

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**DISTRIBUIÇÃO DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E DO  
MINÉRIO CUPRÍFERO DO DEPÓSITO FURNAS, PROVÍNCIA MINERAL DE  
CARAJÁS, PARÁ.**

Bruno Iguma

Orientadora: Profa.Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2015 / 08)

SÃO PAULO  
2015

TF  
I24  
B.d

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**DISTRIBUIÇÃO DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E DO  
MINÉRIO CUPRÍFERO DO DEPÓSITO FURNAS, PROVÍNCIA MINERAL DE  
CARAJÁS, PARÁ.**

Bruno Iguma

Orientadora: Profa.Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2015 / 08)**

SÃO PAULO  
2015

IGc-Instituto de Geociências



Distribuição das zonas de alteração hidrotermal e do  
minério cuprífero do depósito furnas, Pr  
M26507

*"A geologia é a ciência na qual  
o conhecimento entra pelos pés..."*

## **Agradecimentos**

Dedico este trabalho à minha família por todo apoio ao longo desses seis anos. Sem eles jamais seria possível ter concluído esse curso. Também agradeço a Milena, sem a qual talvez eu tivesse seguido um caminho diferente.

Agradeço a Prof<sup>a</sup>. Dr. Lena Virginia Monteiro Soares, que me orientou neste trabalho e sempre se mostrou disposta a ajudar e contribuir com pontos de vista diferentes, enriquecendo não só este trabalho como a minha formação acadêmica. Agradeço também a Silvandira, pelas discussões e companhia ao longo do ano, sempre disposta a ajudar e descobrir mais um tom de verde.

Agradeço a Vale, por permitir o estudo das amostras do Furnas, e aos geólogos Otavio Rosendo, Arthur Cardoso, Sergio Hunh, Fernando Matos e Samuel Nunes pelo apoio na etapa de campo. Também agradeço ao Gustavo Melo (IG/UNICAMP) pelo apoio no campo e pelas discussões que contribuíram para este trabalho.

Agradeço ao pessoal da laminação pela confecção das seções delgadas, ao Marcos (Microsonda), pela confecção das seções polidas e pela metalização das amostras para MEV; ao Isaac (LabMEV) pelas análises de MEV e pelo apoio na interpretações dos espectros de EDS; e a Jordana pela utilização do LabPetro nas descrições petrográficas.

Também não poderia deixar de agradecer a todos os professores e funcionários do instituto de geociências da USP, que sempre nos ajudaram ao longo de toda graduação.

Agradeço ao pessoal da Atlética, aos antigos e aos mais novos, pelas cervejadas e reuniões da C.O. e por mostrar que a universidade é maior que o prédio do IGc,

Finalmente, aos amigos da turma 53 e da Família Geobinho (Azeite, Lontra, Kankro, Molestado, Curirica, Garçon, Bolquete, Kudu, Preps, Soka, Marijuana, Pseudo, Gardenal, Always, Xupin, Eunuco, Sinha, Lombardi, Cookie, Depravada, Sente, Horka) e todos os quais não citei, não por falta de consideração, mas por falta de espaço muito obrigado por poder compartilhar tantas histórias.

A todos que contribuíram de forma direta ou indireta, os meus mais sinceros agradecimentos.



## Resumo

A Província Mineral de Carajás (PMC) destaca-se mundialmente por apresentar importantes depósitos de cobre e ouro com grandes quantidades de magnetita, comparáveis aos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold deposit* ou IOCG). O Depósito Cupro-Aurífero de Furnas está localizado no Norte da PMC, na porção sul/sudeste da Zona de Cisalhamento Cinzento, próximo ao Granito Cigano (1,88 Ga), e apresenta uma zona com 9 km de extensão mineralizada em Cu e 6 km mineralizados em Au, com recursos totais de 500 Mt @ 0,7% Cu.

As rochas hospedeiras estão dispostas em lentes e megalentes, e incluem rochas graníticas, correlatas ao Granito Igarapé Gelado, neoarqueano, e rochas metavulcanossedimentares do Grupo Rio Novo. A evolução hidrotermal do depósito ocorreu associada ao desenvolvimento de foliação pervasiva nas rochas e é caracterizada por oito estágios de alteração hidrotermal: (i) Albitização, (ii) Silicificação; (iii) Alteração Potássica; (iv) Granatização; (v) Alteração Sódico-cálcica; (vi) Gruneritização; (vii) Magnetitização e (viii) Cloritização.

