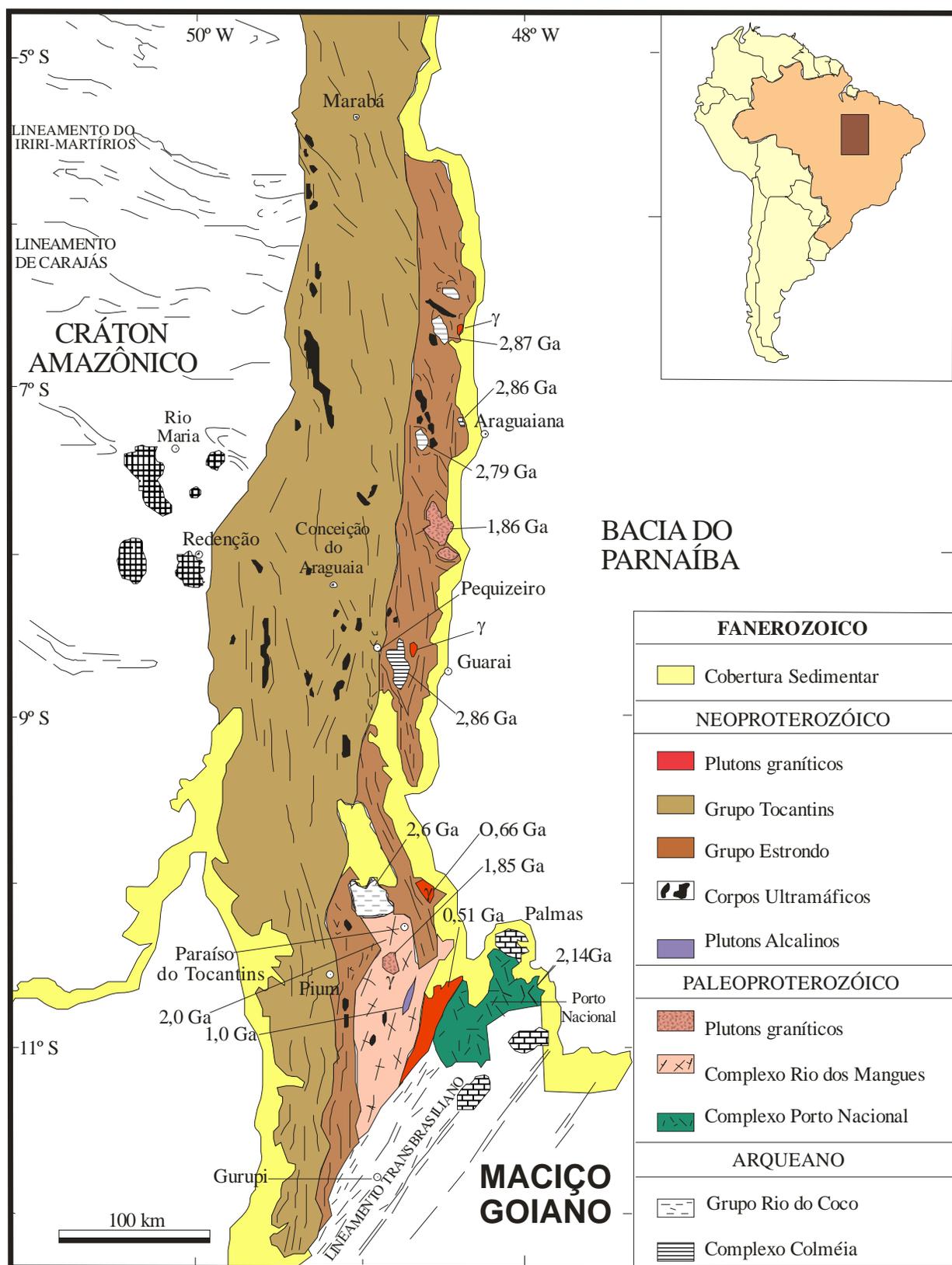


Figura 5.1. Mapa geológico do Cinturão Araguaia, modificado de Alvarenga et al. (2000).

2.2 .2. Unidades do Cinturão Araguaia

O Cinturão Araguaia é constituído essencialmente pelas rochas alcalinas das Suítes Monte Santo e Serra da Estrela cuja intrusão marcou o riftamento que originou a formação da Bacia Araguaia (Alvarenga *et al.* 2000) e essencialmente pelas formações supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia, dividido nos grupos Estrondo e Tocantins. Além dessas unidades, ocorrem também corpos máficos e ultramáficos, bem como rochas granitóides sin e tardi-tectônicas (Dall'Agnol *et al.* 1988).

A suíte alcalina Monte Santo ocorre nas adjacências do povoado de Monte Santo e na Serra da Estrela. É representada por corpos de nefelina-sienito gnaiss e encaixados nas rochas do Complexo Colméia e Rio dos Mangues respectivamente. A Suíte Monte Santo tem forma ovalada com 5,5 e 3,5 km de diâmetro maior e menor. O principal corpo da Suíte Serra da Estrela é tabular, tendo 13 x 0,5 km em superfície, ocorrem ademais corpos menores e paralelos adjacentes a este último. Veios pegmatíticos de nefelina sienito e diques de granitos pegmatóides cortam essas rochas. Arcanjo & Moura (2000), pelo método Pb-Pb em zircão obtiveram a idade de $1,006 \pm 0,86$ Ga em gnaisses sieníticos desta unidade.

O Grupo Estrondo (Hasui *et al.* 1977; Herz *et al.*, 1989; e Alvarenga *et al.* 2000) constitui uma faixa submeridiana na porção leste do cinturão e seu metamorfismo varia de oeste para leste de fácies xisto verde alto a fácies anfibolito médio-alto. Compõe-se, da base ao topo, de: ortoquartzitos, metaconglomerados oligomíticos, quartzo micaxistos, xistos grafitosos e xistos com granada, estauroлита e cianita da Formação Morro do Campo; cálcioxistos, mármore, xistos grafitosos, formações ferríferas bandadas, granada xistos, micaxistos e lentes de anfibolitos da Formação Xambioá; e xistos feldspáticos com conteúdo variável de

biotita e granada da Formação Canto da Vazante. Xistos e anfibolitos deste grupo revelaram idades entre 560 a 520 Ma (K/Ar em micas e hornblenda), as quais podem ser interpretadas como idades mínimas do metamorfismo (Macambira 1983).

O Grupo Tocantins (Almeida 1968 e Hasui *et al.* 1977) forma toda a parte meridiana e ocidental do Cinturão Araguaia. Compõe-se a leste das Formações: Pequizeiro, constituída por quartzo-clorita-xistos abundante, clorita-xistos e corpos de metabasitos; e Couto Magalhães, composta de filitos, ardósias, metassiltitos, metarcósios, metagrauvas, metacalcários, além de intercalações de formações ferríferas, metassilexitos e quartzitos. Próximo à borda oeste do cinturão as rochas não apresentam praticamente nenhum sinal de metamorfismo. Lentes finas de calcários anquimetamórficos e rochas máficas estão associadas.

Os corpos máfico-ultramáficos (Alvarenga *et al.* 2000) são associados com o embasamento e rochas supracrustais, ainda que a maior parte ocorra na parte Oeste do Cinturão Araguaia. Os maiores possuem 50 Km de comprimento e são estreitos e alongados. As alterações ocorridas nos corpos ultramáficos transformados parcialmente em serpentinitos, talco-xisto, tremolita-xisto, talco-actinolita-xisto e outros tipos de rochas magnesianas (Abreu, 1978b).

Segundo Alvarenga *et al.* (2000) os corpos granitóides sin e tardi-colisionais (Granito Santa Luzia, Granodiorito Presidente Kennedy, Granito Matança e Granito Ramal do Lontra) são *stocks* circulares a elípticos, bem como diques e veios cortando as rochas do Grupo Estrondo. A sua origem estaria relacionada ao ápice do metamorfismo que afetou a porção oriental do Cinturão Araguaia. Tratar-se-ia de produtos da fusão parcial das rochas supracrustais e do embasamento durante o pico do metamorfismo, na

fase tardia de inversão da Bacia Araguaia (Dall'Agnol et al. 1988).

O Granito Santa Luzia aflora na região de Paraíso de Tocantins em inúmeros *stocks* pequenos, diques, lentes e veios que cortam os micaxistos do Grupo Estrondo (Costa et al. 1984). Sua granulometria varia de fina até grossa. É constituído basicamente de quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. Lamarão & Kotschoubey (1994) e Costa (1985) interpretaram estes corpos como pós a sin cisalhamento regional. A idade da colocação do granito sin-tectônico Santa Luzia (Moura & Gaudette 1993) seria 655 ± 24 Ma, o que corresponderia ao pico do metamorfismo regional.

Segundo Costa et al. (1984) o Granito Matança aflora a oeste de Porto Nacional e compõe-se de rochas de granulação grossa a porfiríticas, constituídas de megacristais de feldspato potássico imersos em matriz foliada, por vezes bandada, composta de bandas descontínuas ricas em quartzo e feldspato, alternadas com outras mais ricas em minerais máficos (Hasui & Costa 1990). Arcanjo & Moura (2000) obtiveram uma idade de 564 ± 4 Ma para esta formação rochosa através do método Pb/Pb em zircão.

O Granodiorito Presidente Kennedy ocorre a SW da cidade de Presidente Kennedy. Compõe-se de rochas monzodioríticas a sienograníticas. São rochas leucocráticas, heterogranulares, de granulação fina a média, constituídas essencialmente de quartzo, plagiocásio e microclina. Biotita e muscovita são varietais e zircão, apatita, rutilo, granada, titanita, opacos, bem como clorita, epidoto, sericita e carbonato secundários são acessórios (Bulhões & Dall'Agnol 1985).

O Granito Ramal do Lontra encontra-se embutido tectonicamente nos metassedimentos da Formação Xambioá na porção oriental do

cinturão. Macambira (1983) interpretou a idade de 620 Ma, pelo método Rb/Sr, como idade de resfriamento desta unidade.

Segundo Dall'Agnol *et al.* (1988), o Granodiorito Presidente Kennedy e o Granito Ramal do Lontra originaram-se por processos anatéticos crustais ocorrido durante ápice do metamorfismo do Cinturão Araguaia.

2.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Segundo Hasui *et al.* (1980), o Cinturão Araguaia, encravado na porção ocidental da Província Tocantins, possui uma história de deformação polifásica.

Segundo Abreu *et al.* (1994) a organização geométrica do Cinturão Araguaia é marcado pela mistura de rochas, imbricações e formação de napes em diferentes escalas e intensidade, registrados com maior frequência no domínio leste do cinturão. O embasamento também foi envolvido nessa mistura tectônica, na forma de fatias ou lascas que formam um cordão de braquidobras onde o mesmo se expõe como *inliers* além de um espessamento de todo o pacote rochoso.

A tectônica de inversão da bacia, acompanhada de metamorfismo regional, gerou estruturas planares como clivagem ardosiana, xistosidade e aleitamentos tectônico e composicional, com maior ou menor indício de feições miloníticas, bem como lineações minerais e de transporte, em geral mais evidentes na porção oriental. Os elementos planares mergulham estatisticamente para leste, na parte oriental e para quadrantes opostos nas partes central e ocidental, configurando ondulações maiores, sempre com valores baixos e médios. Quanto a postura da direção da foliação existem variações que a partir da posição submeridiana (direção estatisticamente predominante) pode

apresentar desvios de até 30° para os quadrantes NW ou NE (Abreu *et al.* 1994).

As lineações têm caimentos suaves, no geral para o quadrante SE. Nas proximidades das braquianticlinais a postura geométrica das lineações e das foliações assinala o caráter tardio daquelas estruturas, o que é demonstrado pela concentração desses elementos mesoscópicos em quadrantes opostos dos estereogramas.

Descontinuidades maiores com caráter de empurrão (Tucuruí, Rio Vermelho, Serra das Andorinhas-Martírios, Quatipuru, Oeste de Colméia e Serra do Estrondo) foram responsáveis pelo transporte tectônico de leste para oeste criando inversões estratigráficas e modificações geométricas, lançando rochas de níveis crustais mais profundos sobre outras porções mais rasas em termos de dobramentos e ondulações em todas as escalas.

A análise integrada dos elementos planares e lineares compatibilizadas com essas informações revelam transporte de massa de SE para NW, mostrando assim uma movimentação oblíqua em relação à orientação meridiana (Abreu *et al.* 1994).

3. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO CINTURÃO ARAGUAIA

Segundo Alvarenga *et al.* (2000), a geometria e evolução da bacia Araguaia foi formada a partir de antigas descontinuidades NW-SE, principalmente sobre o Craton Amazônico, e descontinuidades NNE-SSW no limite dessa unidade geotectônica.

A evolução da Faixa Araguaia se deu desde o Arqueano até o Fanerozóico. Esta foi marcada, portanto, pelos eventos tectono-termais Jequié, Transamazônico e Brasileiro.

As rochas trondhjemitico-tonalíticas do embasamento da faixa (Complexo Colméia) originadas durante o Arqueano foram afetadas pelo Evento Jequié no final deste período, sofrendo recristalização em condições de fácies xisto verde a anfíbolito.

No final do Paleoproterozóico e início do Mesoproterozóico ocorreu um evento magmático com geração de corpos granitóides. O Gnaisse Cantão e o Granito Serrote são os representantes deste magmatismo.

De acordo com Alvarenga *et al.* (2000), no início do Neoproterozóico houve a individualização de um rifte continental. As suítes alcalinas Monte Santo e Serra da Estrela correspondem a este rifteamento de crosta continental responsável pela formação da Bacia Araguaia (Alvarenga *et al.* 2000). Durante essa fase de rifteamento extensional, desenvolveram-se várias bacias compartimentadas, individualizando-se diferentes depocentros em resposta a ativação das descontinuidades NW-SE como falhas. Segundo Abreu (1990), estas descontinuidades facilitaram a ascensão de magmas básicos e ultrabásicos que posicionaram-se como sills e diques em vários níveis junto aos sedimentos. O rifte continental teria evoluído para um rifte oceânico chegando talvez ao estado de uma bacia proto-oceânica (Alvarenga *et al.* 2000).

A bacia foi preenchida por espessos sedimentos siliciclásticos e em menor quantidade por sedimentos químicos, sobretudo carbonáticos característicos de ambiente marinho mais profundo, bem como por formações ferríferas bandadas e silexitos. Após a deposição dos sedimentos predominantemente psamíticos acumularam-se sedimentos mais finos. Concomitante com a deposição deste pacote sedimentar, houve vulcanismo (fluxos, *sills* e diques) e plutonismo de baixa profundidade de composição máfica (Alvarenga *et al.* 2000).

No final do Neoproterozóico, houve inversão da bacia dando lugar a movimentos compressivos. Este processo foi responsável pelo intenso transporte de massa rochosa de SE para NW e pela deformação das rochas supracrustais. Dobramentos, falhamentos de baixo ângulo, cavalgamento e geração de nappes foram os principais resultados dessa fase deformacional. O aumento do gradiente térmico causou metamorfismo regional mais acentuado na porção leste do cinturão que na oeste. No pico do metamorfismo, ao longo da borda leste, a fusão parcial de rochas supracrustais e provavelmente do embasamento resultou em granitogênese no domínio do Grupo Estrondo.

Finalmente, marcando o final do evento Brasiliano, ocorreu uma fase distensiva, de alívio de pressão, durante a qual, houve reativação de numerosas fraturas submeridianas, intensa atividade hidrotermal e magmatogênese responsável pela formação dos corpos granitóides mais tardios.

Durante o Fanerozóico, em particular no Mesosóico, houve fases magmáticas com alojamento de diques e pequenos *stocks* máficos (gabros e diabásios) provavelmente relacionados a abertura do Atlântico Sul.

4. GEOLOGIA LOCAL

A área enfocada está situada na borda oriental da porção setentrional do Cinturão Araguaia. Esta região comporta basicamente o embasamento arqueano, rochas supracrustais, corpos máficos e ultramáficos e granitóides intrusivos, bem como rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Parnaíba (Figura 4.1). Coberturas lateríticas e sedimentos aluvionares completam o quadro geológico-estratigráfico da região.

O embasamento da área enfocada compõe-se de gnaisses de composição tonalítica-trondhjemítica, localmente migmatizados e comportando megaenclaves de anfibolitos e pequenos corpos de metaultramafitos. Estes gnaisses afloram em janelas erosivas no núcleo das estruturas braquianticlinais de Xambioá e do Lontra.

Na região, as seqüências supracrustais do cinturão pertencem ao Grupo Estrondo. Trata-se, na base, de ortoquartzitos, quartzo xistos, muscovita quartzitos com ou sem cianita e muscovita-quartzo xistos da Formação Morro do Campo. Biotita xistos granatíferos ou não, xistos grafitosos, anfibólio xistos, anfibolitos, metagabros, xistos feldspáticos e mármores constituem a Formação Xambioá, sobreposta estratigraficamente. Hematita xistos e formações ferríferas bandadas desta última formação afloram em diversos setores associados aos anfibolitos, metagabros e xistos grafitosos.

Pequenas lentes de talco xisto e esteatito são intrusivas tanto no gnaisse do embasamento como nas rochas supracrustais.

O Granito Ramal do Lontra aflora a leste da estrutura do Lontra. Este é intrusivo nas rochas da Formação Xambioá e em parte recoberto por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

Rochas sedimentares da bacia do Parnaíba pertencentes a Formação Pedra de Fogo e a Formação Pimenteiras bordejam a parte

leste da área. Na localidade de Araguanã, na margem do Rio Araguaia, afloram sílexitos da Formação Pedra de Fogo pertencentes a um pequeno graben encaixado nas rochas do pré-cambriano.

Vestígios de cobertura laterítica muito degradada ocorrem localmente. Sedimentos aluvionares recentes estendem-se ao longo das drenagens principais. Trata-se sobretudo de cascalhos de espessura métrica contendo seixos de cristal de rocha e formando terraços ao longo dos rios Xambica e Xambioazinho e braços hoje abandonados, bem como de depósitos arenosos formando amplas praias nas margens do rio Araguaia.

5. FORMAÇÕES FERRÍFERAS, XISTOS GRAFITOSOS E METABASITOS

5.1. FORMAÇÕES FERRÍFERAS

As principais ocorrências de formações ferríferas (figura 5.1 e 5.2) afloram, geralmente, na forma de faixas descontínuas e sustentam o relevo de platôs alongados e morrotes abaulados em meio a terrenos colinosos. A faixa que bordeja a porção NE da estrutura do Lontra possui cerca de até 800m de largura e 5000m de comprimento e a faixa que acompanha a margem setentrional da estrutura de Xambioá tem cerca de 3000m de extensão e até 400 de largura (figura 5.1 e 5.2). Pequenos corpos de formações ferríferas foram também encontrados afastados das bordas das estruturas braquianticlinais, sustentam morros mais elevados que o relevo colinoso circunvizinho que se desenvolve sobre os micaxistos e xistos grafitosos, possuem extensão limitada, deca-hectométrica, e são muito intemperizados.

Os corpos maiores de formações ferríferas estão via de regra sobrepostos aos quartzitos da Formação Morro do Campo e, normalmente, fazem contato com lentes de xistos grafitosos e menos freqüentemente com mica xistos da Formação Xambioá. Foram também observados contatos freqüentes entre metabasitos (anfíbolitos e metagabros finos) e formações ferríferas.

As formações ferríferas são bandadas, cinza escuras e muito desmanteladas, devido a um intenso fraturamento, formando muitos blocos soltos em superfície (figura 5.3A). O bandamento é nítido, sua espessura varia de milimétrico a centimétrico e é formado pela alternância de bandas claras e escuras (figura 5.3B). Localmente, no entanto, apresentam aspecto maciço constituído por uma fina matriz ferruginosa exibindo feições do tipo "box work" (Figura 5.3C).

Fragmentos centimétricos, podendo chegar até um metro, de formações ferríferas são encontrados imersos em coberturas lateríticas (figura 5.3D). Alguns fragmentos ainda apresentam bandamento nítido e outros apresentam aspecto maciço contendo, no entanto, cristais de magnetita bem preservados.

Análises por difração de raios-x revelaram que as formações ferríferas são constituídas essencialmente por magnetita/hematita, quartzo e goethita (Figura 5.4).

Estudos petrográficos revelaram que os principais constituintes são a magnetita exibindo diferentes graus de martitização e o quartzo. Pirita, pirrotita e monazita são minerais subordinados. Hematita e goethita são produtos de martitização. Traços de maghemita e goethita são resultantes da alteração intempérica da magnetita.

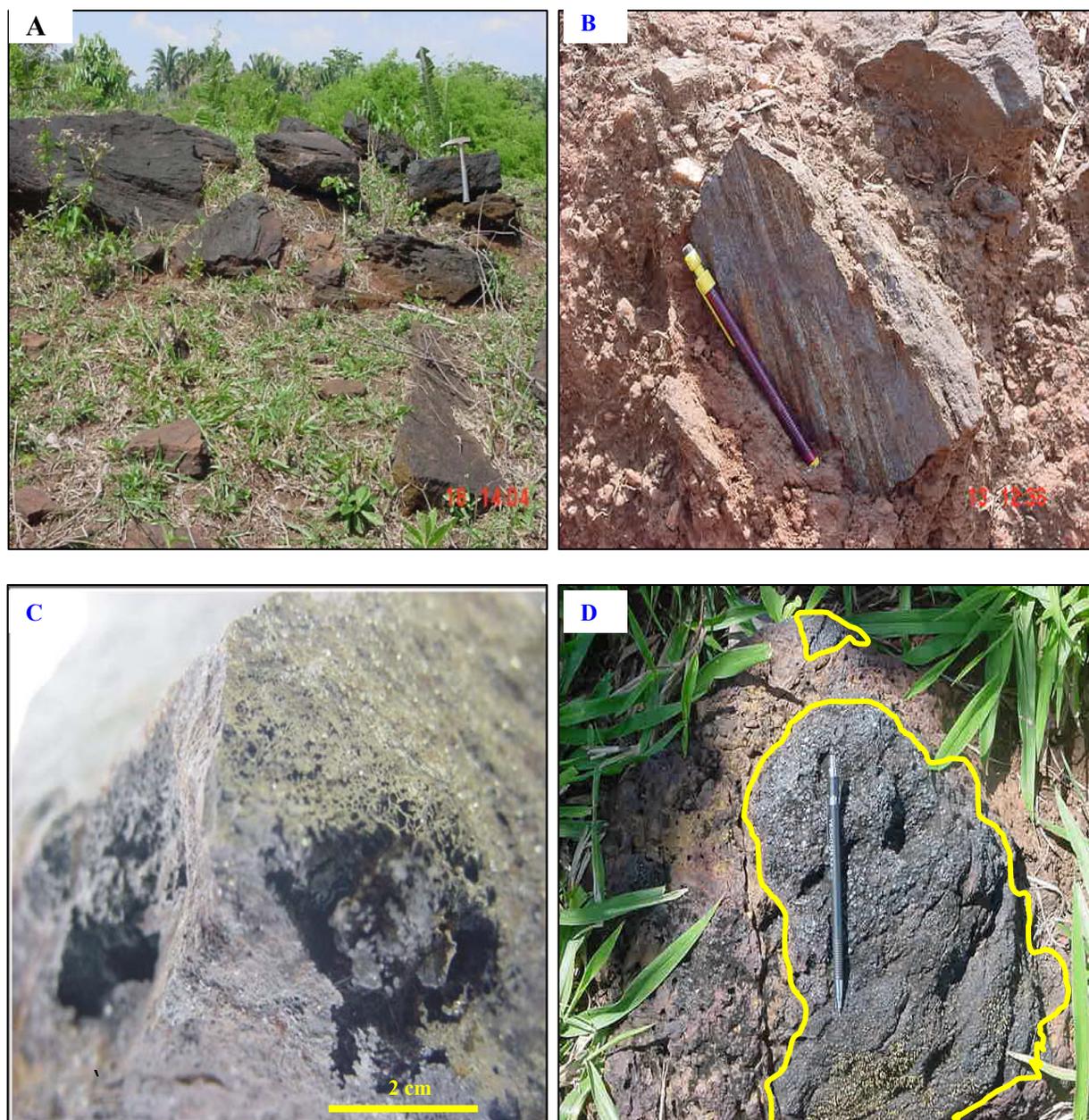
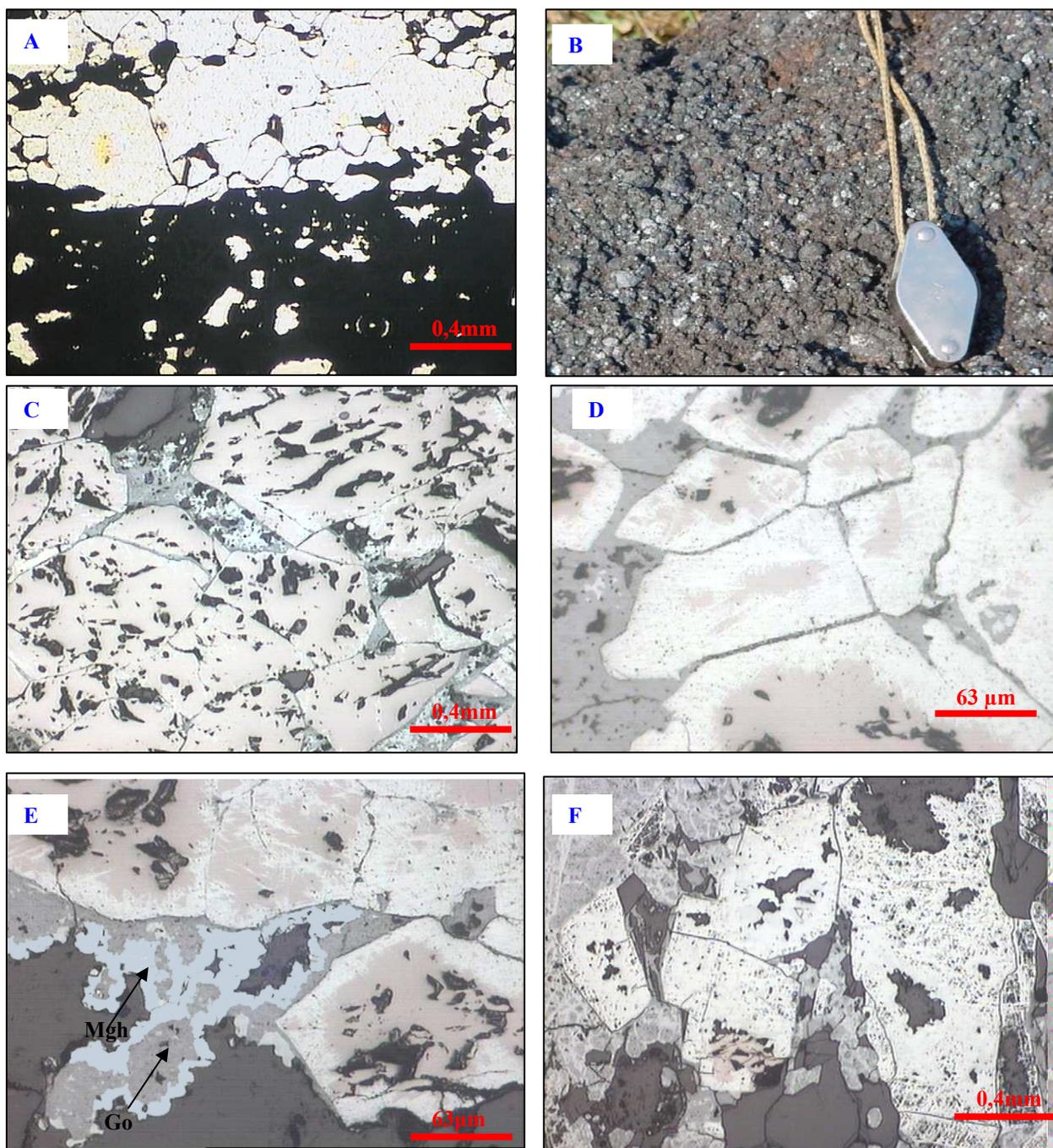


Figura 5.3. Formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã. (A) Blocos soltos de FFB; (B) bandamento; (C) feição do tipo *box work*; (D) fragmento de FFB imerso em cobertura laterítica.

As formações ferríferas caracterizam-se por uma alternância de mesobandas claras ricas em quartzo e bandas escuras ricas em óxi-hidróxidos de ferro (magnetita, hematita e goethita). Estas mesobandas são por vezes microbandadas. O microbandamento consiste em alternância de microbandas essencialmente quartzosas, com microbandas constituídas de óxidos de ferro. Localmente, nas proximidades da estrutura de Xambioá, foi encontrada uma formação ferrífera bandada, cuja amostra constitui-se basicamente por hematita martítica, contendo quantidade de quartzo muito subordinada ($\leq 2\%$).

O quartzo é um constituinte principal nas bandas claras (mesobandas quartzosas) e um constituinte subordinado em relação aos minerais de óxido de ferro nas bandas escuras (figura 5.5A). Os cristais de quartzo são anédricos e mostram fortes sinais de recristalização (figura 5.5A) que podem ser observados através de agregados equidimensionais e poligonais granoblásticos que exibem pontos tríplices equiangulares, contatos curvilíneos e suturados, bem como extinção ondulante.

A magnetita ocorre em cristais subédricos a euédricos (figura 5.5C, 5.5D, 5.5E e 5.5F) e muito subordinadamente anédrica. Seu tamanho varia de microcristalina até mesocristalina (tamanho máximo 0,8cm; figura 5.5B). A magnetita é um constituinte principal nas mesobandas magnetíticas/hematítica, bem como subordinado ao quartzo das bandas claras (figura 5.5A). A magnetita mostra grau variável de martitização, observando-se cristais exclusiva ou essencialmente constituídos por magnetita (figuras 5.5C e 5.5E); outros comportando núcleos de magnetita (figura 5.5D); e outros completamente martitizados (figura 5.5F).



A- Bandamento quartzo (branco)-ferruginoso (preto) em luz natural; B- Magnetita recristalizada; C- cristais de magnetita (creme); D- cristais de magnetita (creme) fortemente martitizados (hematita em branco); E- Cristais de magnetita (creme) com martitização apenas nas bordas e nos planos de clivagem; F- Cristais completamente martitizados em branco. Go-Goethita (em cinza médio e formando o cimento nas fotomicrografias 5.5C, D, E e F) e Mgh-Maghemita (fotomicrografia E).

Figura 5.5. Fotomicrografias das formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã.

Os cristais de pirita (figuras 5.6A e 5.6B) e pirrotita (figura 5.6C) são raros. Apresentam-se na forma de pequenos cristais bem arredondados. Pirita também constitui preenchimentos de vênulas e fraturas nos cristais de magnetita (figuras 5.6D e 5.6E). Pirita ou pirrotita podem ocorrer tanto nas bandas quartzosas fazendo contato retilíneo ou suturado com o quartzo ou encapsuladas por cristais de quartzo, quanto nas bandas ricas em óxidos de ferro encapsuladas ou não por magnetita. Porém, com o aumento do processo de martitização a proporção destes minerais vai diminuindo na rocha. Em locais onde o processo de martitização é mais intenso a pirrotita desaparece e a pirita é encontrada exclusivamente encapsulada por cristais de quartzo. A pirrotita é completamente mobilizada onde a martitização é mais intensa, restando apenas alguns cristais de pirita encapsulados exclusivamente por quartzo.

Hematita, maghemita e goethita ocorrem como fases secundárias.

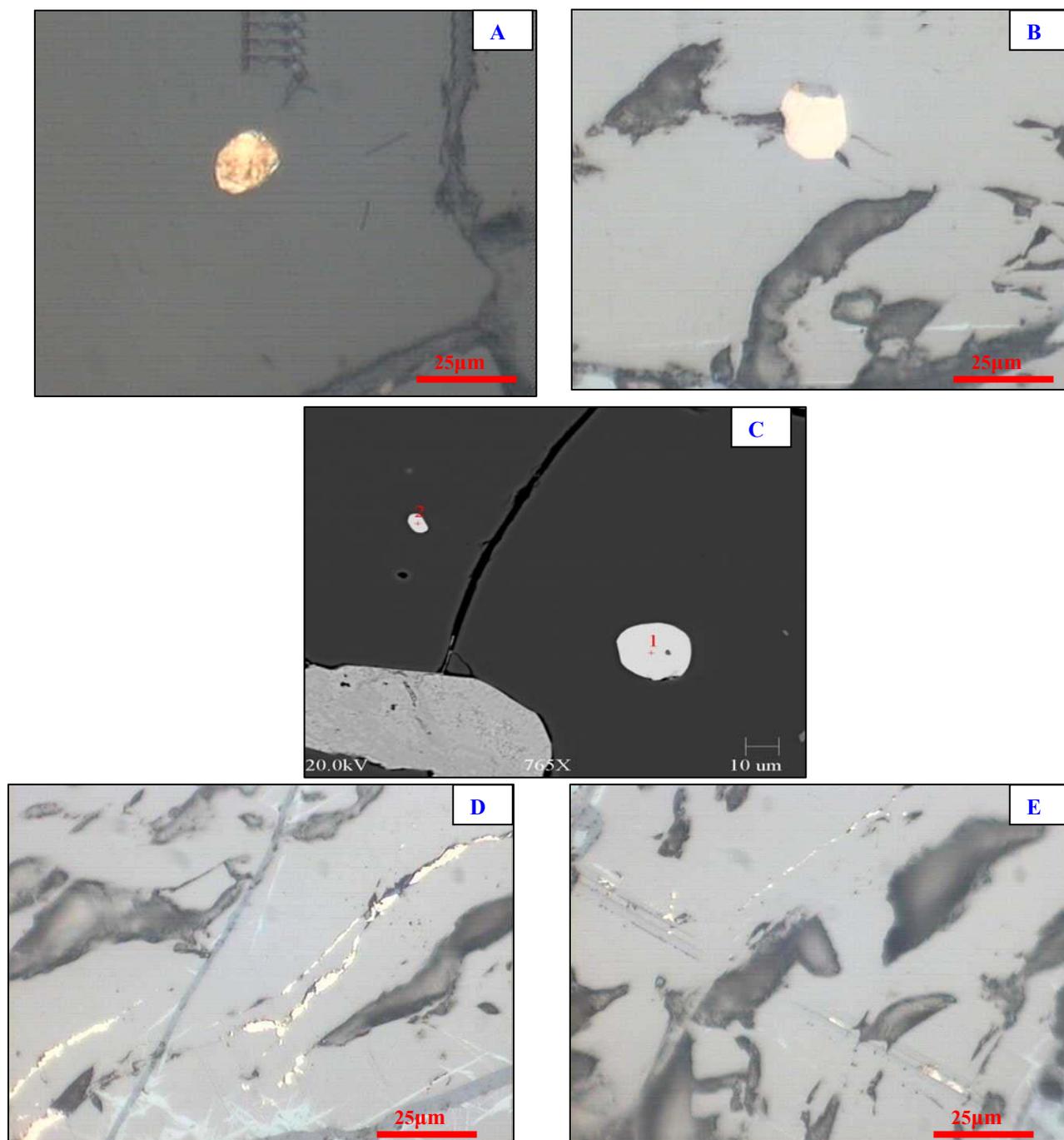


Figura 5.6. Fotomicrografias de FFBs. (A) e (B) Pirita encapsulada por quartzo e por magnetita, respectivamente; (C) pirrotita encapsulada em quartzo; (D) e (E) fraturas em magnetita preenchidas por pirita.

A hematita é resultante do processo de martitização (oxidação) da magnetita (hematita martítica) e ocorre em cristais pseudomórficos (figura 5.5F). A martitização inicia-se ao longo

dos planos de clivagem (partição octaedral) da magnetita. No início desse processo formam-se diminutas lamelas de hematitas (figura 5.7A,B,C e D). Com a intensificação do processo as lamelas tornam-se mais espessas e aparece uma franja mais ou menos espessa na borda dos cristais substituídos, permanecendo nas partes mais internas destes vestígios dissecados de magnetita (figura 5.7B). Nos casos extremos não se observam mais restos de magnetita. Segundo Santos & Brandão (2005), o padrão treliça exibido pelas lamelas de hematita é uma estrutura típica de transformação progressiva de magnetita em hematita (figura 5.7). A dissolução de fases intermediárias formadas durante a martitização resulta em porosidade (figuras 5.7B, 5.7C e 5.7D, Santos & Brandão 2005). A hematita martítica pode ser tanto constituinte menor como constituinte principal das formações ferríferas, dependendo da intensidade da martitização que a rocha sofreu.

A maghemita é um mineral resultante da oxidação de magnetita (figura 5.5E) e ocorre em traços, sendo encontrada apenas em formações ferríferas que sofreram incipiente martitização.

A goethita é um mineral supergênico resultante da substituição tanto de magnetita (martitização) como de hematita. Constitui uma massa criptocristalina e menos freqüentemente microcristalina, ocupa espaços vazios da rocha (poros, fraturas e feições de dissolução). A goethita substitui a magnetita e a hematita martítica pseudomórfica preservando, deste modo, a forma original dos cristais precursores. A substituição se dá principalmente nas bordas e fraturas, mas também nos planos de clivagens de magnetita. Pode, no entanto, também formar depósitos exibindo feições botroidais e microporosa (figura 5.7E).

A Monazita ocorre em traços e em cristais de no máximo 0,2mm anédricos e localmente subédricos (figuras 5.8).

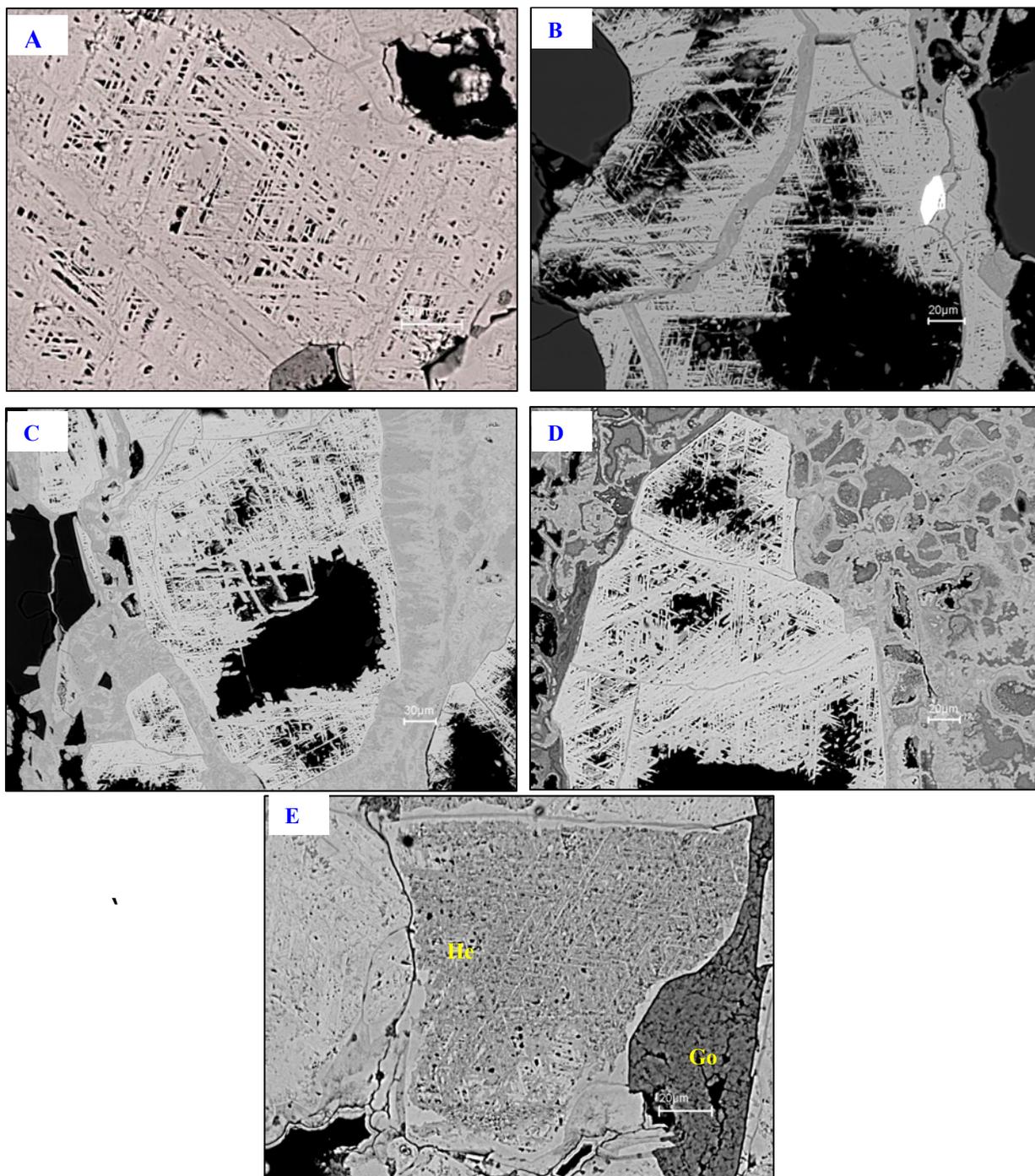


Figura 5.7. Fotomicrografias de texturas típicas da matitização nas FFB de Xambioá/Araguanã: A, B, C, D e E - formação de lamelas de hematita resultando em padrão treliça ou até mesmo franjas hematíticas mais espessas, igualmente, ocorre porosidade resultante de dissolução de fases intermediárias no processo substituição/ martitização.hematita martítica. Go-Goethita; He-hematita.

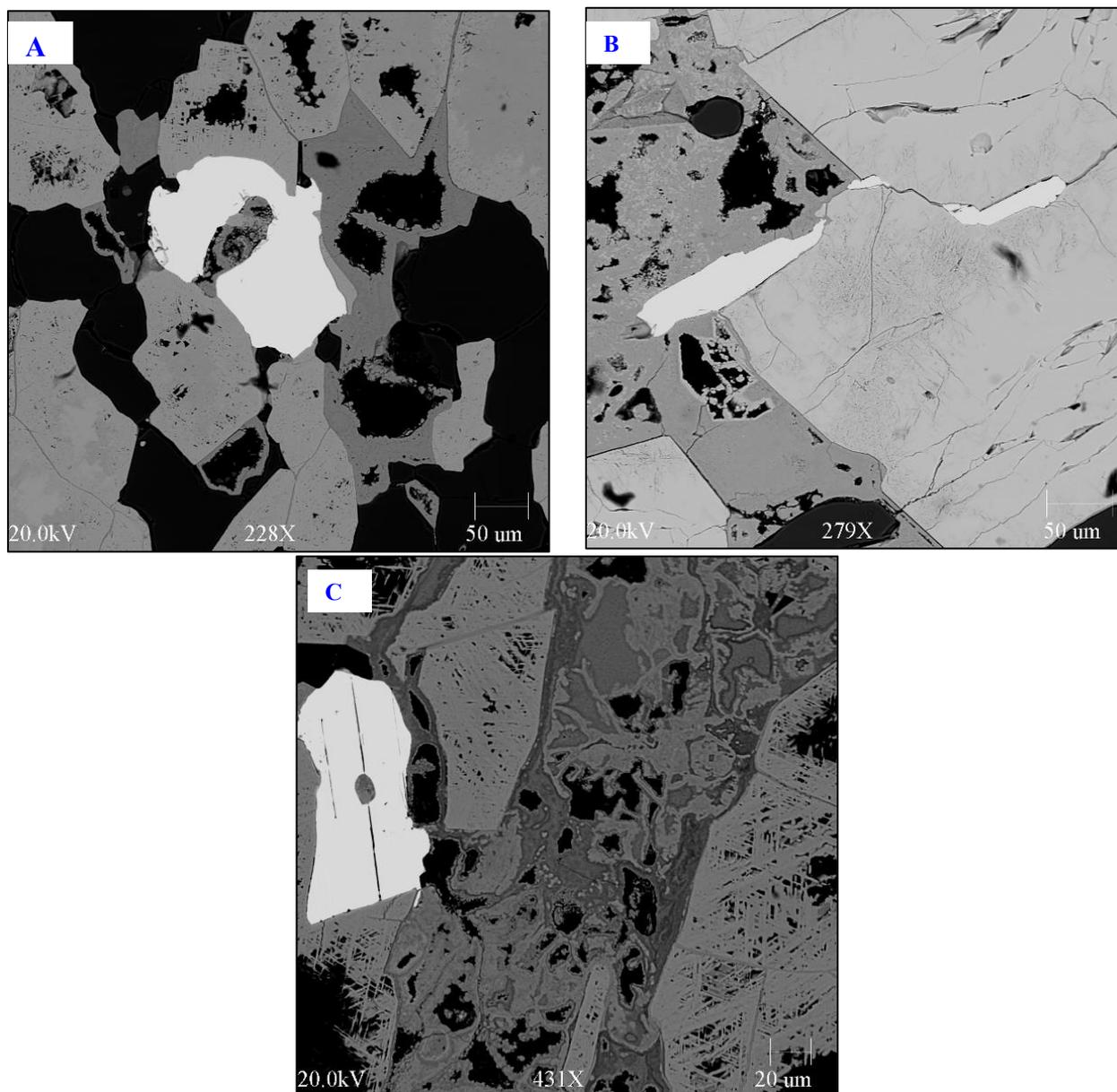


Figura 5.8. Fotomicrografias mostrando os hábitos mais frequentes de cristais de monazita (cristal branco) nas FFBS de XambioáAraguanã.

5.2. XISTOS GRAFITOSOS

Os xistos grafitosos da área de Xambioá/Araguanã ocorrem geralmente na forma de lentes restritas decamétricas a hectométricas intercaladas em mica xistos variados e normalmente associados a anfibolitos, metagabros/diabásios e formações ferríferas. Localmente, a oeste da estrutura do Lontra, estes xistos formam um pacote de extensão quilométrica (figuras 5.1 e 5.2). Estes últimos sustentam um relevo colinoso a aplainado, hospedando lentes de micaxistos e corpos deca- a hectométricos de anfibolitos e metagabros.

Os xistos grafitosos são de coloração preta a cinza escura (figura 5.9) e compõe-se basicamente de quartzo, muscovita (figura 5.10) e grafita (figura 5.11). Localmente, a NW da estrutura do Lontra, foi encontrado um xisto grafitoso feldspático, contendo quartzo em quantidade muito subordinada. A grafita foi identificada somente com auxílio de análises petrográficas, uma vez que não pode ser identificada através de análises difratométricas.

A análise petrográfica revelou que estes xistos são constituídos fundamentalmente por quartzo, muscovita e grafita, com clorita, magnetita, hematita, granada, rutilo e epidoto subordinados. Cobre nativo foi encontrado em traços (figura 5.12). Estas rochas possuem textura lepidoblástica (Figura 5.13) a filonítica (Figura 5.14). A matriz é fina e constitui-se principalmente por diminutas palhetas de muscovita e de grafita, com quartzo varietal (Figuras 5.13 e 5.14). Ela envolve porfiroblastos e/ou granoblastos de quartzo estirados na forma de finas lentes, bem como cristais de magnetita, granada, rutilo e epidoto.



Figura 5.9. Xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã. A- Afloramento em corte de estrada; B- Detalhe de A.