A mineralização principal ocorre associada à fase de deformação dúctil das rochas do depósito Furnas, possivelmente associada ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento do Cinzento. O minério é composto essencialmente por calcopirita e bornita, que ocorrem associadas com clorita nas rochas ricas em magnetita e grunerita.

O segundo estágio de mineralização identificado no depósito Furnas ocorre associado a estruturas essencialmente dúcteis-rúpteis a rúpteis, caracterizadas pela formação de veios e brechas hidrotermais com calcopirita, quartzo e bornita, localmente com exsoluções de calcocita. A assinatura química dessas zonas de minério é caracterizada pela presença de W-Sn-Pb-Bi-Te-Ag-Au, típica dos granitos anorogênicos tipo A2 orosirianos de Carajás, e pode indicar uma provável relação entre a colocação do Granito Cigano, aflorante a leste do depósito, e o segundo estágio de mineralização reconhecido no depósito.

## Abstract

The Carajás Mineral Province (PMC) stands out worldwide for its major copper and gold deposits with large amounts of magnetite, comparable to iron oxide-copper-gold deposits or IOCG. The Furnas deposit is a copper-gold deposit located at the northern portion of the PMC, within the south-southeast portion of the Cinzento Shear Zone, close to the ca. 1.88 Cigano Granite. The deposit has an extension of 9 km mineralized in Cu and 6 km mineralized in Au, with resources of 500 Mt @ 0.7% Cu.

The host rocks occur in lenses, and include granitic rocks, correlated to the Neoarchean Igarapé Gelado Granite and metavolcano-sedimentary rocks attributed to the Rio Novo Group. The hydrothermal evolution of the deposit was associated with the development of pervasive foliation in the rocks. It is developed in eight stages: (i) albitization, (ii) silicification; (iii) potassic alteration; (iv) Garnet formation; (v) Sodic-calcic alteration; (vi) Grunerite formation; (vii) Magnetite formation and (viii) Chloritization.

The mineralization stage occurred in two stages. The first one, and main, was associated with the ductile deformation, possibly associated with the Igarapé Cinzento Shear Zone development. The ore is mainly composed of chalcopyrite and bornite, which are associated with chlorite in magnetite-grunerite-rich rocks.

The second stage of mineralization was primarily coeval to ductile-brittle to brittle structures. It is characterized by hydrothermal chalcopyrite-quartz-bornite veins and breccias. Bornite locally has exsolutions of chalcocite. The W-Sn-Pb-Bi-Te-Ag-Au ore chemical signature is typical of the Orosirian anorogenic A2-type granites, which are widespread in the Carajás Province. This may indicate a probable relationship between the emplacement of the Cigano Granite and second stage of copper-gold mineralization.

## Sumário

<b>1. Introdução .....</b>	<b>1</b>
<b>2. Objetivos.....</b>	<b>1</b>
<b>3. Justificativas .....</b>	<b>2</b>
<b>4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>3</b>
4.1. Província Carajás .....	3
4.2. Domínio Rio Maria.....	4
4.3. O Domínio Carajás.....	6
4.3.1. Embasamento .....	6
4.3.2. Unidades Supracrustais.....	7
4.3.3. Rochas Intrusivas .....	8
4.4. Modelos Evolutivos.....	9
<b>5. MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>10</b>
<b>6. RESULTADOS .....</b>	<b>12</b>
6.1. Contexto Geológico do Depósito Cupro-Aurífero Furnas.....	12
6.2. Aspectos estruturais .....	15
6.3. Caracterização dos litotipos hospedeiros .....	16
6.3.1. Granito Furnas.....	16
6.3.1. Quartzo milonito .....	16
6.3.1. Andaluzita-biotita xistos com estaurolita .....	17
6.3.1. (Granada)-biotita xistos.....	18
6.3.2. Anfibólio xisto .....	22
6.3.1. Magnetita-(granada-grunerita) xisto .....	24
6.4. Mineralização .....	26
6.5. Evolução da paragênese mineral .....	28
<b>7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....</b>	<b>30</b>
7.1. Natureza dos protólitos.....	30
7.2. Alteração Hidrotermal.....	31