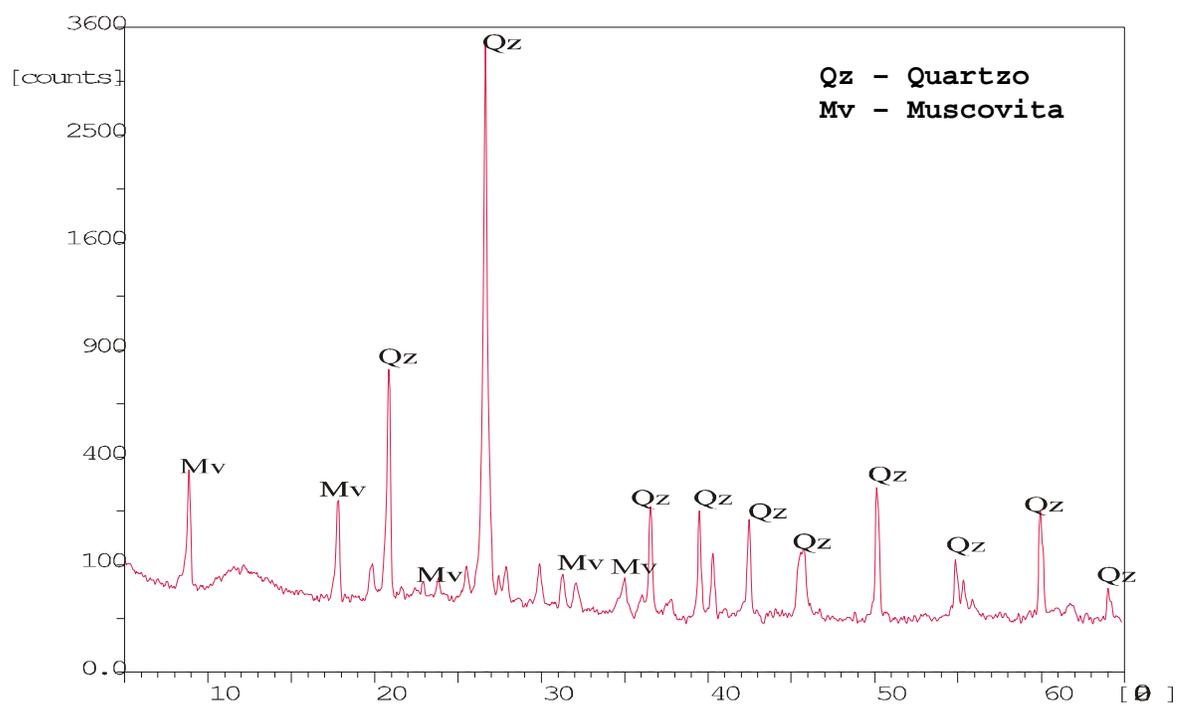


Figura 5.10. Difratoograma representativo dos xistos grafitosos.

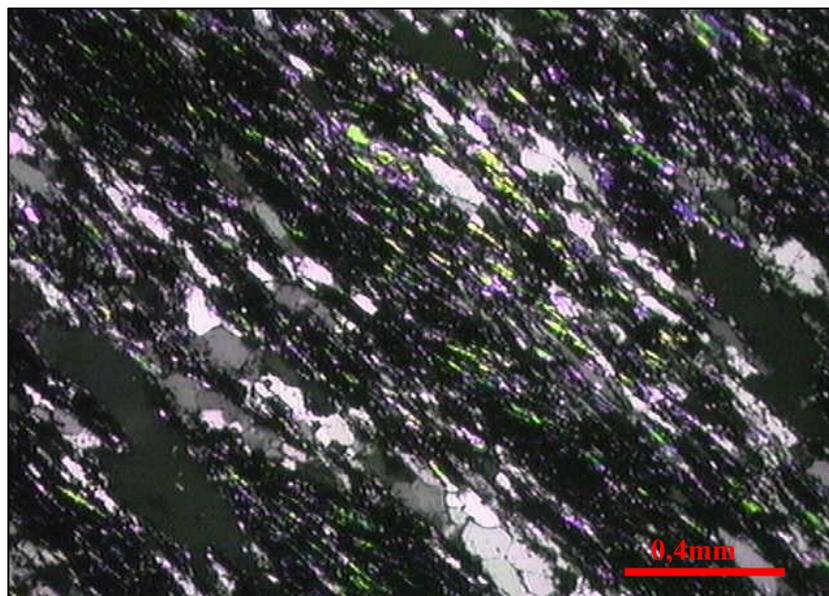


Figura 5.11. Fotomicrografia mostrando o hábito mais comum de grafita e quartzo nos xistos grafitosos.

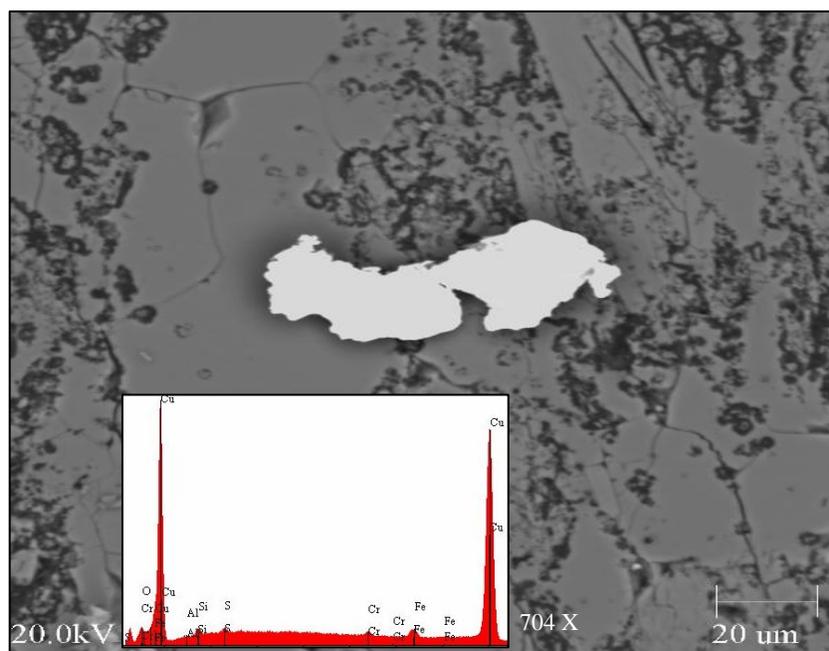


Figura 5.12. Fotomicrografia (MEV) de cobre nativo nos xistos grafitosos.

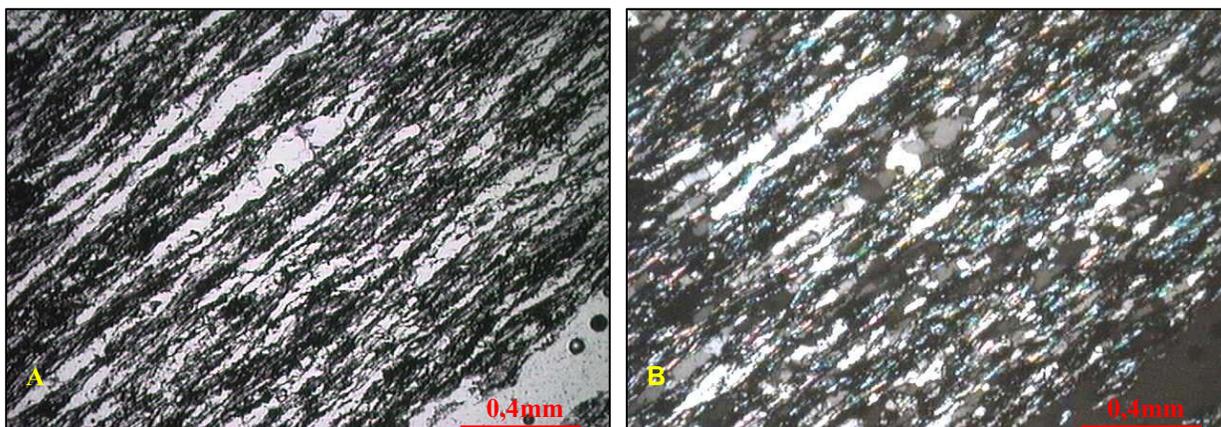


Figura 5.13. Fotomicrografia da textura lepidoblástica dos xistos grafitosos. A- Nicóis paralelos; B- Nicóis cruzados.

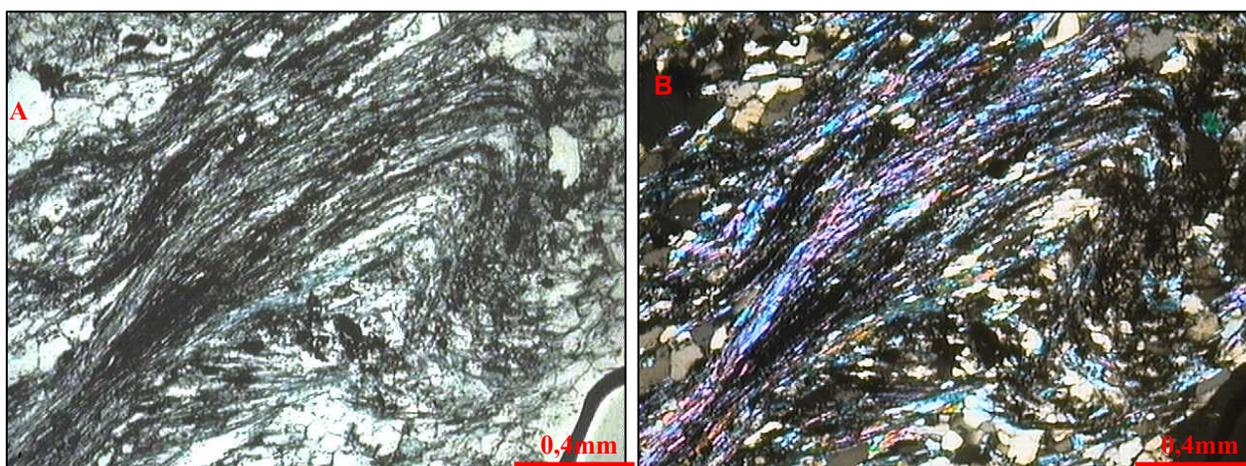


Figura 5.14. Fotomicrografia da textura filonítica dos xistos grafitosos. A- Nicóis paralelos; B- Nicóis cruzados.

A muscovita ocorre em finas lamelas orientadas, microdobradas e exibindo sinais de rotação. As lamelas são muito alteradas possuindo bordas muito corroídas.

A grafita ocorre na matriz em diminutas lamelas. A grafita forma agregados subarredondados na forma de lentes estiradas ou não são envolvidos por pequenas palhetas de muscovita e por diminutas palhetas de grafita da matriz.

Os cristais de quartzo, tanto na matriz como em agregados lenticulares, exibem pontos tríplexes equiangulares, contatos curvilíneos e suturados e, freqüentemente, extinção ondulante. Os cristais de quartzo das lentes são porfiroblásticos a heteroblásticos, subordinadamente são granoclásticos. Estas lentes são freqüentemente boudinadas. Fragmentos muito corroídos e fraturados de quartzo ocorrem freqüentemente na matriz.

Rutilo, magnetita, clorita, cianita, granada e epidoto são constituintes acessórios e, geralmente, ocorrem como microporfiroblastos nestas rochas. A granada também pode ocorrer como constituinte principal nestas rochas.

5.3. METABASITOS

As rochas metamáficas na área em apreço são anfibolitos a metagabros. Estes geralmente sustentam morros e serras freqüentemente alongados de extensão decamétricas a hectométricas, mais raramente quilométrica e, de modo geral, seguem as principais estruturas da região (foliação, estruturas braquianticlinais, dobras, falhamentos, etc; figura 5.1). São rochas de granulação fina a média-grossa e de coloração preta a verde escura (figura 5.15). As rochas mais finas são freqüentemente foliadas (figura 5.15A, B e C) ou bandadas, por

vezes porfiríticas, enquanto que as mais grossas são isotrópicas (figura 5.15D) ou possuem foliação incipiente.

O estudo petrográfico revelou que estas rochas consistem fundamentalmente em anfibólio (hornblenda, actinolita e hastingsita) e plagioclásio (figura 5.16), com quartzo, escapolita, granada, biotita, ilmenita, magnetita e epidoto subordinados. Traços de feldspato potássico, carbonato, pirita, calcopirita, calcocita, covelita, esfalerita e pentlandita foram observados.

A matriz das rochas mais finas, anfibolitos, é predominantemente nematoblástica (figura 5.17A) e normalmente envolve cristais porfiríticos de anfibólio, plagioclásio, escapolita ou granada, porém, localmente a matriz pode ser granoblástica (figura 5.17B). As rochas de granulação média-grossa possuem textura predominantemente granoblástica (figura 5.16) e localmente exibem uma orientação incipiente.

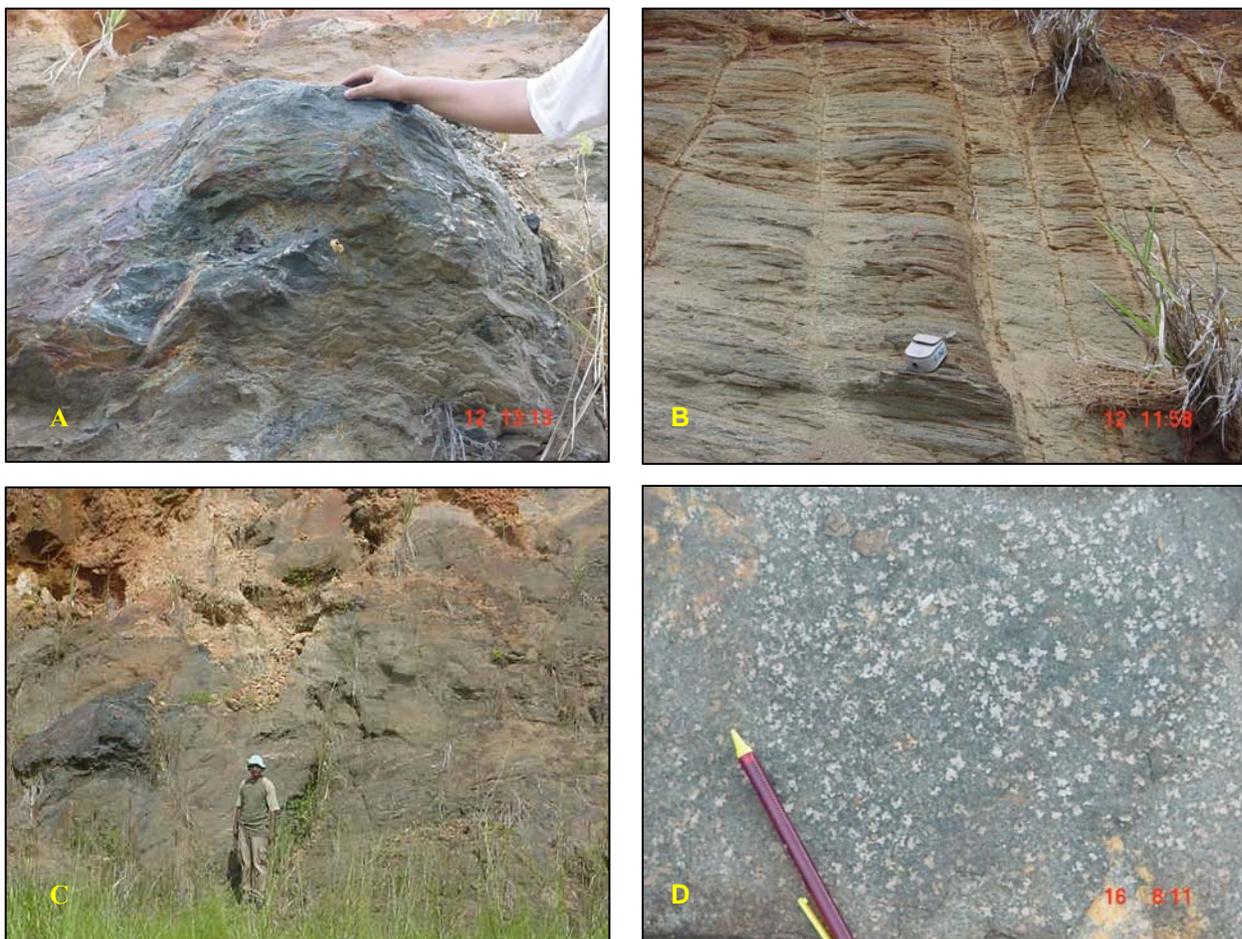


Figura 5.15. Fotos de metabasitos da região de Xambioá/Araguanã. A, B e C - Anfibolitos; D- Metagabro com escapolita.

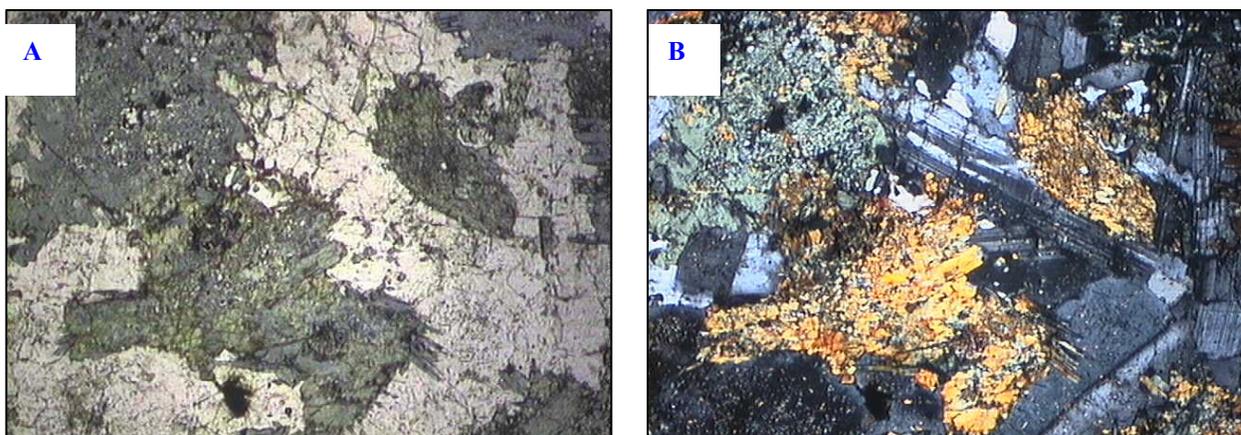


Figura 5.16. Fotomicrografia mostrando a composição mineralógica mais comum dos metabasitos. A- Nicóis paralelos; B- Nicóis cruzados.

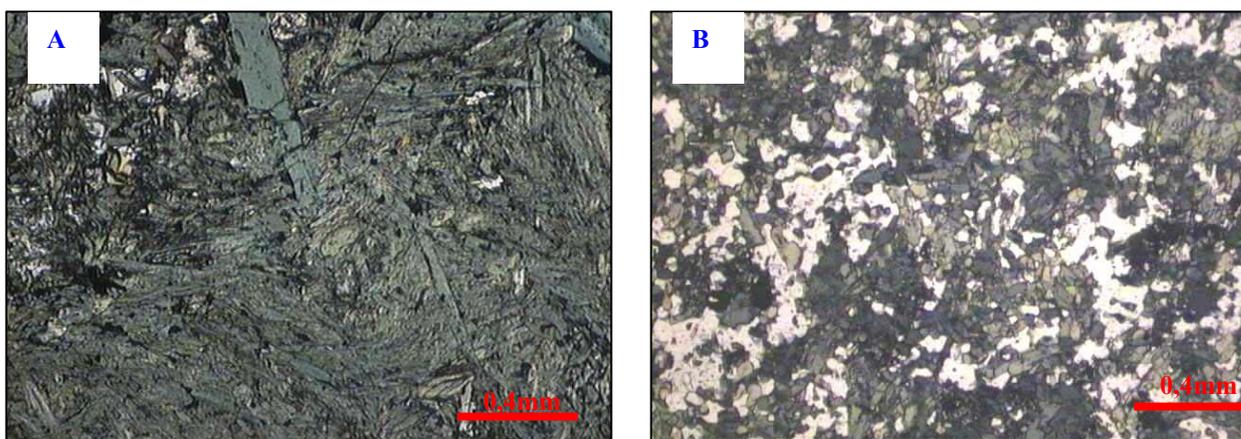


Figura 5.17. Fotomicrografia da matriz dos anfibolitos. A- matriz nematoblástica; B- matriz granoblástica local.

A hornblenda é o anfibólio mais comum nestas rochas. Ela ocorre em cristais idioblásticos (figura 5.18A) a xenoblásticos (figura 5.18B) exibindo, em geral, pleocroísmo médio a forte com cor esverdeada escura e clara amarelada. Nos metabasitos de granulação mais grossa os cristais de hornblenda freqüentemente contêm bordas substituídas por actinolita. Freqüentemente, o arranjo de diminutos cristais de hornblenda ocorre preenchendo espaços deixados por cristais pseudo-idiomórficos pretéritos.

A actinolita está presente em quantidades menores que a hornblenda e ocorre na forma de cristais xenoblásticos a ipidioblásticos, além de constituir núcleos ou bordas de cristais de hornblenda.

A hastingsita é o anfibólio menos comum nos metabasitos estudados, porém pode ser o mineral constituinte principal em algumas dessas rochas. Apresenta-se em cristais xenoblásticos que formam a matriz granoblástica (figuras 5.18C e 5.18D).

Nos anfibolitos, os cristais de plagioclásio são xenomórficos e sua identificação, nestas rochas, é facilitada pelas texturas poiquiloblásticas que são freqüentemente presentes. Nos anfibolitos observam-se ainda alguns grãos porfiríticos de plagioclásio que ainda exibem maclamento original (figura 5.18E), que ao contrário não se observa nos plagioclásios da matriz (figura 5.18F). Nos anfibolitos a composição do plagioclásio varia de labradorita An_{63} a labradorita An_{69} .

Nas rochas metabásicas de granulação mais grossa, metadiabásios/metagababros, os cristais de plagioclásio são de hábito tabular idio- a hipidiomórfico, de mesmo modo que seu maclamento e zoneamento são ainda bem conservados. Localmente, a composição nestes metabasitos pode variar de andesina An_{38} a andesina An_{42} , sendo a andesina An_{40} a composição média.

Tanto nos anfibolitos quanto nos metadiabásios/metagabros, o plagioclásio é um mineral constituinte principal, junto com o anfibólio.

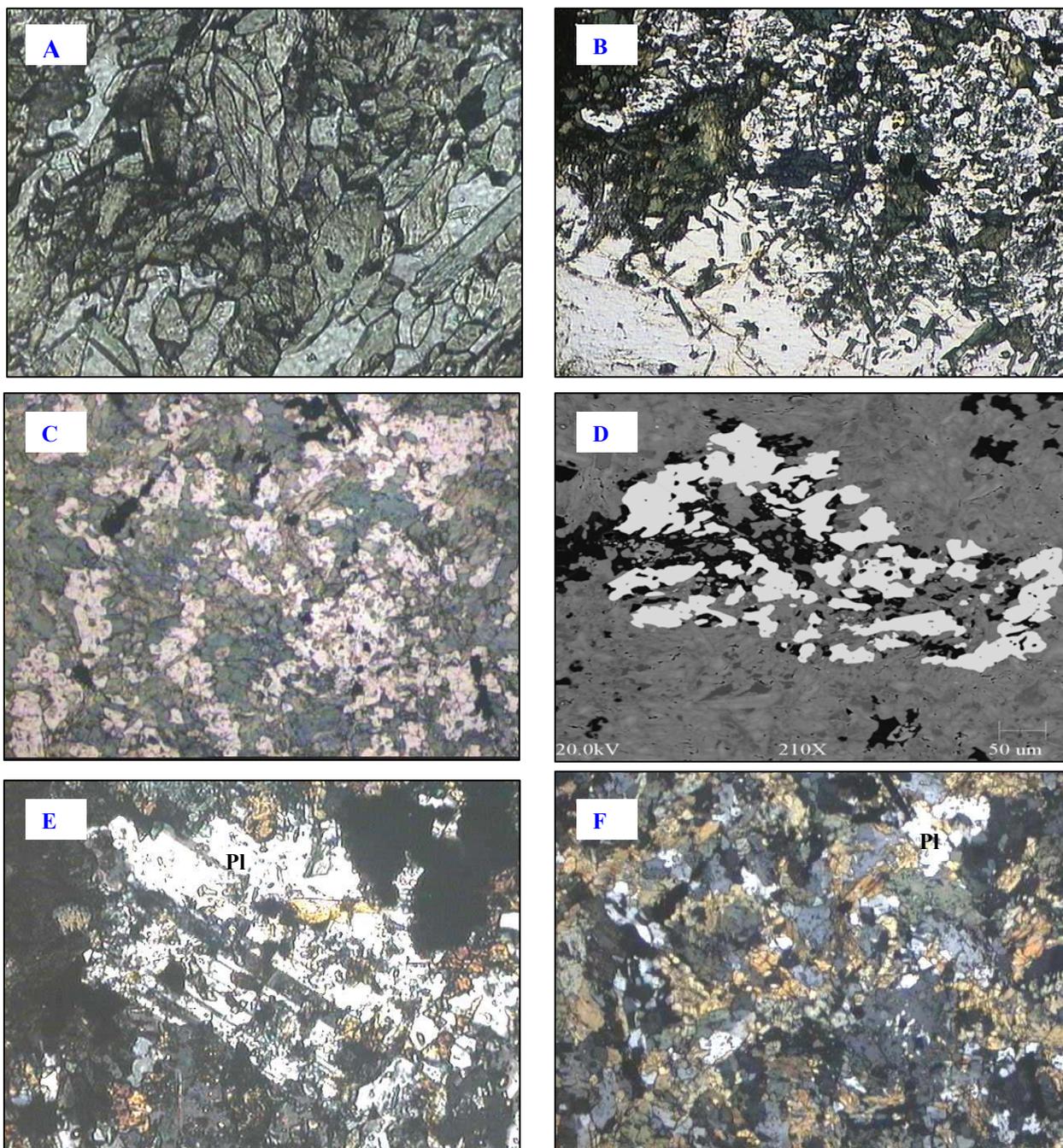


Figura 5.18. Fotomicrografia de cristais de anfibólio (A, B, C e D) e de cristais de feldspatos (E e F). A- Hornblenda idiomórfica e textura nematoblástica; B- Hornblenda xenomórfica; C e D- Hastingsita xenoblástica (verde em C e Cinza-clara em D); C- Textura granoblástica; E- Plagioclásio (Pl) porfirítico subédrico ainda preservando seu bandamento original em anfibolito; F- Hábito xenomórfico do plagioclásio (Pl) na matriz.

A biotita ocorre normalmente em lamelas ipidiomórficas, de coloração marrom, sendo produto da alteração do anfibólio.

O quartzo ocorre em cristais xenomórficos, possui extinção normal a ondulante, e apresenta contatos suturados e retilíneos. Ele ocorre apenas em traços em alguns metabasitos, sendo constituinte menor em outros.

Epidoto foi encontrado em quantidade subordinada nos metabasitos. Ele é anédrico e muito corroído.

Traços de feldspato potássico e de zircão foram identificados com auxílio de MEV. Localmente foram encontrados carbonatos preenchendo as feições de dissolução dos minerais opacos.

Os minerais opacos são xenomórficos a idiomórficos. São bastante corroídos e por vezes estirados. São representados principalmente por ilmenita e magnetita. Pirita, calcopirita, calcocita, covelita, esfalerita e petlandita (figura 5.19) ocorrem em traços, sendo a pirita e a calcopirita os sulfetos mais comuns. A ilmenita ocorre como cristais hipidio- a xenomórficos e freqüentemente como pequenos fragmentos bastante corroídos. A magnetita geralmente é idiomórfica e por vezes pode conter quantidades significativas de Cu e Ni. A pirita e a calcopirita ocorrem em traços. A pirita contém quantidades variadas de Cu, Zn e Ni. Alternância de zonas de calcopirita e zonas de pirita é encontrada, com freqüência, em um mesmo mineral, resultando em aspecto zonado do grão.

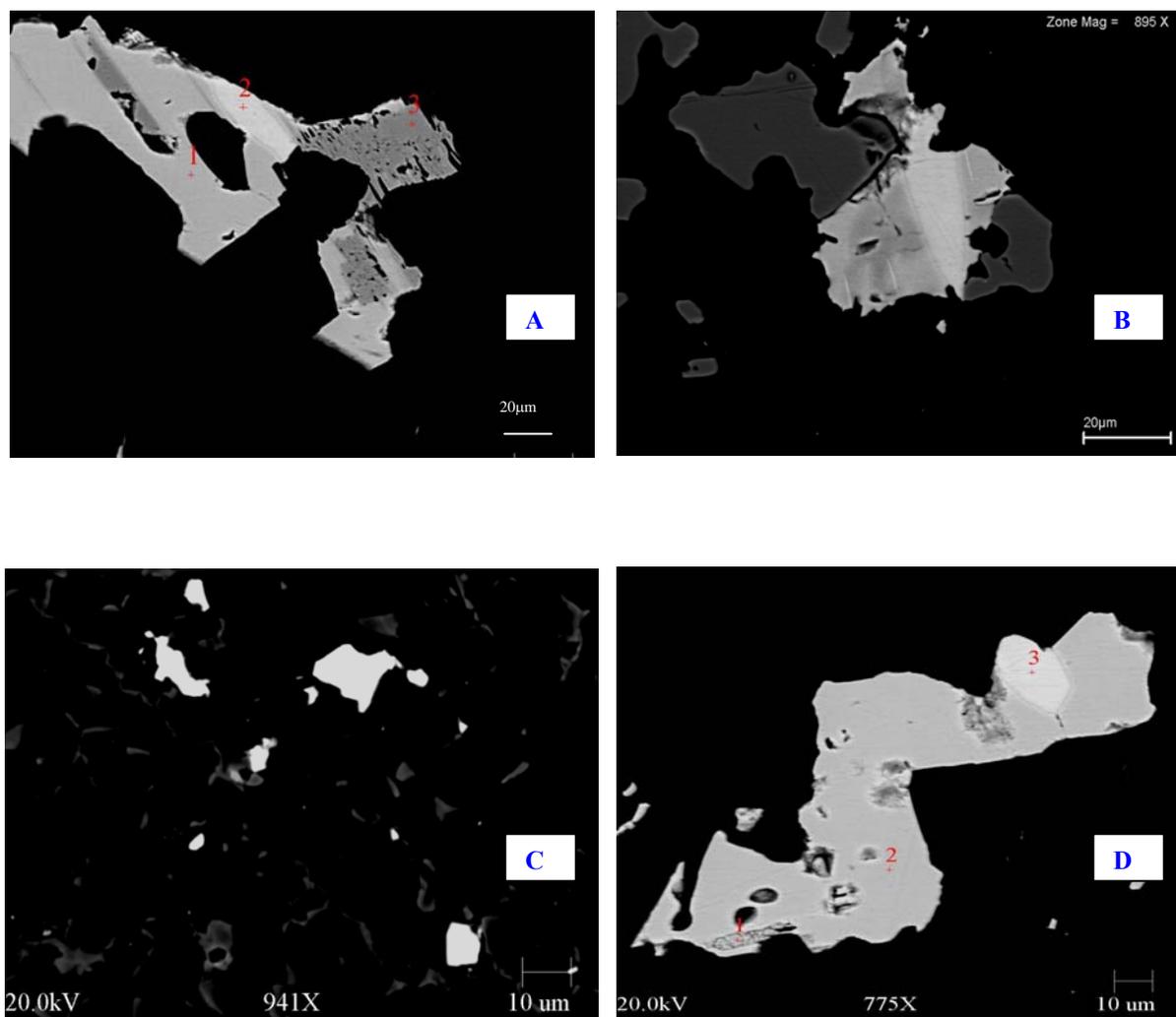


Figura 5.19. Fotomicrografia (MEV) de minerais de sulfetos nos metabasitos. A:alternância de 1-Calcopirita em cinza claro, 2-pirita em cinza médio e 3-pirita níquelífera em cinza escuro intramineral. B: alternância de zonas de calcopirita (cinza claro) e de pirita (cinza escuro) em um mesmo grão. C: Esfalerita. D: 1-pentlandita, 2-pirita e 3-calcopirita.

6 GEOQUÍMICA

Foram realizadas análises químicas de formações ferríferas xistos grafitosos e metabasitos (anfíbolitos e metagabros/diabásios) em rocha total para obtenção dos teores de elementos maiores e elementos-traço, incluindo elementos terras raras, no laboratório comercial da ACME, Canadá. Cabe ressaltar que embora as amostras analisadas tenham sido escolhidas com o maior cuidado, algumas amostras ainda apresentam leve grau de alteração intempérica.

Foram assim analisadas 9 amostras de formações ferríferas bandadas, 10 amostras de xistos grafitosos e 8 amostras de rochas metabásicas. Os resultados analíticos obtidos para os elementos maiores e menores, bem como para os ETR das rochas supracitadas são apresentados nas tabelas 6.1, 6.2 e 6.3.

Tabela 6.1. Composição química (elementos maiores em % e elementos terras raras em ppm) das formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã.

ELEMENT	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO ₂	1,18	2,17	13,11	24,58	10,06	12,25	3,46	26,38	17,08
Al ₂ O ₃	0,4	1,09	0,27	0,29	3,19	0,44	0,53	0,3	0,39
Fe ₂ O ₃ tot	96,77	85,99	80,33	72,19	80,99	86,01	89,51	70,8	80,33
FeO	0,1	0,4	0,2	0,9					
MgO	0,08	0,05	0,03	0,03	0,01	0,12	0,01	0,01	0,01
CaO	0,03	0,03	0,01	0,02	< ,01	0,04	0,02	0,02	0,03
Na ₂ O	0,01	< ,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	< ,02	< ,02	< ,02	0,03	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04
TiO ₂	0,03	0,02	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,1	1,06	0,12	0,05	0,17	0,14	0,82	0,21	0,18
MnO	0,04	0,08	0,04	0,03	1,47	0,64	0,06	0,56	0,46
Cr ₂ O ₃	< ,001	< ,001	< ,001	< ,001	0,005	< ,001	0,002	0,001	0,001
PF	0,9	9,2	5,8	2,4	3,6	0,1	5,6	1,6	1,4
TOT/C	< ,01	0,03	0,01	0,01	0,04	0,01	0,05	0,02	0,07
TOT/S	0,08	0,01	0,04	< ,01	0,02	0,02	0,03	0,08	0,03
SUM	99,54	99,73	99,75	99,65	99,61	99,81	100,03	99,89	99,91
La	1,8	21,7	39,6	15,9	8,1	118	144,3	155,5	117,9
Ce	2	58	47,5	26,4	354	182,7	168,4	171,3	162,3
Pr	0,46	5,18	3,3	2,31	1,31	10	11,19	11,06	9,83
Nd	1,6	15,7	7,7	7	4	24,6	26,4	26,3	26,4
Sm	0,5	3,4	0,7	1,2	1,1	2,9	2,3	1,9	2,8
Eu	0,16	3,33	0,91	0,9	0,68	3,78	5,09	2,65	4,07
Gd	0,59	2,48	0,17	1,02	< ,05	2,01	0,76	0,44	1,45
Tb	0,11	0,45	0,06	0,17	0,21	0,28	0,18	0,13	0,32
Dy	0,54	2,27	0,38	1,17	0,59	1,44	0,97	0,49	1,53
Ho	0,12	0,42	0,06	0,19	0,13	0,25	0,19	0,09	0,31
Er	0,37	1,19	0,22	0,51	0,39	0,68	0,55	0,27	0,89
Tm	0,05	0,18	< ,05	0,08	0,06	0,1	0,08	< ,05	0,13
Yb	0,45	1,33	0,22	0,4	0,43	0,66	0,53	0,2	0,9
Lu	0,07	0,16	0,02	0,08	0,06	0,11	0,06	0,04	0,13
ΣETR	8,82	115,8	101	57,33	371	347	361	370	329
La/Yb	0,43	1,74	19,20	4,23	2,01	19,05	29,00	82,83	13,96
Eu*	1,34	5,21	9,82	3,72	5,73	7,09	15,54	10,64	8,88

Tabela 6.2. Composição química (elementos maiores em % e elementos terras raras em ppm) dos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã.

ELEMENT	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
SiO ₂	73,74	81,75	78,89	77,41	51,21	78,6	60,38	75,8	80,07	68,03
Al ₂ O ₃	10,72	7,05	10,28	9	17,18	12,35	20,06	9,16	8,19	15,43
Fe ₂ O ₃ tot	5,83	0,23	0,15	0,15	11	0,95	1,16	0,41	0,25	0,58
FeO				-	0,4	< ,1	-	-	-	
MgO	0,64	0,69	0,67	0,95	3,22	0,62	1,94	0,64	0,86	0,36
CaO	0,02	0,05	0,12	0,02	0,27	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02
Na ₂ O	0,29	0,12	0,21	0,1	0,02	0,38	0,29	0,16	0,04	0,56
K ₂ O	2,9	1,98	2,37	2,12	0,08	2,93	4,84	2,22	2,1	3,18
TiO ₂	0,68	0,72	0,66	0,76	0,46	0,65	1,27	0,63	0,64	3,12
P ₂ O ₅	0,02	0,07	0,02	0,01	0,11	0,02	0,01	< ,01	0,04	0,06
MnO	< ,01	< ,01	< ,01	< ,01	0,04	< ,01	0,04	< ,01	< ,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,013	0,013	0,013	0,018	0,163	0,011	0,013	0,01	0,011	0,02
PF	5,3	7,4	6,7	9,3	15,9	3,2	9,8	10,8	7,4	8,3
Ctot	2,96	6,2	5,08	7,79	1,2	1,39	6,09	6,22	9,41	5
TOT/S	0,03	0,03	0,02	0,01	0,11	0,01	0,02	0,01	0,01	0,1
SUM	100,24	100,15	100,17	99,85	99,7	99,73	99,83	99,88	99,64	99,66
La	30,3	89,5	39,5	40,5	352,3	16	54,4	14,9	36	96,6
Ce	66,3	144,5	77,6	86,6	576,6	30,3	119,5	38,2	80,4	201,1
Pr	7,15	22,82	8,18	11,45	131,13	3,7	16,05	3,61	8,12	21,4
Nd	29	94,4	30	44,2	430,5	14,6	62,5	12,1	27,1	83,5
Sm	5,3	17,4	5,5	9	76,3	2,6	14,2	2,3	5,1	15,8
Eu	1,04	2,92	1,04	1,49	10,79	0,42	2,39	0,43	0,67	2,59
Gd	5,61	12,65	4,98	6,83	43,11	2,8	13,65	1,63	3,73	12,72
Tb	0,8	1,44	0,63	1,13	6,43	0,44	2,18	0,31	0,55	2,17
Dy	4,6	7,18	3,92	6,41	31,22	2,73	11,43	1,86	2,87	12,2
Ho	0,9	1,07	0,74	1,05	4,6	0,55	1,95	0,34	0,49	2,53
Er	2,6	2,74	1,87	3,24	11,92	1,63	5,5	1,1	1,56	7,17
Tm	0,39	0,38	0,27	0,46	1,63	0,25	0,71	0,17	0,21	1,06
Yb	2,47	2,36	1,72	2,84	9,8	1,49	4,19	0,98	1,41	6,01
Lu	0,39	0,37	0,29	0,41	1,29	0,24	0,66	0,14	0,23	0,84

Tabela 6.3. Composição química (elementos maiores em % e elementos terras raras em ppm) dos metabasitos da região de Xambioá/Araguanã.

ELEMENT	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	50,82	50,31	49,4	49,38	48,09	47,97	47,93	47,9
Al ₂ O ₃	13,28	12,7	11,69	11,7	13,48	15,11	14,26	13,73
Fe ₂ O ₃ tot	13,99	15,85	18,46	18,45	14,54	15,39	13,09	16,99
MgO	6,08	4,95	4,2	4,22	4,97	4,27	7,69	5,48
CaO	9,79	8,4	7,7	7,77	9,54	5,91	11	9,66
Na ₂ O	2,41	3,39	3,56	3,58	3,84	2,55	2,3	3,27
K ₂ O	0,57	0,2	0,9	0,91	0,65	0,11	0,44	0,34
TiO ₂	2,26	3,23	2,79	2,81	3,88	3,14	1,72	1,64
P ₂ O ₅	0,18	0,33	0,38	0,37	0,4	0,24	0,24	0,25
MnO	0,19	0,21	0,15	0,14	0,2	0,29	0,3	0,24
Cr ₂ O ₃	0,009	0,008	0,003	0,003	0,004	0,007	0,024	0,013
PF	0,2	0,2	0,8	0,7	0,1	4,5	0,9	0,4
TOT/C	<,01	0,02	0,01	0,01	0,05	<,01	0,02	0,03
TOT/S	0,01	0,08	0,18	0,16	0,12	<,01	0,02	0,02
SUM	99,8	99,79	100,04	100,04	99,71	99,51	99,91	99,93
La	12,2	27,5	16,2	15,8	25,3	275,2	15,1	9,7
Ce	28,2	58,7	38,1	36,6	56,6	96,2	35,6	23
Pr	3,65	7,43	5,2	5	7	95,91	4,61	3,09
Nd	16,6	37,9	25,7	23,9	31,2	371,8	21,2	14,9
Sm	4,4	8,8	7,2	7	7,6	74,1	5,1	4,3
Eu	1,7	2,57	2,2	2,12	2,29	18,54	1,78	1,33
Gd	5,31	10,05	8,53	8,43	7,71	60,98	5,13	4,97
Tb	0,86	1,86	1,63	1,55	1,4	9,59	0,81	0,91
Dy	4,7	9,1	10,13	9,64	7,2	47,49	4,35	5,55
Ho	0,98	1,97	2,25	2,15	1,52	7,3	0,88	1,2
Er	2,47	5,18	6,48	6,31	3,84	17,69	2,49	3,58
Tm	0,32	0,72	1,03	0,96	0,49	2,12	0,35	0,55
Yb	2,12	4,39	6,33	5,67	3,12	12,79	2,21	3,57
Lu	0,3	0,68	0,95	0,88	0,16	1,54	0,32	0,55

6.1- FORMAÇÕES FERRÍFERAS

A análises dos elementos maiores das formações ferríferas bandadas (FFB) mostrou teores de SiO_2 = 1,18 a 26,38%, média de 10,55%; Al_2O_3 = 0,27 a 3,19%, média de 0,94%; $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ = 70,8 a 96,77%, média de 83,71%; FeO = 0,1 a 0,9%, média de 0,4%; MnO = 0,03 a 1,47%, média de 0,38%; MgO = 0,01 a 0,12%, média de 0,05%; CaO = <0,01 a 0,04%, média de 0,02%; Na_2O = <0,01 a 0,02, média de 0,01%; K_2O = <0,2 a 0,04%, média <0,03%; TiO_2 = 0,02%; P_2O_5 = 0,05% a 1,06%, média de 0,27% e PF= 0,1% a 9,2%, média de 3,66%.

O padrão de distribuição dos elementos maiores das formações ferríferas pode ser observado na figura 6.1. A anomalia positiva de P_2O_5 observada em cinco amostras na figura 6.1 é provavelmente o resultado de uma concentração de monazita nestas formações. As formações ferríferas em apreço possuem teor de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ muito elevado (figura 6.2A) em relação aos das FFBs de Carajás (média de 53,65%, Macambira 2003) e FFBs de tipo Superior (média de 44,27%, Gross 1990) e Algoma (44,19%, Gross 1990). Por sua vez, o teor de SiO_2 nas formações ferríferas em apreço é ao contrário muito mais baixo que os teores determinados nas formações ferríferas de Carajás (média de 44,6%, Macambira 2003) e formações ferríferas de fácies óxido de tipos Algoma e Superior (médias de 47,71 e 47,54% respectivamente, Gross 1990). Em geral, os outros óxidos apresentam teores levemente inferiores a semelhantes aos teores registrados nas formações ferríferas acima citadas para comparação (Figura 6.2B).

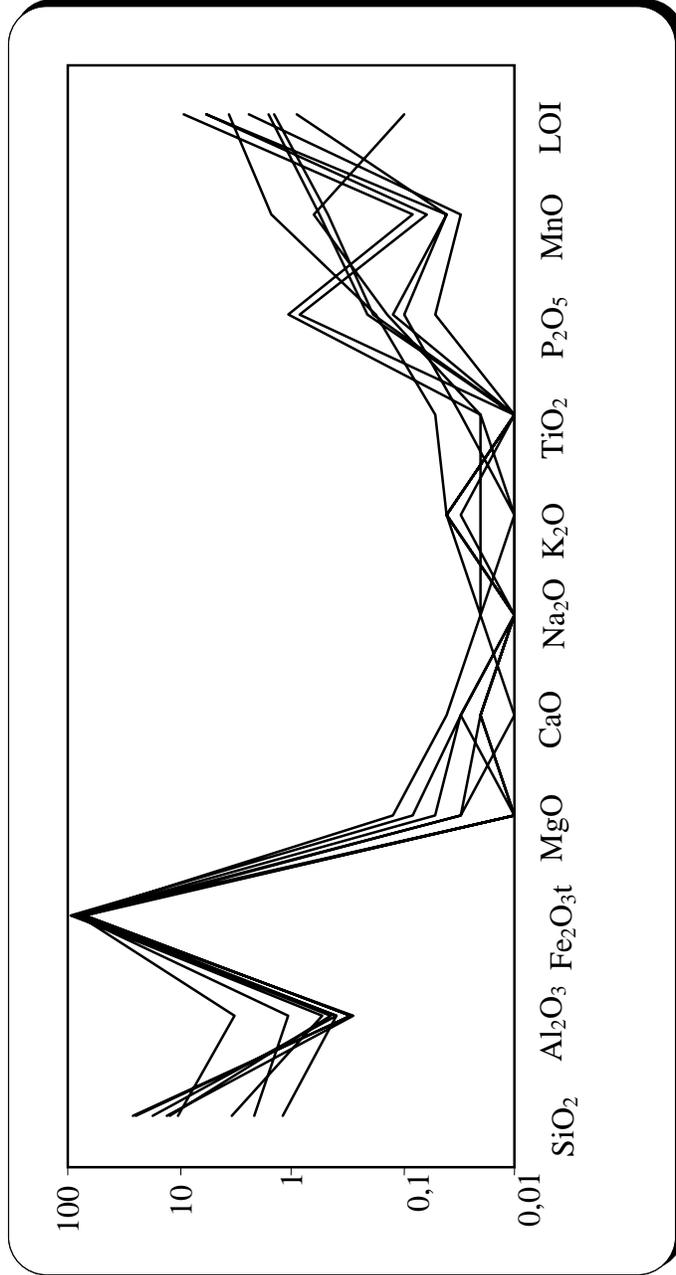


Figura 6.1. Padrão de distribuição dos elementos maiores (%) das formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã em escala logarítmica.

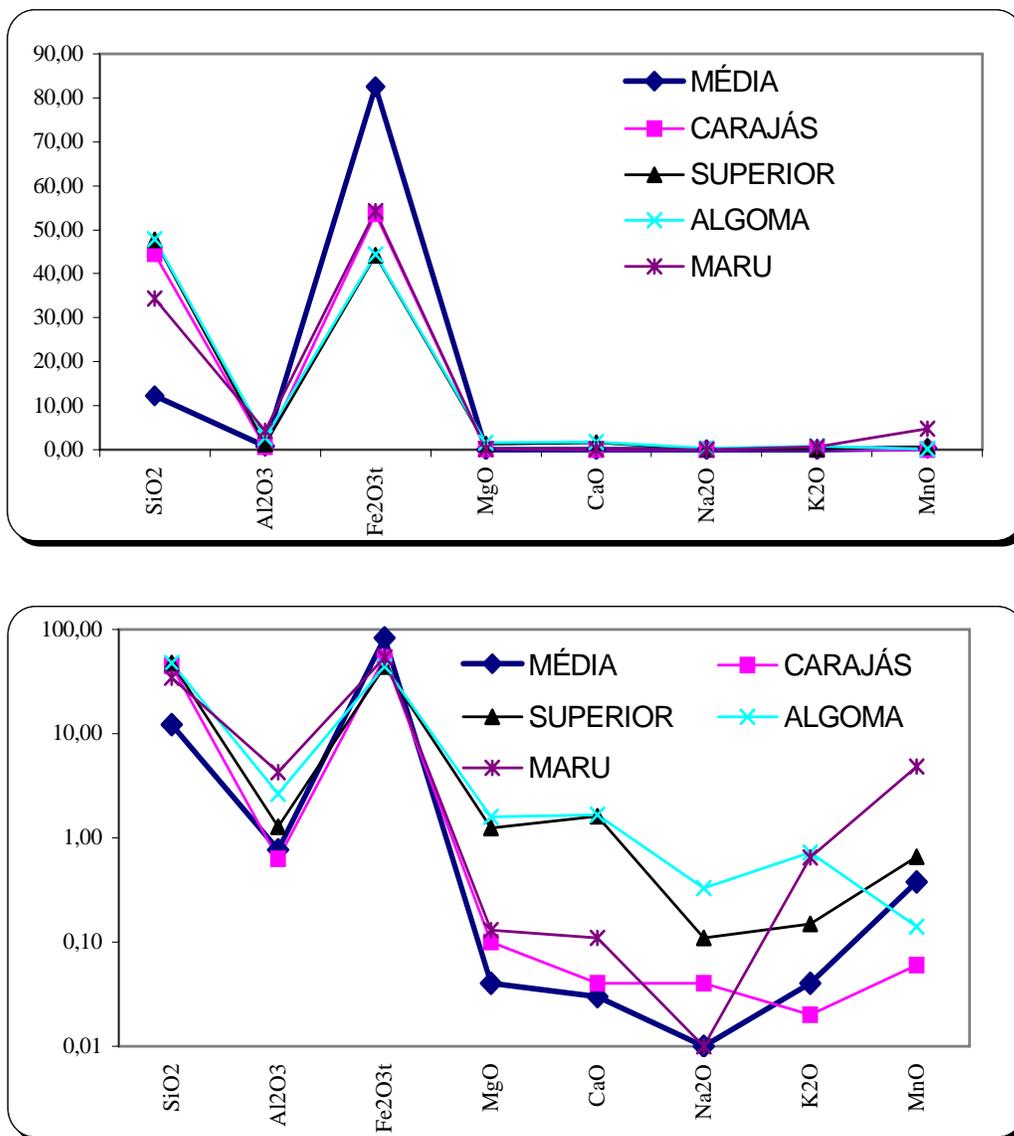


Figura 6.2. A - Comparação do padrão de distribuição da média dos elementos maiores das formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã com o padrão das formações ferríferas de Carajás (Macambira 2003), de Maru (Adekoya 1998) e de tipos Algoma e Superior (Gross 1990). B- comparação em escala logarítmica.

Nas formações ferríferas de Xambioá/Araguanã, os teores de Pb (máximo de 215ppm) e Zn (máximo de 404ppm), tabela 6.4, destacam-se por mostrarem, localmente, elevados valores em relação aos das demais formações ferríferas citadas na tabela 6.5. Igualmente, teores locais de Co (máximo de 100ppm), Cu (máximo de 471ppm) e Ba (máximo de 1140ppm) são altos e merecem destaque. Teores baixos, em relação às formações supracitadas, de Sr, Zr e Y também foram observados. Na tabela 6.4 a amostra V mostrou ser enriquecida em Zr, Cr, Ba e Pb em relação às outras amostras da região estudada.

Os teores de terras raras das formações ferríferas em estudo são observados na tabela 6.1. Suas médias (ppm) são: La=77; Ce=102; Pr=6,6; Nd=17; Sm=1,9; Eu=2,6; Gd=1,11; Tb=0,21; Dy=1,1; Ho=0,2; Er=0,59; Tm=0,08; Yb=0,58 e Lu=0,083.

Em geral, o padrão de distribuição de ETR mostra um enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, com a razão La/Yb em geral muito elevada (média de 21,30 e máximo de 82,83), bem como por expressiva anomalia positiva de Eu, média de 7,78 e máximo de 15,54 (tabela 6.1 e figura 6.3). Localmente, uma amostra de formação ferrífera coletada a norte da estrutura de Xambioá apresentou enriquecimento em ETRP em relação aos ETRL (La/Yb= 0,43) e anomalia positiva de Eu pouco acentuada ($Eu^* = 1,34$). Por outro lado, uma anomalia negativa de Ce algo pronunciada é observada nesta última amostra (figura 6.3). Tais fatos sugerem uma deposição mais distal e com maior contribuição de ETR provenientes da água do mar em relação às outras amostras.

De modo geral, o valor da ΣETR das formações ferríferas (tabela 6.1), com média de $\Sigma ETR = 229$ ppm, mínimo de 8,82ppm e máximo de 371ppm, mostra-se maior que os das formações ferríferas de Carajás (6,99ppm, Macambira 2003), Griquatown (5,93ppm; Halbik

et al. 1993), Kuruman (15,05ppm; Halbik *et al.* 1993) e sedimentos hidrotermais (3,91ppm; German *et al.* 1999; figura 6.4).

Tabela 6.4. Conteúdo de elementos-traço em ppm das formações ferríferas de Xambioá/Araguanã.

ELEM	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Sr	4,5	0,6	<,5	<,5	1,3	3,4	33	13	8
Zr	5,9	3,5	1,6	2,1	12,5	3,3	2,8	2,8	2,3
Y	2,8	11,5	2,7	6,3	3,2	7,2	5,6	3,1	8,5
V	111	39	21	53	47	27	6,6	1,7	2,7
Cr	nd	nd	nd	nd	34,21	nd	13,69	6,8	6,8
Co	53,5	100,2	30,5	90,6	65,6	22,6	5	1	1
Ni	9,2	155,8	50,7	37,7	21,8	14,2	38,1	3,8	20,3
Zn	14	77	404	252	23	121	44	87	137
Cu	35,2	471,2	29,5	97,9	171,5	188	107,4	19,2	221,7
Ba	11,4	13,2	5,3	7	1140,6	130	16,8	45,3	62,6
Pb	1,7	12,1	0,2	0,1	215,6	2,6	12,4	0,5	4,6

Tabela 6.5. Comparação do conteúdo de elementos-traçoem ppm das formações ferríferas de Xambioá/Araguanã com a média dos elementos traços nas formações ferríferas de Maru, de tipo Algoma, de Carajás, de Orissa e do E da Índia.

ELEMENT	1	2	3	4	5	6
Sr	7,81	51	83		53,7	58,1
Zr	3,04	66	84	16,89	41,9	38,5
Y	5,96	22	54		13,5	13,1
V	32,75	44	97		175,3	32,4
Cr	3,41	23	78	17,2		25,6
Co	38,05	100	38	11,1	30,3	20
Ni	41,23	8	83	7,85	71	50,8
Zn	142,00	26	33	66,58	67	43
Cu	146,26	8	96	29,79	178	118,3
Ba	36,45	293	170	29,73	155,6	126,8
Pb	4,28	10		18,33	21,7	

- 1- FFBS da região de Xambioá/Araguanã.
- 2- FFBS de fácies óxido de Maru, NW da Nigéria (Adekoya 1998).
- 3- FFBS de fácies óxido de tipo Algoma, Canadá (Gross 1990).
- 4- FFBS de fácies óxido de Carajás (Macambira 2003).
- 5- FFBS de fácies óxido de Orissa, Índia (Nayak *et al.* 2001).
- 6- FFBS do leste da Índia (Nayak *et al.* 2004).

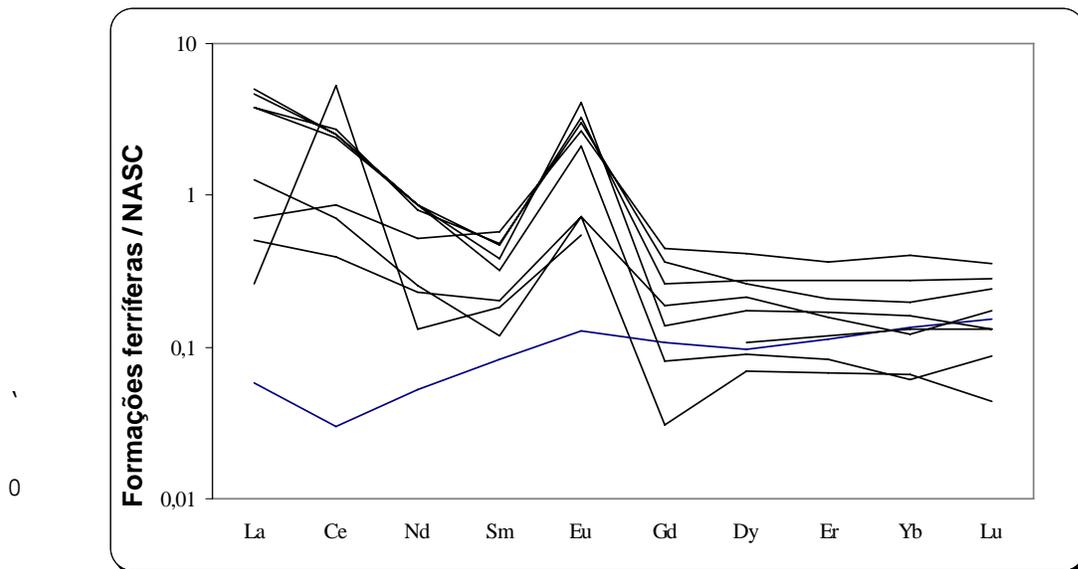


Figura 6.3. Padrão de distribuição dos elementos terras raras das formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã normalizadas ao NASC de Gromet et al. (1984).

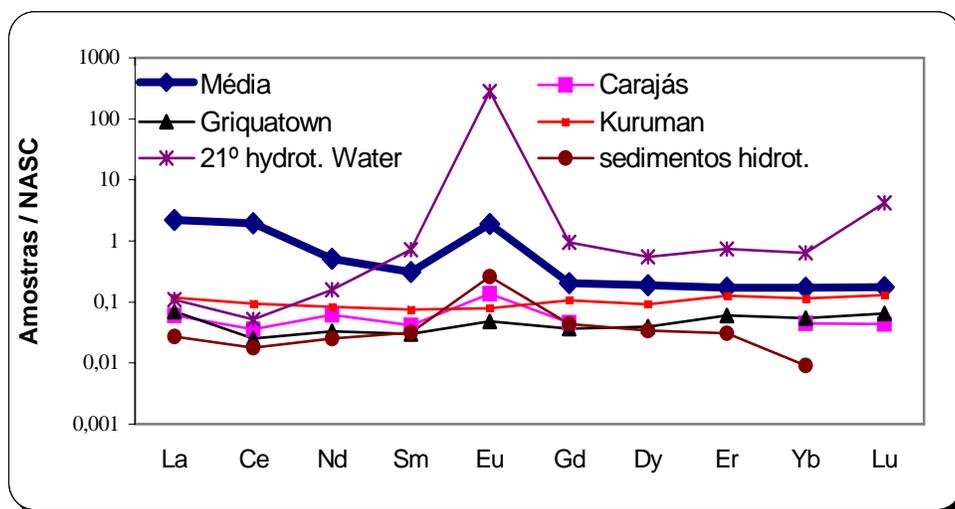


Figura 6.4. Comparação dos padrões de distribuição, conteúdo médio, de ETRs das FFBS da região de Xambioá/Araguanã (média) com os das FFBS de fácies óxido de Carajás (Macambira 2003), Griquatown (Halbick et al. 1993) e Kuruman (Halbich et al. 1993), soluções hidrotermais, paralelo 21° do Pacífico (Goldstein & Jacobsen 1988) e Sedimentos hidrotermais (German et al. 1999). Normalizados ao NASC de Gromet et al. (1984).

6.2- XISTOS GRAFITOSOS

A composição química dos xistos grafitosos é mostrada na tabela 6.2 e figura 6.5. Os teores mínimos, máximos e médios encontrados nos xistos grafitosos são: SiO_2 = 51,21%, 81,75% e 75%; Al_2O_3 = 7,05%, 20,06% e 11%; $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{TOT}}$ = 0,15%, 11% e 1,1%; MgO = 0,36%, 3,22% e 1,6%; CaO = 0,01%, 0,27% e 0,06%; Na_2O = 0,04%, 0,38% e 0,82%; K_2O = 0,08%, 4,84% e 2,74%; TiO_2 = 0,63%, 3,12% e 1,01%; P_2O_5 = <0,01%, 0,11% e 0,03%; MnO = <0,01%, 0,04% e 0,01%; PF =5,3%, 15,9% e 7,58%; e Carbono total= 1,2%, 9,41% e 5,57%.

Como observado acima, o teor médio de elementos maiores encontrados nos xistos grafitosos da área de Xambioá/Araguanã (figura 6.6) são semelhantes aos teores revelados pelas rochas sedimentares carbonosas (folhelhos negros) estudadas por Fan *et al.* (2004); figura 6.7. Observa-se, porém, na figura 6.6, que CaO , P_2O_5 e MnO apresentam teores mais baixos que os encontrados nas últimas.

Os teores médios dos elementos-traço nos xistos grafitosos são semelhantes aos teores médios encontrados nas rochas carbonosas reportadas por Fan *et al.* (2004) e Yudovich & Ketris (1994) como observado na tabela 6.6. Ressaltam-se, em relação ao conteúdo de elementos-traço nas rochas supracitadas, apenas os teores mais elevados de V e de Cr.

O teor de ETRs dos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã pode ser observado na tabela 6.2. Seus teores médios (em ppm) são: La=46,41; Ce=94; Pr=11,39; Nd=44,16; Sm=8,58; Eu=1,44; Gd=7,2; Tb=1,07; Dy=5,91; Ho=1,07; Er=3,05; Tm=0,43; Yb=2,61 e Lu=0,40.

A distribuição dos ETR dos xistos grafitosos normalizados ao NASC apresenta dois padrões distintos (figura 6.7): 1- O primeiro, com três amostras, possui forte enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e anomalia negativa de Ce; 2- O segundo, com

sete amostras, exibe um padrão sub-horizontal e uma anomalia negativa de Eu.

Os xistos grafitosos têm teor médio de ETR mais elevado que os teores dos folhelhos negros estudados por Klein & Beuks (1989) e dos folhelhos negros silicosos pesquisados por Fan *et al.* (2004), (figura 6.8), bem como teores incipientemente enriquecidos a semelhantes aos teores dos folhelhos negros e dos filitos carbonosos estudados por Fan *et al.* (2004) e Pulz (1995), respectivamente.

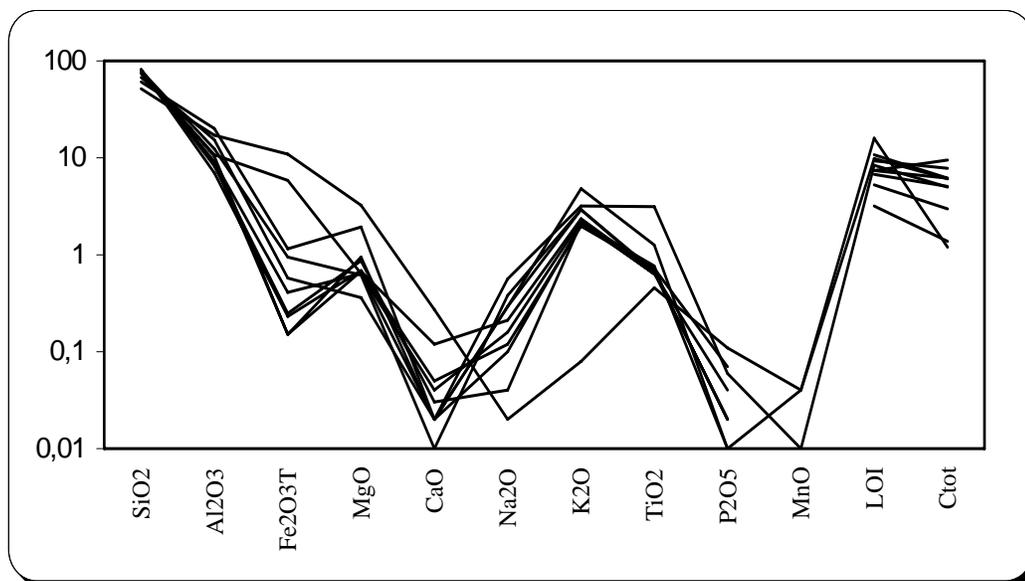


Figura 6.5. Padrão de distribuição dos elementos maiores dos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã.

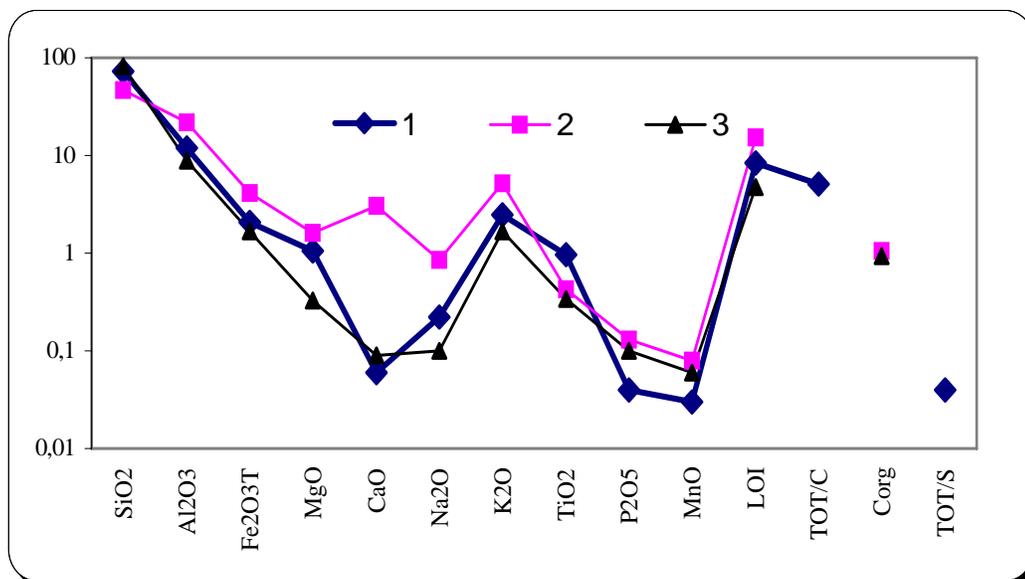


Figura 6.6. Padrão de distribuição da média dos teores de elementos maiores dos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã (1) e média dos teores de outras rochas carbonosas. (2) Folhelho negro e (3) Folhelho negro silicoso estudados por Fan *et al.* (2004).

Tabela 6.6. Composição média dos teores de elementos traço em ppm nos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã em comparação com outras rochas carbonosas.

	V	Cr	Ni	Co	Mo	Cu	Pb	Zn
1	313,8	198,4	20,87	10,13	3,43	12,8	2,6	14
2	205	96	70	19	20	70	21	130
3	163	136	41	10	1	13	16	75
4	54	51	15	7	0,6	13	62	191

	Sn	Sb	W	Mn	Ba	Se	Ga	Co/Ni
1	2,67	0,1	2,1	310	570	1,1	16,1	0,48
2	3,9	5	2,9	400	500	8,7	16	0,27
3	5	53	2	542	708			0,24
4	2	83	1	310	1578	0,32	4,75	0,85

1- Xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã.

2- Média de folhelhos negros (Yudovich & Ketris 1994).

3- Média de folhelhos negros de Hunan, China (Fan *et al.* 2004).

4- Média de folhelhos negros silicosos de Hunan, China (Fan *et al.* 2004).

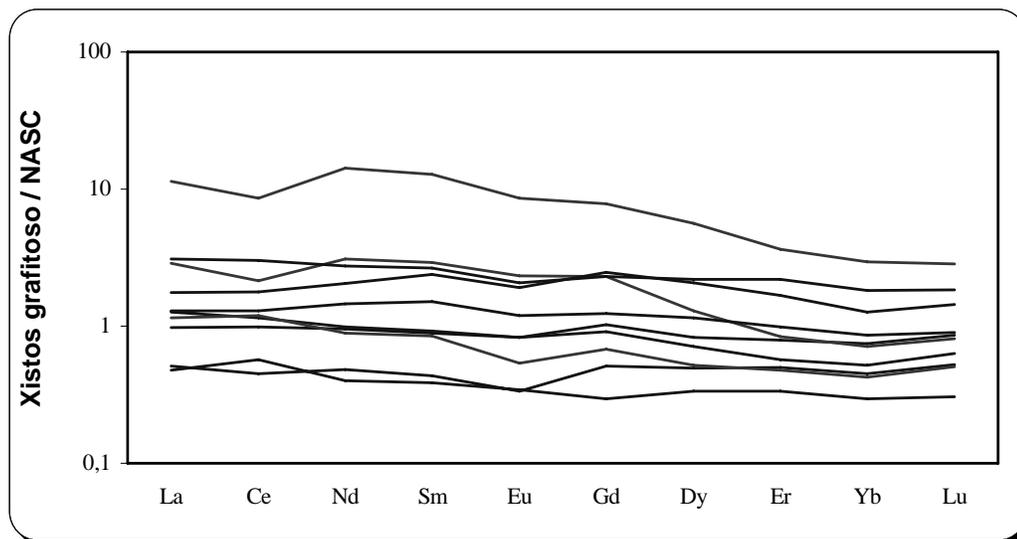


Figura 6.7. Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã normalizados ao NASC de Gromet *et al.* (1984).

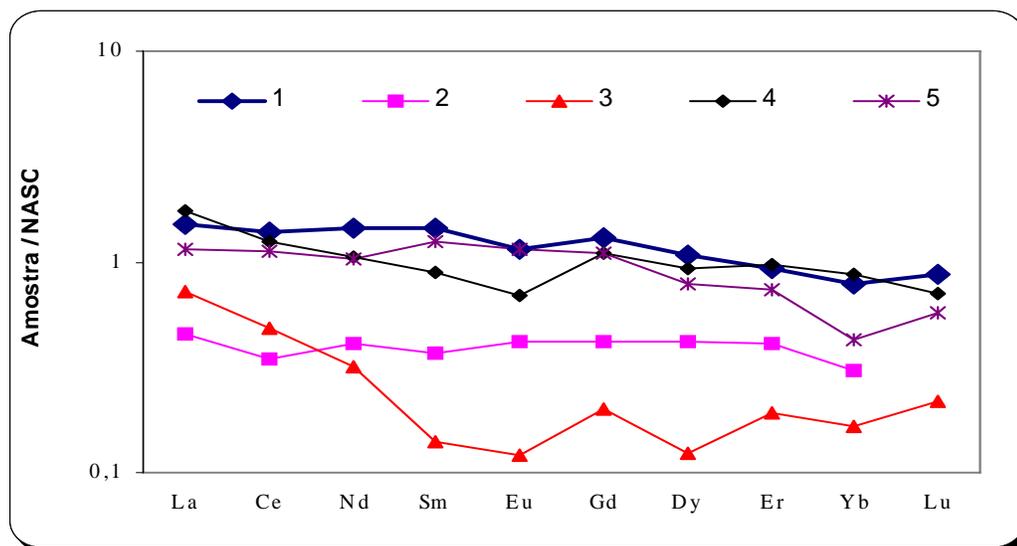


Figura 6.8. Comparação do padrão de distribuição da média dos teores de elementos terras raras dos (1) xistos grafitosos da região de Xambioá/Araguanã com (2) folhelhos negros (Klein & Beuks 1989), (3) folhelhos negros silicosos (Fan *et al.* 2004), (4) folhelhos negros (Fan *et al.* 2004) e (5) filitos carbonosos (Pulz, 1995) normalizados ao NASC de Gromet *et al.* (1984).

6.3- METABASITOS

Análises químicas de elementos maiores dos metabasitos (anfíbolitos e metagabros/diabásios, tabela 6.3) revelaram teores médios de SiO₂= 49%; Al₂O₃= 13,92%; Fe₂O₃t= 15,85%; MgO= 5,23%; CaO= 8,72%; Na₂O= 3,11%; K₂O= 0,52%; TiO₂= 2,68%; P₂O₅= 0,30%; MnO= 0,22% e LOI= 0,98%. Como observado na tabela 6.3, uma amostra revelou teor mais alto de PF e mais baixo de CaO.

A figura 6.9 mostra uma distribuição homogênea dos elementos maiores dos metabasitos da região de Xambioá/Araguanã, não havendo diferenças consideráveis na composição entre anfíbolitos e metagabros/diabásios. A composição química média dos metabasitos estudados assemelha-se a média de diferentes MORBs, porém o teor de K mostra uma maior semelhança ao teor do basalto de tipo MORB-E, basalto de cadeia oceânica enriquecido (figura 6.10).

Os metabasitos têm composição basáltica (figura 6.11A). Mostram um *trend* que varia de basalto andesítico a basalto levemente alcalino, com maior frequência de incidência no campo dos basaltos subalcalinos (figuras 6.11B e 6.12B). São rochas de composição exclusivamente tholeiíticas (figura 6.12A) e de modo geral plotam no campo dos basaltos de assoalho oceânico de tipo MORB (figura 6.13). A figura 6.14 mostra que alguns metabasitos são algo empobrecidos em Sr.

De modo geral, o padrão de distribuição dos elementos terras raras dos anfíbolitos e metagabros/diabásios exibe leve enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP (figura 6.15) mostrando maior semelhança com os basaltos de tipos MORB-E e OIB (figura 6.16), porém são algo enriquecidos em ETRP em relação aos OIB.

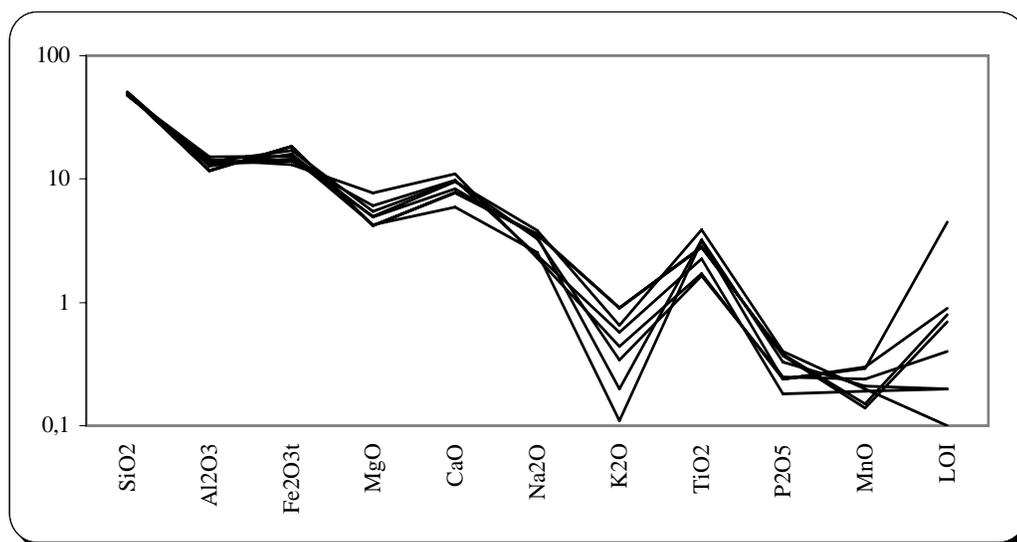


Figura 6.9. Padrão de distribuição em escala logarítmica dos elementos maiores dos metabasitos (anfíbolitos e metagabros/metadiabásios) da região de Xambioá/Araguanã.

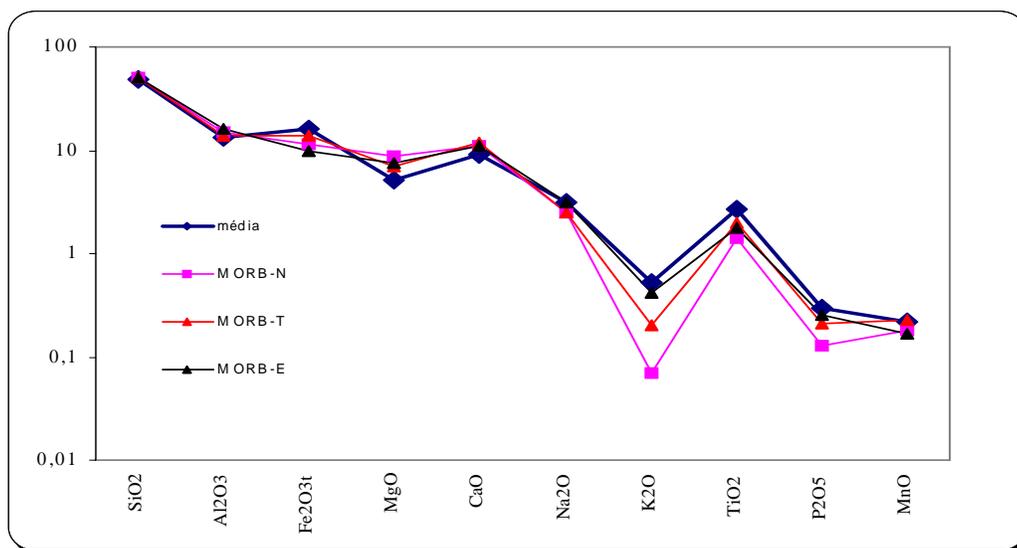


Figura 6.10. Comparação do padrão de distribuição em escala logarítmica da média dos teores de elementos maiores dos (média) metabasitos (anfíbolitos e metagabros/diabásios) da região de Xambioá/Araguanã com basaltos de tipo MORB-N, MORB-T e MORB-E estudados por Juteau & Maury (1997).

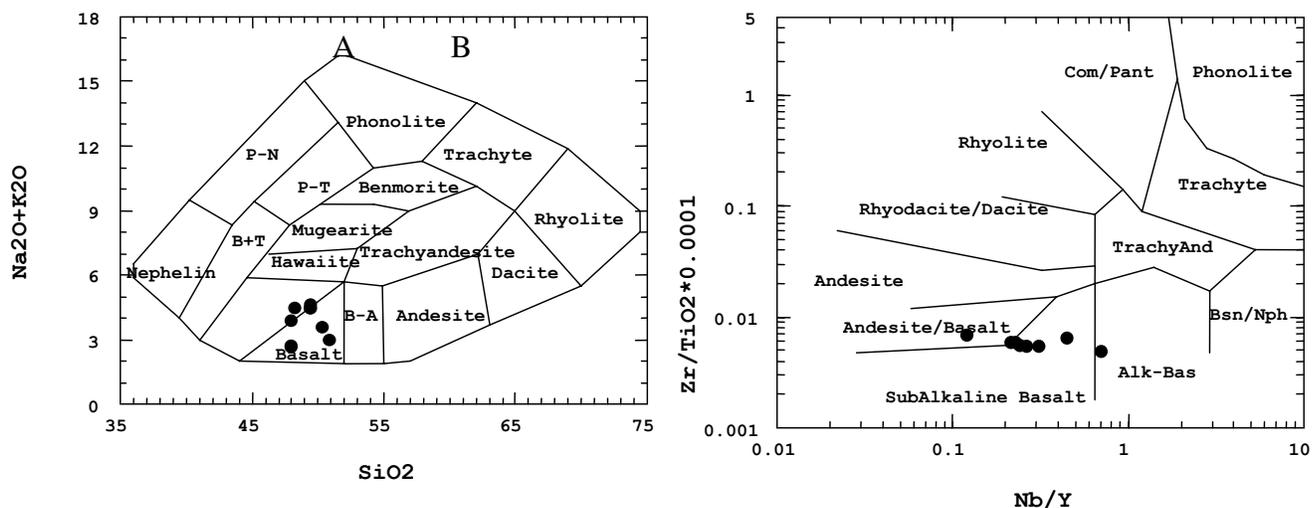


FIGURA 6.11. Utilização dos diagramas (A) de Cox et al. (1979) e (B) de Winchester & Floyd (1977) para classificação dos metabasitos estudados da região de Xambioá/Araguanã.

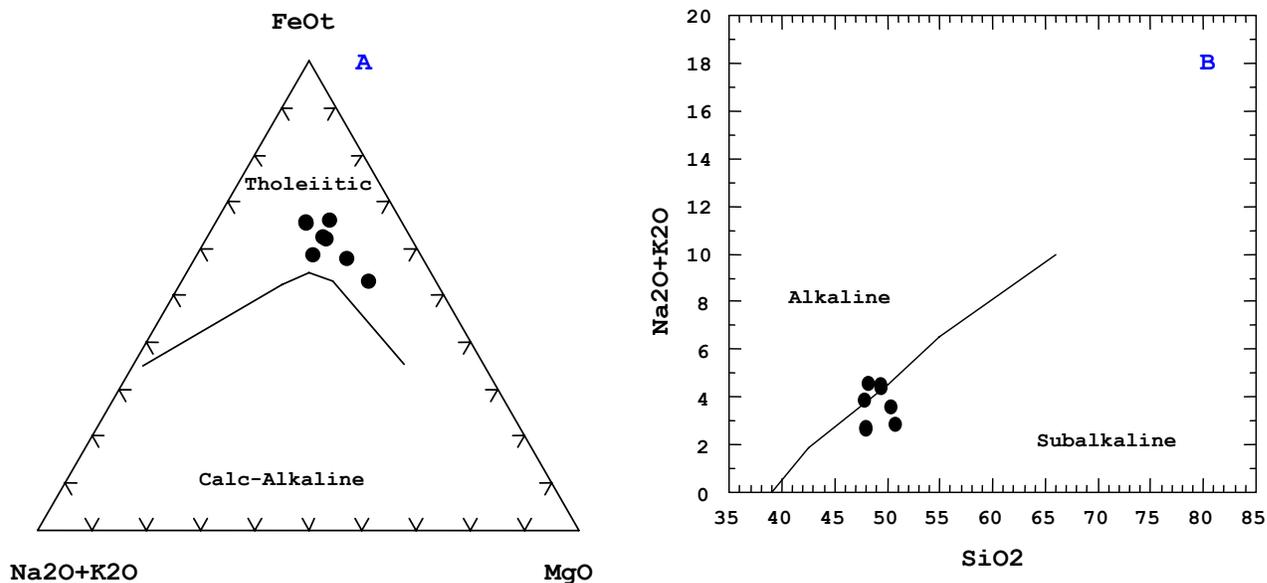
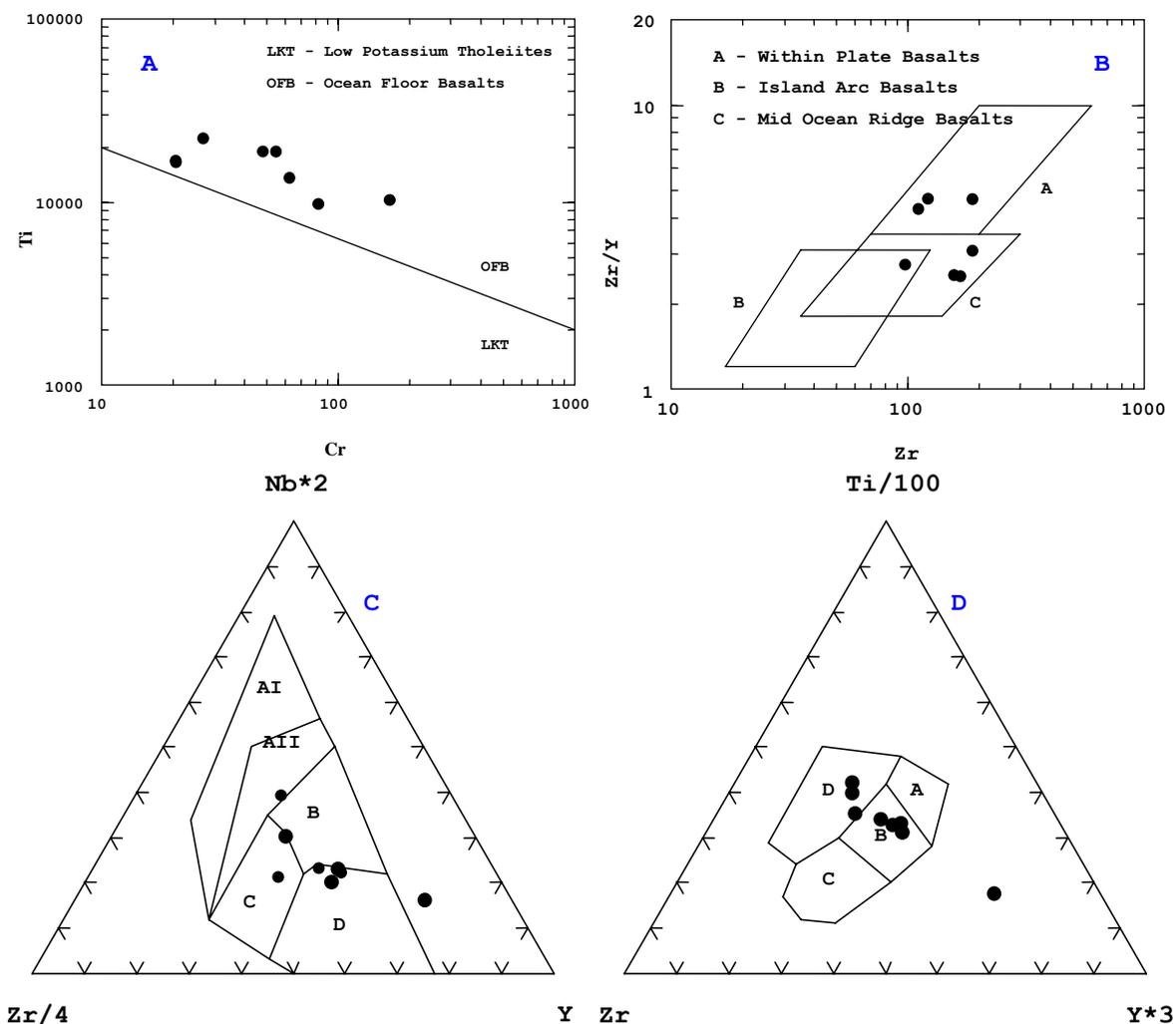


FIGURA 6.12. Utilização dos diagramas de Irvine & Baragar (1971) (A) AFM e (B) álcalis vs. SiO_2 para discriminação dos metabasitos da região de Xambioá/Araguanã.



AI-Basalto alcalino intraplaca; AII-Basalto alcalino intraplaca e toleióto intraplaca; (B)-MORB-E; C-toleióto intraplaca; e D-MORB-N

A-Toleióto arco de ilha; B-Basalto de assoalho oceânico; C-Basalto calcioalcalino; D-basalto intraplaca.

FIGURA 6.13. Utilização de diagramas de discriminação de ambientes tectônicos para os metabasitos da região de Xambioá/Araguanã. (A) digrama Ti-Cr de Pearce *et al.* (1975), (B) diagrama Zr/Y - Zr de Pearce & Norry (1979), (C) diagrama $2\text{Nb-Zr}/4\text{-Y}$ de Meschede (1986) e (D) diagrama $\text{Ti}/100\text{-Zr-}3\text{Y}$ de Pearce & Cann (1973).

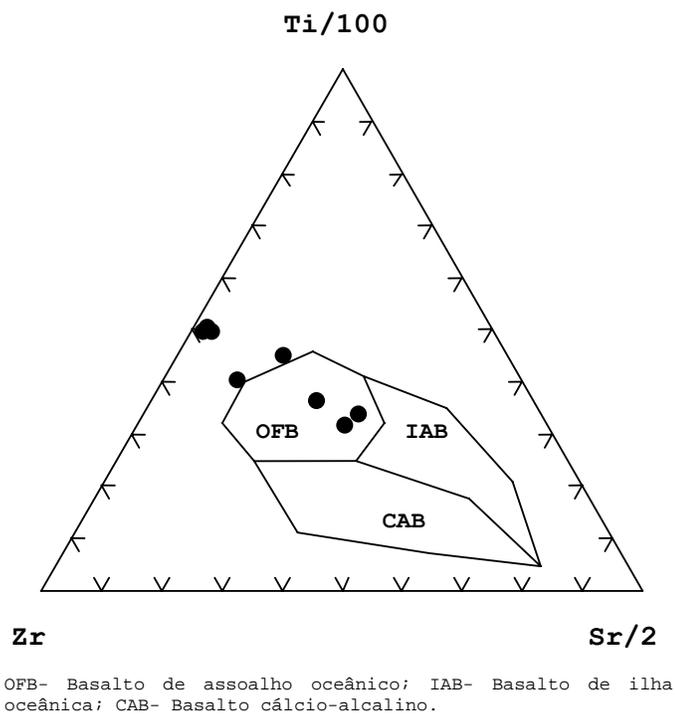


Figura 6.14. Diagrama Ti/100-Zr-Sr/2 de Pearce & Cann (1973) utilizado para discriminar o ambiente tectônico dos metabasitos da região de Xambioá/Araguanã.

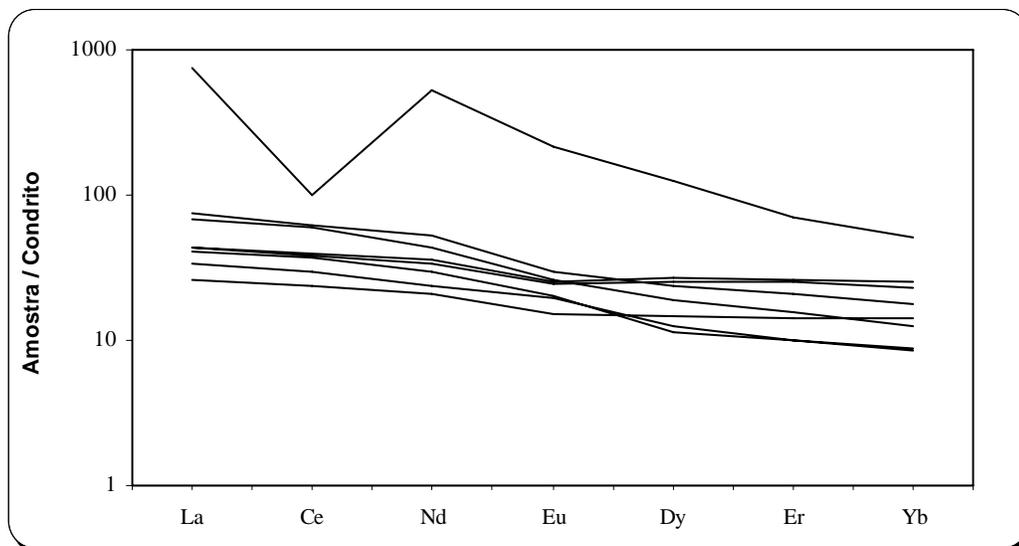


Figura 6.15. Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos metabasitos (anfibolitos e metagabros/Diabásios) da região de Xambioá/Araguanã normalizados ao Condrito de Taylor & McLnann (1985).

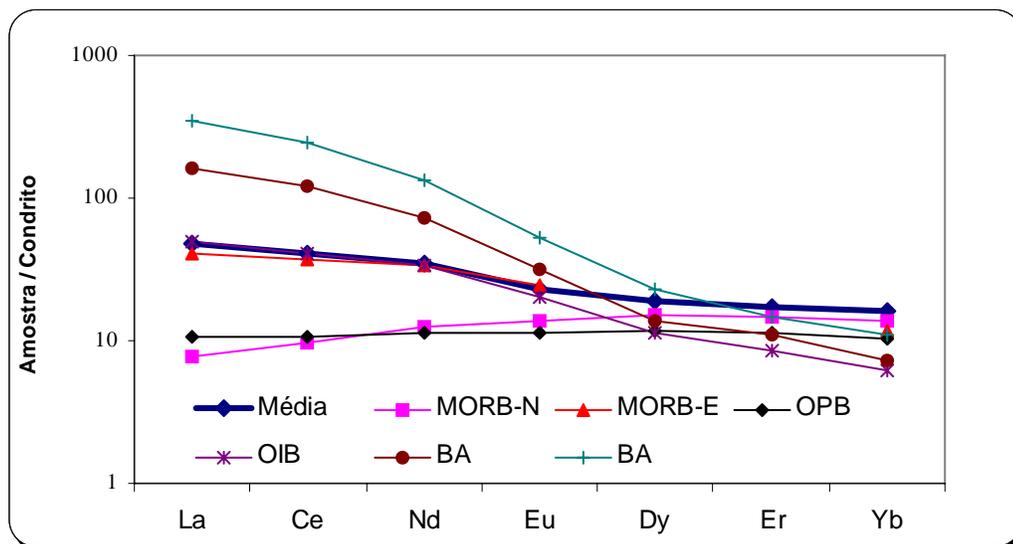


Figura 6.16. Padrão de distribuição dos elementos terras raras metabasitos de Xambioá/Araguanã (média) e dos basaltos da crosta oceânica de tipos MORB-N, MORB-E, OIB e BA estudados por Juteau & Maury (1997) e OPB reportado por Floyd (1989).

7. DISCUSSÃO

Na região de Xambioá/Araguanã, foram observadas estreitas relações espaciais e freqüentes contatos, entre formações ferríferas, xistos grafitosos e corpos metabásicos. Embora esta região tenha sofrido, durante o evento termo-tectônico Brasileiro, um intenso tectonismo com cavalgamentos, falhamentos, transporte geral de massa de SE para NW, acredita-se que as relações observadas hoje, entre as citadas formações, não sejam muito diferente das relações originais, anteriores ao fechamento da Bacia Araguaia e à estruturação final do cinturão orogênico.

7.1 FORMAÇÕES FERRÍFERAS

As principais ocorrências de formações ferríferas aflorantes na região estudada ocorrem na forma de duas faixas descontínuas, uma na borda setentrional da estrutura de Xambioá com cerca de 5km de extensão e largura de até 800m, e outra acompanhando a margem NE da estrutura do Lontra com cerca de 3km de extensão e largura de até 400m. Outras ocorrências de menor porte foram também encontradas em locais mais afastados das estruturas (figura 5.2) na forma de corpos limitados, com a área aflorante de extensão decamétrica a hectométrica, raramente maior, e freqüentemente intemperizadas.

Em geral, as formações ferríferas bandadas da área de Xambioá/Araguanã ocorrem como corpos desmantelados devido a intenso fraturamento, ocorrendo, freqüentemente, como blocos soltos em superfície. Localmente, onde há vestígios do desenvolvimento de capeamento laterítico, são encontrados fragmentos de tamanho centimétrico a métrico de formações ferríferas imersos nesta cobertura laterítica.

As formações ferríferas são de fácies óxido e são compostas fundamentalmente de magnetita com martitização variável e de quartzo. Nas faixas de formação ferrífera, tanto a N da estrutura de Xambioá, de W para E, quanto a NE da estrutura do Lontra, de S para N, observou-se um aumento gradativo do tamanho dos cristais de magnetita. Na faixa a NE da estrutura do Lontra, de S para N, também foi identificado o aumento progressivo do grau de martitização. O processo de martitização é diretamente proporcional à diminuição progressiva do conteúdo de pirita e pirrotita. Onde há maior intensidade da martitização a pirita é encontrada exclusivamente encapsulada por quartzo e a pirrotita praticamente desaparece.

Em termos químicos, as formações ferríferas são muito empobrecidas em SiO_2 (10,56%, variando de 1,18% a 24,58%) e muito enriquecidas em Fe_2O_{3T} (média de 83,71%, variando de 72,19% a 96,77%) em relação as FFBS de Carajás ($\text{SiO}_2=44,6\%$ e $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}=53,65\%$, Macambira 2003) e FFBS de tipo Superior ($\text{SiO}_2=47,54\%$ e $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}=44,27\%$, Halbick et al. 1993) e Algoma ($\text{SiO}_2=47,71\%$ e $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}=44,29\%$, Gross 1990). Tal composição química reflete bem a composição mineralógica.

Acredita-se que os teores muito baixos de sílica e muito elevados de ferro das formações ferríferas não correspondem aos teores originais das formações ferríferas tais como se apresentavam antes do evento Brasileiro. A atual composição seria resultado dos efeitos do metamorfismo e da deformação superimpostos a estas rochas.

As formações ferríferas de Xambioá/Araguanã possuem teores muito baixos de Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 1\%$) e Ti ($\text{TiO}_2 \leq 0,5\%$). Com efeito, a contribuição de material siliciclástico (terrígeno) na formação dos depósitos hidrotermais se traduz através de teores mais ou menos elevados de elementos de origem tipicamente continental, tais como Al e Ti (Adekoya 1999). Isto sugere que a sedimentação

das formações ferríferas foi essencialmente química, sendo muito incipiente a contribuição de material continental (detrítico).

Teores algo elevado de Pb, Cu, Zn, Co e Ba são encontrados nas formações ferríferas de Xambioá/Araguanã. O enriquecimento nesses elementos é provavelmente decorrente da atividade exalativa submarina (Cronan & Hodkinson 1997). Considera-se que normalmente estes elementos são lixiviados por fluidos hidrotermais derivados da água do mar em estado supercrítico das rochas do assoalho oceânico e levados pelos fluxos hidrotermais ascendentes para a água do mar. Portanto, os teores algo elevados encontrados nas formações ferríferas em apreço apontam para uma fonte hidrotermal para estas rochas.

Acentuadas anomalias positivas de Eu, padrão geral de distribuição dos elementos terras raras com enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP (com média de 18,54 e máximo de 82,83 para a razão La/Yb), ausência de anomalia negativa de Ce e alto valor de ΣETR (média de 229ppm, mínimo de 8,82ppm e máximo de 371ppm) são caracteristicamente encontrados nas formações ferríferas de Xambioá/Araguanã. Em contraste a estas formações, a água do mar exhibe acentuada anomalia negativa de Ce e empobrecimento em ETRL em relação aos ETRP quando normalizados ao NASC (baixos valores para a razão La/Yb).

Em estudos recentes de fluidos e sedimentos hidrotermais modernos (Derry & Jacobsen 1990, Olivarez & Owen 1991 e German *et al.* 1999) foram evidenciadas, nestes produtos, anomalias positivas de Eu muito acentuada.

Segundo Ruhlín & Owen (1986), Lottermoser (1989) e Olivarez & Owen (1991), expressivas anomalias de Eu encontradas nos sedimentos hidrotermais são observadas apenas nos sedimentos hidrotermais depositados nas proximidades de centros exalativos (exalitos proximais). A medida que a distância dos centros

exalativos aumenta, a anomalia positiva de Eu vai decrescendo progressivamente até desaparecer.

Olivarez & Owen (1991) observaram que os fluidos emitidos pelos *vents* hidrotermais no fundo oceânico são caracterizados por um significativo enriquecimento em elementos terras raras (10-10⁴ vezes a concentração da água do mar) e exibem uma pronunciada anomalia positiva de Eu. Olivarez & Owen (1991) estudaram a remoção de ETR por partículas hidrotermais ricas em ferro, levando em conta tanto o conteúdo de ETR em fluidos hidrotermais quanto o conteúdo de ETR na água do mar. Estes estudos indicaram que a intensidade da remoção de ETR pelos precipitados hidrotermais, fundamentalmente partículas de oxi-hidróxidos de ferro, é proporcional à concentração de ETRs na fase fluida. Eles também concluíram que os ETRs são removidos por sedimentos hidrotermais tanto da água do mar, como das plumas hidrotermais. No entanto, esta remoção é muito mais acentuada nas plumas hidrotermais, com Eu tendo uma taxa de remoção muito mais elevada em relação aos outros ETRs. Este fato é comprovado pelos teores mais baixos de ETRs em amostras de água do mar coletadas na vizinhança de *vents* hidrotermais, que na água do mar em ambiente não afetado por hidrotermalismo na mesma profundidade (Olivarez & Owen 1991). Também apontam para este fato, valores da razão ETR/Fe em sedimentos hidrotermais proximais e distais muito maiores do que aqueles contidos pelos membros finais das plumas hidrotermais (Olivarez & Owen 1991). Em outras palavras, os sedimentos hidrotermais são capazes de remover todos os ETRs provenientes dos fluidos das zonas de descarga além dos ETRs da água do mar. Porém, quanto mais tempo sedimentos hidrotermais ricos em Fe estiverem em contato com a água do mar, mais expressiva será a remoção dos ETRs desta última, resultando em um padrão de distribuição de ETRs cada vez mais semelhante ao da água do mar nestes sedimentos hidrotermais. Olivarez & Owen

(1991) também ressaltam que a remoção dos ETR do meio aquoso pelos sedimentos hidrotermais prossegue após a sua precipitação.

A composição das formações ferríferas aponta para uma deposição de sílica por supersaturação, uma vez que uma forte anomalia negativa de Ce é uma característica marcante de *cherts* precipitados por processos biogênicos (Rangin *et al.* 1981).

Com base nas discussões acima sobre o teor e o padrão de distribuição dos ETRs encontrados nas formações ferríferas da região de Xambioá/Araguanã acredita-se que uma componente exalativa/hidrotermal foi de fundamental importância na gênese e deposição dos sedimentos químicos que lhes deram origem.

A forte assinatura hidrotermal, sobretudo do conteúdo de ferro, dos elementos terras raras e dos elementos-traço, sugere que os sedimentos hidrotermais que deram origem às formações ferríferas foram depositados nas proximidades de centros exalativos/hidrotermais.

Com base na discussão acima, acredita-se que a fonte de ferro e da sílica nas formações ferríferas foi essencialmente hidrotermal, tendo sido fraca a participação de ETRs da água do mar e de material detrítico continental. Quanto à deposição dos sedimentos hidrotermais, ela foi provavelmente proximal aos centros exalativos.

A sobreposição das formações ferríferas aos quartzitos da Formação Morro do Campo e sua freqüente associação com xistos grafitosos da Formação Xambioá, sugerem que esta região do Cinturão Araguaia experimentou variações nas condições de sedimentação e que os sedimentos químicos hidrotermais se depositaram em sub-bacias restritas em ambiente plataformal relativamente raso.

Atualmente, existem quatro grandes modelos genéticos para a formação de FFBS. Estes modelos baseiam-se fundamentalmente na natureza das rochas associadas, na fonte da sílica e do ferro e

no tipo de bacia deposicional das FFBS (James 1983, Adekoya 1999).

O primeiro modelo envolve intemperismo e erosão continental. Neste modelo, assume-se que Fe e sílica têm derivação intempérica continental e foram mobilizados em condições de atmosfera redutora durante o Arqueano e o Paleoproterozóico (Lepp 1987). Fe, sílica e os sedimentos detríticos teriam sido depositados em bacias de plataforma continental, bacias restritas marginais ou plataformais.

O segundo modelo considera uma fonte do fundo do oceano para o ferro e a sílica. Fe e sílica teriam chegado a saturação nas bacias oceânicas, sendo a atmosfera redutora, fato reconhecido no Araqueano e Paleoproterozóico. Neste segundo modelo, as fontes de Fe e sílica teriam sido diversas (marinha, terrestre e vulcânica). Fe e sílica teriam sido carregados do fundo do oceano para bacias plataformais rasas ou bacias marginais restritas localmente oxidantes por correntes marinhas ascendentes. Nestas novas condições enriquecidas em oxigênio estes elementos teriam precipitado.

O modelo vulcânico exalativo admite, como fonte para Fe e sílica, exalações vulcanogênicas submarinas (vulcões ou hidrotermalismo associado ao vulcanismo). Isto implicaria em deposição dos sedimentos químicos em bacias relativamente pequenas temporal e espacialmente relacionadas a depósitos vulcânicos. Como exemplo deste modelo podem ser citadas as FFBS vulcanogênicas do tipo Algoma no Canadá que são intercaladas em vulcanitos ácidos, intermediários e básicos (Gross 1973).

O quarto modelo baseia-se na existência de hidrotermalismo relacionado ao desenvolvimento de um quadro riftiano. Neste último caso, Fe e sílica das FFBS teriam sido fornecidas por fluidos hidrotermais gerados nas margens continentais *rifteadas* e misturados com a água do mar (James 1983, Adekoya 1999). As

bacias formadas pelo rifteamento continental teriam sido o local de deposição das FFBS. As enigmáticas *FFBs* neoproterozóicas de tipo Rapitan no Canadá e itabiritos neoproterozóicos de Urucum e de Porteirinhas no Brasil foram recentemente definidas como bons exemplos deste tipo de depósito (James 1983).

Considerando-se os principais modelos de formação das FFBS, os dois modelos mais estreitamente relacionados ao hidrotermalismo parecem melhor convir para explicar a gênese das formações ferríferas de Xambioá/Araguanã. Com efeito, tanto o modelo de origem vulcanogênica exalativa como o modelo hidrotermal de rifte são coerentes com os sistemas hidrotermais convectivos observados no assoalho oceânico moderno, zonas de dorsais e bacias tectônicas que são formadas próximas às zonas de dorsais e de riftes (Gross 1973; Derry & Jacobsen 1990; German *et al.* 1999), bem como em qualquer área onde haja vulcanismo submarino (Bostrom 1980, Bostrom & Widenfalk 1984, Adekoya 1998). Ademais, o modelo geotectônico adotado para o Cinturão Araguaia é o de rifteamento continental com formação de uma bacia oceânica que evoluiu para uma protocrosta oceânica.

7.2. XISTOS GRAFITOSOS

Os xistos grafitosos ocorrem geralmente na forma de lentes restritas decamétricas a hectométricas em afloramento, porém, formam localmente um pacote com cerca de 8km de comprimento e 4km de largura, contendo diversos corpos de micaxistos e metabasitos intercalados. São compostos fundamentalmente de muscovita, quartzo e grafita. Estes xistos possuem teor médio de carbono total de 5,2%, variando entre 1,2% e 9,4%. Os xistos grafitosos possuem teores de elementos maiores e menores semelhantes aos observados em outras rochas carbonosas de origem sedimentar.

Investigações recentes nas proximidades de *vents* do fundo oceânico, principalmente em zonas de cadeias meso-oceânicas, revelaram uma intensa proliferação de organismos simples e complexos induzida pelo hidrotermalismo resultante do vulcanismo e do magmatismo intrusivo de baixa profundidade (Jannasch & Wirsen 1981; Jannasch 1984; Barriga 1998; Feely *et al.* 1998; Coale *et al.* 2003). Estes estudos mostraram que a concentração de ferro na água do mar, influenciada por hidrotermalismo, é um fator muito importante para a proliferação de organismos, controlando outras variáveis das quais dependem os processos biogeoquímicos. Demonstraram, igualmente, que a oxidação do Fe^{2+} dissolvido na água do mar e precipitação como Fe^{3+} causa a precipitação de outros metais-traço e remove grandes quantidades de fosfato da lâmina d'água. Os fluxos difusos de fluidos hidrotemais favorecem a proliferação de bactérias e levam à formação de zonas em sua grande maioria cobertas por micróbios e produtos microbiais.

Estudos recentes (Fitzwater *et al.* 2003; Chase *et al.* 2005) também revelaram que correntes ascendentes do fundo do oceano propiciam o aumento do suprimento de macronutrientes (nitratos, silicatos e fosfatos) em águas superficiais. Segundo estes estudos, tal migração de elementos é o fator responsável pela intensa proliferação de fitoplânctons próximo à superfície dos mares. Por outro lado, segundo Martin *et al.* (1989) e Johnson *et al.* (1997), existem elementos-traço, que em baixas concentrações nas águas superficiais de bacias oceânicas pequenas, podem influenciar o crescimento de fitoplânctons. Fe, em particular, é um desses elementos que intervem no desenvolvimento da fauna planctônica e demais biomassa, sendo que o crescimento desta fauna é diretamente proporcional ao conteúdo de Fe presente no ambiente (Johnson *et al.* 1997, 1999 e 2001). Portanto, o grande conteúdo de Fe que foi exalado na porção da bacia nas

proximidades da região, marcado pela presença de formações ferríferas, permitiria uma acentuada proliferação de organismos.

Fonte não biogênica, abiogênica, para o carbono contido em rochas metamórficas carbonosas também é citada na literatura (Dyssanayake 1980 e Naroka *et al.* 1996). Neste modelo, o carbono é obtido a partir de reações de redução entre CO_2 e CH_4 em altas temperaturas (400° a 700°), que resultam em C e H_2O . Porém esta hipótese é descartada neste trabalho.

Ademais, Nogueira *et al.* (2002) registraram nas rochas carbonáticas e siliciclásticas da Formação Couto Magalhães, Grupo Tocantins, a presença de microfósseis planctônicos (acritarcas e cianobactérias), considerando-os preliminarmente como sendo marcadores da transição Neoproterozóico-Fanerozóico. Fairchild *et al.* (1996) e Hidalgo *et al.* (2001) e Hidalgo *et al.* (2003) assinalaram a presença de microfósseis em seqüências carbonáticas neoproterozóicas dos Grupos Corumbá e Araras do Cinturão Paraguai.

Com base nos principais modelos de acumulação/formação de material carbonoso em rochas, nas características de um ambiente hidrotermal que se instalou na região de Xambioá/Araguanã durante a formação dos sedimentos carbonosos que deram origem aos xistos grafitosos e na presença de microfósseis tanto na Formação Couto Magalhães do Cinturão Araguaia como no cinturão neoproterozoico Paraguai, acredita-se que a principal fonte do carbono contido nos xistos grafitosos em apreço tenha sido de organismos que proliferaram nas proximidades de zonas de exalações hidrotermais.

7.3. METABASITOS

Os metabasitos em apreço são anfibolitos, metadiabásios e metagabros de baixa profundidade. Ocorrem geralmente como corpos na forma de lentes de extensão decamétrica a hectométrica, menos freqüentemente quilométricos e sustentam um relevo de morros e serras. Os anfibolitos são finos, foliados e por vezes porfiríticos. Os metagabros/metadiabásios possuem foliação muito incipiente, porém são freqüentemente isotrópicos. Os metabasitos são predominantemente constituídos por anfibólio (hornblenda e/ou actinolita e/ou hastingsita em ordem decrescente de ocorrência, respectivamente) e plagiocásio (labradorita e localmente andesina). São de composição tholeiítica, possuem um trend mostrando caráter subalcalino a levemente alcalino e incidem no campo dos basaltos de assoalho oceânico de tipo MORB-N a MORB-E.

7.4. MODELO GENÉTICO DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E XISTOS GRAFITOSOS NA REGIÃO DE XAMBIOÁ/ARAGUANÃ

Considerando o quadro geológico do Cinturão Araguaia que adota o *rifteamento* como modelo geotectônico (Alvarenga *et al.* 2000), bem como a distribuição espacial das formações sedimentares de origem química e as enriquecidas em material carbonoso, o modelo vulcânico-exalativo/hidrotermal parece ser o melhor adequado para explicar a origem de excepcionais quantidades de ferro e sílica constituintes das formações ferríferas na região de Xambioá/Araguanã. Os teores relativamente altos de Pb, Zn, Co, Cu e Ba, das formações ferríferas supracitadas também podem ser explicadas por este modelo. A grande quantidade de material carbonoso encontrada nos xistos grafitosos, igualmente seria explicada por este modelo, uma vez

que a proliferação de organismos simples e/ou complexos são atualmente encontradas nas áreas de exalação hidrotermal, bem como em suas proximidades. Este fato implica em uma fonte de carbono provavelmente orgânica para os xistos grafitosos.

Com o adelgaçamento litosférico e abertura da bacia Araguaia no início do Neoproterozóico, iniciou-se a formação de um assoalho oceânico. Na porção ocidental da bacia o magmatismo consistiu essencialmente em vulcanismo máfico, do qual as lavas almofadadas e brechas basálticas das regiões da Serra do Tapa e de Araguacema são os testemunhos (Kotschoubey *et al.* 1996 e Paixão & Nilson 2001). Esses basaltos revelaram uma natureza tholeiítica de tipo N-MORB com leve enriquecimento em ETRL (Kotschoubey *et al.* no prelo). Na porção oriental da bacia ocorreu um vulcanismo restrito representados hoje pelos anfibolitos e plutonismo localizado expresso no presente pelos corpos de metagabros/diabásios, particularmente abundantes na região em apreço. A composição química desses metabasitos mostrou semelhança, tanto no padrão de distribuição dos elementos maiores (figura 6.10) quanto no dos elementos terras raras (figuras 6.15 e 6.16), com os basaltos de tipo MORB-E (Juteau & Maury 1997). O padrão de distribuição dos ETR dos metabasitos mostrou-se também similar ao dos basaltos de tipo OIB e basalto alcalino (Juteau & Maury 1997). Acredita-se que a composição, levemente alcalina e similar a basaltos intraplacas e de tipo MORB-E, dos metabasitos seja decorrente de assimilação do embasamento (Complexo Colméia) pelo vulcanismo/plutonismo máfico. Porções da crosta continental (Complexo Colméia) são reconhecidas na área em apreço aflorando nas janelas erosivas das estruturas do Lontra e de Xambioá. Ainda que existam diferenças, o modelo de evolução tectônica adotado para o Cinturão Araguaia por Hasui & Costa (1990) permite que se faça uma comparação com a zona de transição do continente para a planície abissal Ibérica. Esta zona apresenta um adelgaçamento da

crosta continental com fragmentação em blocos separados por falhas de descolamento. De acordo com Brun & Besiler (1996), o arqueamento e a exumação de porções do manto (partes de uma zona de cisalhamento formada pelo descolamento da crosta superior e do manto sub-Moho) foi o resultado do tectonismo que causou extremo adelgaçamento da crosta superior. A exumação do manto foi acompanhada por vulcanismo e plutonismo máficos que aproveitaram planos de fraqueza proporcionadas pelas falhas de descolamento para suas colocações.

Com a formação desta crosta oceânica, durante o desenvolvimento da bacia Araguaia, instalou-se um importante quadro vulcanogênico-exalativo/hidrotermal que foi marcado pela formação de exalitos (FFBs e cherts na porção ocidental e FFBs na porção oriental do cinturão) em vários locais. Na região de Xambioá/Araguanã, o grande número de corpos de anfibolitos, de metagabros/diabásios e de FFBs aflorando em diferentes porções da área, sugere que o quadro vulcânico-exalativo/hidrotermal teve papel fundamental na área. A formação desse quadro teria, então, propiciado o desenvolvimento de sistemas hidrotermais convectivos.

No sistema hidrotermal convectivo, a água do mar percolando as rochas da crosta proto-oceânica em processo de resfriamento (vulcânicas e/ou plutônicas alojadas em baixa profundidade) teria sofrido progressivo aquecimento com a profundidade-tempo, bem como fortes mudanças composicionais, transformando-se em fluidos hidrotermais de alta temperatura capazes de remover grande quantidade de Fe e Si, como também outros metais, incluindo elementos nutrientes indispensáveis para o desenvolvimento de organismos.

Acredita-se que a temperatura das soluções hidrotermais tenha sido mais elevada que as encontradas nas soluções hidrotermais de cadeias meso-oceânicas atuais. Segundo os estudos

experimentais de Seyfried & Janecky (1985), o conteúdo de Fe nos fluidos hidrotermais é cerca de 100 vezes maior a 450°C do que a 350°C. O aporte de Fe pelos fluxos hidrotermais existentes hoje nas cadeias meso-oceânicas, temperaturas entre 350°C e 375°C (Jacobsen & Pimentel-Klose 1988), seria insuficiente para fornecer a quantidade de Fe necessária para formação da FFBS arqueanas (Jacobsen & Pimentel-Klose 1988) e conseqüentemente das FFBS em apreço. De acordo com Alibert & McCulloch (1993), o maior gradiente térmico geral ocorrido durante o Arqueano resultou em temperatura mais elevada dos fluidos e/ou maior quantidades de cadeias oceânicas. Dessa forma, pode-se sugerir que o fluxo termal ocorrido na região em estudo durante o Neoproterozóico tenha sido maior do que o fluxo termal observado atualmente em cadeias meso-oceânicas.

O ferro e a sílica teriam sido transportados para bacias restritas e próximas aos centros exalativos de Eh mais elevado em relação a sua área fonte. Variações no Eh do ambiente deposicional das FFBS ou o enfraquecimento do aporte de soluções hidrotermais poderiam ter influenciado na quantidade de sulfeto ocorrentes nas FFBS (sulfetos primários normalmente encapsulados por quartzo e magnetita) em algumas amostras. Nestas bacias, a sílica teria se tornado supersaturada no meio aquoso e foi precipitada (Macambira 2003). O ferro seria depositado na forma de colóides de óxi-hidróxidos de ferro e também como sulfetos. O bandamento das formações ferríferas sugere uma variação no suprimento de sílica e, igualmente, sugerem que houve flutuações no suprimento de Fe e/ou nas condições de oxidação-redução do ambiente (Pulz 1995 e Adekoya 1998). As condições de Eh do ambiente deposicional das formações ferríferas teria sofrido um decréscimo durante o evento diagenético e a sua litificação teria transformado os oxi-hidróxidos de ferro predominantemente em magnetita e parte os sulfetos teriam sido preservados.

As soluções hidrotermais teriam fornecido também apreciáveis quantidades de elementos-traço nutrientes necessárias a proliferação de organismos. A presença, no Neoproterozóico da região de Xambioá/Araguanã, de grande quantidade de material carbonoso contido hoje nos xistos carbonosos, sugere uma proliferação de organismos planctônicos. Estes organismos teriam sido formados em áreas relativamente próximas e afetadas por soluções de centros exalativos, como observado atualmente.

7.5. MODIFICAÇÕES PÓS-DIAGENÉTICAS

Na região de Xambioá/Araguanã, o metamorfismo e a deformação que atingiram as rochas durante a inversão tectônica da Bacia Araguaia geraram modificações químico-mineralógicas, bem como dobramento, cavalgamento e transporte de massa rochosa. As rochas ricas em matéria orgânica após terem sido submetidas a altas temperaturas e pressão foram transformadas em xistos grafitosos. Os anfibolitos sofreram foliação e transformações mineralógicas. As rochas máficas de granulação maior sofreram apenas transformações mineralógicas, sendo a foliação apenas incipiente e localizada. Referente as FFBs, acredita-se que os baixos teores de sílica e teores muito elevados de Fe_2O_3 sejam resultado da desestabilização do quartzo e mobilização da sílica durante o evento tectono-metamórfico. Os minerais de ferro não teriam sido desestabilizados e o Fe não teria sido mobilizado, se enriquecendo nestas formações com a saída da sílica. Uma grande quantidade de veios de quartzo cortam as rochas da região. Parte desses veios cortando ou intercalados nas rochas metassedimentares teriam sido originados pelo metamorfismo (principalmente os veios deformados) que resultaria na

transferência de sílica tanto das FFBS quanto de outros litotipos.

Acredita-se também que as formações ferríferas originais apresentaram teores de Fe mais elevados que as outras FFBS citadas para comparação, uma vez que, as assinaturas hidrotermais são muito mais fortes nas formações ferríferas de Xambioá/Araguanã que nessas últimas.

Por fim, uma fase final do hidrotermalismo teria atingido as rochas desta região. Nas formações ferríferas, este hidrotermalismo resultou em martitização heterogênea da magnetita e em desestabilização dos minerais de sulfetos e mobilização de enxofre, uma vez que em locais de maior intensidade da martitização estes minerais são encontrados exclusivamente encapsulados por quartzo, ou seja, não havendo mais minerais de sulfeto em contato com outros minerais e nem encapsulados pelos cristais de magnetita. Esta etapa final do hidrotermalismo teria sido, portanto, mais oxidante.

8. CONCLUSÕES

Na região de Xambioá/Araguanã, os principais afloramentos de formações ferríferas estão situados nas bordas externas das estruturas do Lontra e de Xambioá. Estas são frequentemente associadas a xistos grafitosos e metabasitos. Apresentam bandamento mili- a centimétrico e são de fácies óxido. Compõem-se fundamentalmente de magnetita, exibindo grau variado de martitização, e quartzo, com pirita e pirrotita primárias associadas. As amostras coletadas revelaram teores de Fe_2O_3 tot muito elevado (média de 83,71%, mínimo de 70,8% e máximo de 96,77%), em relação aos teores médios das BIFs de Carajás (53,65%, Macambira 2003) e BIFs de tipo Superior (44,27%, Gross 1990) e Algoma (44,29%, Gross 1990).

As FFBs em apreço são rochas metassedimentares de origem química. Acredita-se que elas se formaram em condições exalativas/hidrotermais submarinas e, na sua maioria, se depositaram em ambientes rasos (sub-bacias plataformais?) nas proximidades de centros exalativos. Este fato é apoiado pelo alto conteúdo de Fe e Si e padrão de distribuição dos ETRs que possui acentuada anomalia positiva de Eu (Eu* com média de 7,57 e máximo de 15,54), enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP (com razão La/Yb média de 18,54 e máximo de 82,83) e altos teores de ETRs (ΣETR com média de 229ppm e máximo de 371ppm). O padrão de distribuição de ETR nestas rochas também sugere que a contribuição da água do mar no processo foi fraca e que a influência de sedimentos detríticos de origem continental foi mínima.

Os xistos grafitosos ocorrem em lentes de extensão deca- a hectométrica, embora localmente ocorra um pacote quilométrico estreitamente associado a lentes de micaxisto e corpos

metabásicos. Estes xistos contêm teor médio de carbono total de 5,15% (máximo de 9,41%) e são compostos basicamente de muscovita, quartzo e grafita. Traços de cobre nativo foram detectados nestas rochas. A composição química dos xistos grafitosos mostra tratar-se de rochas semelhantes às formações carbonosas (folhelhos negros) citadas por Klein & Beukes (1989), Yudovich & Ketris (1994), Pulz (1995) e Fan *et al.* (2004). Dos elementos-traço, apenas V e Cr apresentam teores mais significativos. Por outro lado, Σ ETR é mais elevada que na maioria das rochas carbonosas estudadas pelos autores acima citados.

A fonte mais plausível do carbono contido nos xistos grafitosos é a população planctônica, que teria proliferado próximo às zonas de descarga hidrotermal submarinha, particularmente enriquecidas em nutrientes. Os sedimentos ricos em material carbonoso, teriam sido depositados em setores relativamente restritos e preservados da oxidação pela persistência de condições redutoras e rápido soterramento propícios à conservação da matéria orgânica.

Referente aos metabasitos, tratam-se de anfibolitos intercalados nas rochas do Grupo Estrondo e de metadiabásios e metagabros, intrusivos nestas últimas. Compostas basicamente de anfibólio (hornblenda, actinolita e hastingsita) e plagioclásio (labradorita e localmente andesina nos metabasitos mais grossos). Estas rochas contêm traços de sulfetos (pirita, pirita níquelífera, calcopirita, calcocita, covelita, esfalerita, pentlandita) e mostram forte semelhança entre si em termos de composição químico-mineralógica. Trata-se de rochas de natureza tholeiítica e com forte assinatura de basaltos enriquecidos. Considerando-se que a bacia Araguaia não ultrapassou o estágio de bacia proto-oceânica, a tendência para ambientes intraplaca (OPB ou OIB) deve ser descartada. Acredita-se, o contrário, que o magma original, provavelmente de tipo N-MORB, interagiu com

porções do embasamento gnáissico, existente na região, o que modificou a sua composição. Assim, o magma adquiriu características de basaltos mais evoluídos (E-MORB, OPB e OIB) e de basaltos levemente alcalinos.

Os corpos básicos, tanto vulcânicos como intrusivos de baixa profundidade foram provavelmente as fontes do calor que permitiram o desenvolvimento de sistemas hidrotermais convectivos. Acredita-se, igualmente, que estes corpos foram as principais fontes de ferro, sílica e ETRs contidos nas formações ferríferas bem como dos nutrientes, cujo fornecimento pelos fluidos hidrotermais causou a proliferação planctônica.

Os teores extremamente elevados de Fe_2O_3 nas formações ferríferas (até 96.77%) seriam resultado da dissolução do quartzo seguida da lixiviação da sílica durante o evento tectono-metamórfico Brasileiro.

O crescimento dos cristais de magnetita até 0,8cm de diâmetro nas formações ferríferas e a geração de grafita nos xistos carbonosos teriam sido outros efeitos relevantes desse último evento.

REFÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F. A. M. 1978a. *Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. Belém, Universidade Federal do Pará, 90 p. (Dissertação de Mestrado).
- ABREU, F. A. M. 1978b. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, *Actas*, Recife, SBG. 2:539-545.
- ABREU, F.A.M. 1990. *Evolução Geotectônica da Região Meio Norte do Brasil e sua Correlação com a África Ocidental*. Belém, Universidade Federal do Pará, 440 p. (Tese de Doutorado).
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. 1994. Tectônica c Inversão Metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos Expandidos*. Belém, SBG. p. 1-4.
- ADEKOYA, J. A. 1998. The geology and geochemistry of the Maru Banded Iron Formation, northwestern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*. 27:241-247.
- ALIBERT, C. & McCULLOCH, M.T. 1993. Rare earth element and neodymium isotopic compositions of the banded iron-formations and associated shales from Hamersley, western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 187-204.
- ALMEIDA, F. F. M. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 40: 258-300.
- ALVARENGA, C.J.S, MOURA, C.A.V, GORAYEB, P.S.S, ABREU, F.A.M. 2000. Paraguai and Araguaia belts. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds). *Tectonic Evolution of South America*. P. 183-193.

- 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). *Rev. Bras. Geoc.*, 30 (4): 665-670.
- ARCANJO, S.H.S; ABREU, F. A. M; MOURA, C.A.V; GORAYEB, P. S. S. 2000. Rio do Coco Volcano-Sedimentary Sequence: a 2.6 Ga Exotic Terrain in the Paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central-Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. *Abstracts*. Rio de Janeiro, SBG, 1CD-ROM.
- BARRIGA, F. J. A. S. 1998. *Fontes Termiais Submarinas: A ponta do icebergue*. Versão Preliminar. *Expo 98, Catálogo do Pavilhão do Futuro*, p. 145-158. 1CD-ROM.
- BOSTROM, K. 1980. The origin of ferromanganoan active ridge sediments. In: RONA, P.A. & LOWELL, R.P. (Eds), *Benchmark Sea floor spreading centers; hydrothermal systems*, 288-332.
- BOSTROM, K. & WIDENFALK, L. 1984. The origin of iron-rich muds at the Kameni islands, Santorini, Greece. *Chemical Geology* 42: 203-218.
- BRUN, J.P. & BESLIER, M.O. 1996. Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 142: 161-173.
- BULHÕES, E.M. & DALL'AGNOL, R. 1985. Mapeamento geológico e petrografia do Granodiorito Presidente Kennedy - Faixa de Dobramentos Araguaia (GO). In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 2., Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG, p. 59-85.
- CHASE, Z.; JOHNSON, K.S.; ELROD, V.A.; PLANT, J.N.; FITZWATER, S.E.; PICKELL, L.; SAKAMOTO, C.M. 2005. Manganese and iron distributions off central California influenced by upwelling and shelf width. *Marine Chemistry*, 95: p. 235-254.

- COALE, K.H.; WANG, X.; TANNER, S.J. & JOHNSON, K.S. 2003. Phytoplankton growth and biological response to iron and zinc addition in the Ross Sea and Antarctic Circumpolar Current along 170°W. *Deep Sea Research*, 50: 635-653.
- COSTA, J.B.S. 1985. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. Belém, Universidade Federal do Pará, Belém, 209 p. (Tese de Doutorado).
- COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GOES, A.M.; HASUI, Y. 1984. Geologia da Região de Porto Nacional, GO. *Rev. Bras. Geoc.*, 14: 3-11.
- COX, K. G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London: George Allen & Unwin. 450p.
- CRONAN, D.S. & HODKINSON, R.A. 1997. Geochemistry of hydrothermal sediments from ODP Sites 834 and 835 in the Lau Basin, southwest Pacific. *Marine Geology*, 141 (1-4): 237-268.
- DALL'AGNOL, R, TEIXEIRA, N.P., MACAMBIRA, J.B, KOTSCHOUBEY, B, GORAYEB, P.S.S, SANTOS, M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da faixa de dobramentos Araguaia, Goiás-Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém. *Actas*, Belém, SBG. 1:1-19.
- DANIELSON, A., MÖLLER, P., DULSKI, P. 1992. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust. *Chem. Geol.* 97:89-100.
- DERRY, L.A. & JACOBSEN, S.B. 1990. The chemical evolution of Precambrian sea water: evidence from REEs in banded iron formation. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 54: 2965-2977.
- DISSANAYAKE, C.B. 1981. The origin of graphite of Sri Lanka. *Organic Geochemistry*, 3, p. 1-7.
- EICHLER, j. Origin of the precambrian banded iron formation. In: WOLF, K.H. (ed.) *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, Amsterdam, Elsevier, 7: 157-201.

- FAIRCHILD, T.R.; SCHOPF, J.W.; SHEN-MILLER, J.; GUIMARÃES, E.M.; EDWARDS, M.D.; LAGSTEIN, A.; LI, X.; PABST, M.; MELO-FILHO, L.S. 1996. Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central . *Precambrian Research*, 80: 125-152.
- FAN, D., ZHANG. T., Ye, J. 2004. The Xikuangshan Sb deposit hosted by the Upper Devonian black shale series, Hunan, China. *Ore Geol. Rev.* 24:121-133.
- FEELY, R.A.; BAKER, E.T.; LEBON, G.T.; GENDRON, J.F.; MASSOTH, G.J.; MORDY, C.W. 1998. Chemical variations of hydrothermal particles in the 1996 Gorda Ridge Event and chronic plumes. *Deep Sea Research.* 45: 2637-2664.
- FIGUEIREDO, B.R. 2000. *Minérios e ambiente*. Campinas, Editora UNICAMP. 401p.
- FITZWATER, S.E.; JOHNSON, K.S.; ELROD, V.A.; RYAN, J.P.; COLETTI, L.J.; TANNER, S.J.; GORDON, R.M.; CHAVEZ, F.P. 2003. Iron, nutrient and phytoplankton biomass relationships in upwelled waters of the California coastal system. *Continental Shelf Research*, 23: 1523-1544.
- FRYER, B.J., 1977. Rare earth evidence in iron formation for changing Precambrian oxidation states. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41: 361-367.
- GERMAN, C.R.; BOURLÉS, D.L.; BROWN, E.T.; HERGT, J.; COLLEY, S.; HIGGS, N.C.; LUDFORD, E.M.; NELSEN, T.A.; FEELY, R.A.; RAISBECK, G.; YIOU, F. 1997. Hydrothermal scavenging on the Juan de Fuca Ridge: $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$, ^{10}Be , and REEs in ridge-flank sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 4067-4078.
- GERMAN, C. R., HERGT, J., PALMER, M. R., EDMOND, J. M. 1999. Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS vent-field, 21°N East Pacific Rise. *Chemical Geology.* 155: 65-75.
- GOLDSTEIN S. J. & JACOBSEN S.B. 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution. *Earth Planet Science.* 87: 249-265.

- GROMET, L.P., DYMEK, R.F., HASKIN, L.A., KOROTEV, R.L. 1984. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 48: 2469-2482.
- GROSS, G.A. 1973. The depositional environment of principal types of Precambrian iron and manganese deposits. Paris, *Earth Sci.* 9: 15-21.
- GROSS, G. A. 1990. Geochemistry of iron-formations in Canada. In: CHAUVEL, J.-J., YUGI, C., EI-SHAZLY, E. M., GROSS, G. A., LAAJOKI, K., MA'RKOV, M. S., RAI, K. L., STULCHIKOV, V. A.; AUGUSTITHIS, S. S. (Eds), *Ancient Precambrian iron-formations (Regional representations)*, Athens, Theophrastus, p. 3-26.
- GROSS, G.A. & McLEOD, C.R., 1980. A preliminary assessment of the chemical composition of iron formations in Canada. *Can. Mineral.*, 18:223-229.
- HALBICH, I.W., SCHEEPERS, R., LAMPRECHT, D., VAN DEVENTER, J.L.; DE KOCK, N.J., 1993. The Transvaal-Griqualand West banded iron formation: geology, genesis, iron exploitation, *J. Afr. Earth Sci.*, 16: 63-120.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. *Actas*, Natal, SBG. V.5, p. 2535-2549.
- HASUI, Y, ABREU, F.A.M, RANGEL, J.M.R. 1977. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências da USP.* 8: 107-118.
- HASUI, Y; TASSINARI, C.C.G.; SIGA, O., Jr.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb-Sre K-Ardo centre norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriu, 1980. *Anais.* Camboriú, SBG. v. 5, p. 2659-2667.

- HERZ, N; HASUI, Y; COSTA, J.B.S; MATTA, M.A.S. 1989. The Araguaia Fold Belt, Brazil: A reactivated Brasiliano-Pan-Africano cycle (550 Ma) geosuture. *Precambrian Research*, 42: 371-386.
- HIDALGO, R.; FAIRCHILD, T.R.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. 2001. Microfósseis neoproterozóicos da Formação Araras, Mato Grosso, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. p. 16-19.
- HIDALGO, R.; FAIRCHILD, T.R.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. 2003. Neoproterozoic fossils of the Paraguai Belt, Brazil. In: LATINAMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3., Belém. *Abstracts*, Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, UFPA, p. 212-213.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, Ottawa, 8: 523-548.
- JACOBSEN, S.B. & PIMENTEL-KLOSE, M.R. 1988. A Nd isotopic study of the Hamersley and Michipicoten banded iron formations: the source of REE and Fe in Archean oceans. *Earth and Planetary Science Letters*. 87: 29-44.
- JAMES, H.L., 1983. Distribution of banded iron-formation in space and time. In: TRENDALL, A.F. & MORRIS, R.C. (Ed.). *Iron-Formation: Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier, p. 471-490. (Developments in Precambrian Geology, 6).
- JANNASCH, H.W., 1984. Microbes in the oceanic environment. *Symp. Soc. gen. Microbiol.*, 36: 97-118.
- JANNASCH, H.W. 1984. Microbial processes at deep sea hydrothermal vents. In: RONA, K.; BOSTROM, L.; LAUBIER K. L.; SMITH Jr, P. A. (Ed.) *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*, New York, Plenum Publ. Corp. p. 677-709
- JANNASCH, H.W., & WIRSEN, C.O. 1981. Morphological survey of microbial mats near deep sea thermal vents, *Appl. Environ. Microbiol.*, 41: 528-538.

- JOHNSON, K.S.; CHAVEZ, F.P., FRIEDERICH, G.E. 1999. Continental-shelf sediment as a primary source of iron for coastal phytoplankton. *Nature*, 398: 697-700.
- JOHNSON, K.S.; GORDON, R.M.; COALE, K.H. 1997. What controls dissolved iron concentrations in the world ocean?. *Marine Chemistry*. 57: 137-161.
- JOHNSON, K.S. et al. 2001. The annual cycle of iron and the biological response in central California coastal waters, *Geophysical Research Letters*, 28: 1247-1251.
- JUTEAU, T. & MAURY, R. 1997. *Géologie de la croûte océanique: Pétrologie et dynamique endogènes*. Paris. Ed. Mason. 367p.
- KIMBERLEY, M.M., 1989. Exhalative origins of iron formations. *Ore Geol. Rev.*, 5:13-145.
- KLEIN C. & BEUKES N. J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, 84: 1733-1774.
- KOEPPEN, W. 1948. *Climatologia com um estudo de los climas de la tierra*. Trad. P.R.H. Perez. México, Fondo de Cultura Económica, 466 p.
- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONIMUS, B; ALBUQUERQUE, C.A.R. *Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia Belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust?* (no prelo).
- KOTSCHOUBEY, B; HIERONYMUS, B; RODRIGUES, O.B.; AMARAL, R.T. 1996. *Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA)*. Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmenbrado. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, *Actas...* Salvador, SBG. V.6, p. 25-28.

- KUCHA, H & PRZYBYTOWICZ, W. 1993. Noble metals in organic matter and clay-organic matrices, Kupferschiefer, Poland. *Economic Geology*. 94(7): 1137-1162.
- LEPP, H. 1987. Chemistry and origin of Precambrian iron-formations. In: APPEL, P.W.U. & LA BERGE, G.L. (Ed.), *Precambrian Banded Iron-Formations*, Athens, Theophrastus, p. 3-30.
- LOTTERMOSER, B.G. 1989. Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup, Broken Hill Block, Australia. *Mineral. Deposita* 24: 92-99.
- MACAMBIRA, J.B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará*. Campinas, Unicamp. Departamento de geologia e recursos Naturais. 212 p. (Tese de Doutorado).
- MARTIN, J.H.; GORDON, R.M.; FITZWATER, S.E.; BROENKOW, W.W. 1989. VERTEX: phytoplankton/iron studies in the Gulf of Alaska. *Deep-Sea Research*, 35: 649-680.
- MEL'NIK, Y.P., 1982. *Precambrian Banded Iron-Formations*. Amsterdam, Elsevier. 310p. (Developments in Precambrian Geology, 5).
- MESCHEDE, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 16: 207-218.
- MOURA C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia belt: Implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*. 23: 117-123.
- MOURA C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1994a. Uma discussão sobre a origem dos ortognaisses do embasamento do Cinturão Araguaia com base nos isótopos do Sr e Nd. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, *Actas*, Belém, p. 223-226.

- MOURA C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1994b. Geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriu. *Actas*, Camboriu, SBG. V.1, p.240-241.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia belt, Brazil. In: SINHA, A.K. (Ed.), *Basement Tectonic*, Kluwer Academic Publishers. p. 155-178.
- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador. *Anais*, Salvador, SBG, v.3, p.31-34.
- NARAOKA, H.; OHTAKE, M.; MARUYAMA, S.; OHMOTO, H. 1996. Non-biogenic graphite in 3.8-Ga metamorphic rocks from the Isua district, Greenland. *Chemical Geology*, 133: 251-260.
- NAYAK, P. K., DAS, D., VIJAYAN, V., SHINGH, P., CHAKRAVORTTY, V. 2001. ⁵⁷Fe Mössbauer and EDXRF studies on three representative banded iron formations (BIFs) of Orissa, India. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*. 184: 649-654.
- NAYAK, P. K., DAS, D., VIJAYAN, V., SHINGH, P., CHAKRAVORTTY, V. 2004. PIXE and EDXRF studies on banded iron formations from eastern India. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 215: 252-261.
- NOGUEIRA, A.; GORAYEB, P.S.; HIDALGO, R. 2002. *Relatório do Projeto São Martin: Descrição e interpretação do testemunho SMD-8 Formação Couto Magalhães*. 12p.
- OLIVAREZ, A.M. & OWEN, R.M., 1991. Rare earth element/iron variations in hydrothermal sediments: Implications for the REE content of seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 53:757-762.

- PAIXÃO, M.A.P. & NILSON, A.A. 2001. Basaltos almofadados e harzburgitos do Morro do Agostinho (Araguacema, Tocantins): caracterização geológica e petrográfica de fragmento ofiolítico na Faixa Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Actas*, Belém, SBG. P.27-30.
- PASÁVA J. 1993. Anoxic sediments - an important environment for PGE; An overview. *Ore Geol. Reviews*, 8: 425-445.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using traces elements. *Earth Planetary Science Letters.*, 19: 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E., BIRKETT, T.C. 1975. The relationships between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36: 121-132.
- PULZ, G. M. 1995. *Modelos prospectivos para ouro em Greenstones belts*: Exemplos dos depósitos Maria Lázara e Ogó, na região de Guarinos e Pilar de Goiás, Goiás. Brasília. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. 190 p. (Tese de Doutorado).
- RANGIN, C., STEINBERG, M.; BONNOT-COURTOIS, C. 1981. Geochemistry of the Mesozoic bedded chert of Central Baja California (Vizcaino- Cedros-San Benito): implications for paleogeographic reconstruction of an old oceanic basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54: 313-322.
- ROLLINSON, H.R. 1998. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Singapore. Longman. 352p.

- ROSATELLI, J.S.; VIEIRA, L.S.; ARAÚJO, J.V.; ARAÚJO, M.P.; SOMMER, S. 1974. In: BRASIL. Projeto RADAM. *Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22-44-Tocantins*. Rio de Janeiro, MME/DNPM/Projeto RADAM, cap. 3, 129p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, v.4).
- RUHLIN, D.E. & OWEN, R.M., 1986. The rare earth element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pacific Rise: Examination of a seawater scavenging mechanism. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 50: 393-400.
- SANTOS, L.D. & BRANDÃO, P.R. 2005. LM, SEM and EDS study of microstructure of Brazilian iron ores. *Microscopy and Analysis*. 70: 9-11.
- SEYFRIED, W.E.JR. & JANECKY, D.R. 1985. Heavy metal and sulfur transport during subcritical and supercritical hydrothermal alteration of basalt: Influence of fluid pressure and basalt composition and crystallinity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2545-2560.
- SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P. 1985. Petrologia do gnaiss Cantão: implicações na evolução da faixa de dobramentos Araguaia. Serra do Estrondo (GO). *Revista Brasileira de Geociências*. 15: 300-310.
- SOUZA, J.O. & MORETON, L.C. 2001. In: BRASIL. Projeto RADAM. Folha SB.22-Z-B Xambioá. Estados da Pará e Tocantins. Escala 1:250000. Organizado Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil). 1CD-ROM.
- SOUZA, S.H.P. & MOURA, C.A.V. 1995. Idades Pb-Pb em zircão das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado. *Actas*, Gramado, SBG p. 95-97.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol*, 20: 325-343.

YUDOVICH Y.E. & KETRIS, M.P. 1994. *Elements-impurity in black shales*. Yekaterinburg, Ural Science Publication. 304p.