7.3. Mineralização Cupro-Aurífera.....	33
8. CONCLUSÕES.....	33
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	35

## ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 4.1</b> – Compartimentação tectônica do Cráton Amazônico (Vasquez e Rosa-Costa., 2008)	4
<b>Figura 4.2</b> - Mapa geológico do Domínio Carajás da Província Carajás e áreas adjacentes (Vasquez et al., 2008), mostrando a área do depósito Furnas delimitada pelo polígono preto. _	7
<b>Figura 6.1</b> - Mapa Geológico da Porção sul do depósito Furnas (Santos, 2014). _____	13
<b>Figura 6.2</b> – Seção geológica do depósito cuprífero Furnas (Vale, 2010) _____	14
<b>Figura 6.3</b> - (A) Porfiroblasto de granada com foliação interna ( $S_n$ ) rotacionada (2,5x pol. //); (B) Biotita orientada segundo a foliação $S_{n+1}$ e sigmoides de quartzo (2,5x pol. X); (C) Clorita deformada, com formação de planos paralelos ( $S_{n+2}$ ) ao plano axial da crenulação (2,5x pol. X).	15
<b>Figura 6.4</b> – (A) Granito intensamente albitizado (partes brancas) cortado por fraturas com biotita hidrotermal; (B) Granito previamente albitizado(cor rósea), substituído por feldspato potássico vermelho e cortado por vênulas com biotita; (C) Granito substituído por albita branca e rósea e cortado por vênulas com biotita de diferentes gerações, além de vênulas tardias com albita e calcopirita; (D) Alteração potássica pervasiva com biotita, associada à silicificação; (E) Albita hidrotermal com geminação polissintética deformada (10x, pol. X); (F) Ortoclásio com porções sericitizada (10x, pol. X); (G) Vênula de carbonato cortando a rocha (2,5x, pol. X). _	17
<b>Figura 6.5</b> - Principais aspectos do Quartzo milonito. (A) Aspecto da silicificação, com texturas pretéritas ainda preservadas, tais como foliação definida pela orientação de biotita; (B) Quartzo milonito com foliação bem desenvolvida; (C) Quartzo milonito com porções lenticulares deformadas de quartzo; (D) Quartzo milonito com biotita concordante com a foliação; (E) Aspecto das rochas silicificadas, com quartzo subpoligonizado e sericita intersticial (2,5x pol. X); (F) rocha silicificada cortada por vênula preenchida por clorita e adulária (2,5x pol. X); (G) Vênula preenchida com adulária e clorita (2,5x pol. //). _____	19
<b>Figura 6.6</b> - Principais aspectos do andaluzita-biotita xisto com estaurolita. (A) andaluzita-biotita xisto com estaurolita com matriz rica em biotita e porfiroblastos de andaluzita sub-euédricos a anédricos; (B) andaluzita-biotita xisto com estaurolita com porfiroblastos de andaluzita euedrais. Localmente ocorrem faixas de granadas milimétricas; (C) Andaluzita-biotita xisto com estaurolita, Cristais euédricos de andaluzita com bordas de substituição de	

biotita; (D) Andaluzita-biotita xisto com estaurolita, Cristais euédricos de andaluzita com cristais de andaluzita completamente substituídos por biotita. (E) Rocha rica em biotita, com cristais de muscovita anédricos (5x pol. X); (F) Cristal de estaurolita envolvido por biotita (10x pol. //); (G) Porfiroblasto de granada estirado, com inclusões de quartzo (2,5x pol. X); (H) Biotita com inclusões de monazita envolvendo andaluzita anédrica, com inclusões de quartzo (5x pol. //); (I) Fibrolita (sillimanita) cortada por vênula de clorita (10x pol. X); (J) Biotita com inclusões de zircão e apatita (20x pol. //); (K) Andaluzita deformada e fraturada, com inclusões orientadas de opacos (5x pol. X); (L) Contato entre faixa com pequenos cristais de granada e andaluzita, marcado por filme de opacos (2,5x pol. //); (M) Turmalina zonada associada com biotita, que substitui a andaluzita (10x pol. //). \_\_\_\_\_ 20

**Figura 6.7** - Principais aspectos do (Granada)-Biotita xisto. (A e B) Granada-biotita xisto com destaque para os cristais milimétricos de granada que definem lentes isoladas, ou formando faixas na rocha; (C) Faixas de biotita cortando o quartzo milonito; (D) rocha rica em quartzo com alteração potássica pervasiva obliterando a textura da rocha; (E) Granada-biotita xisto com granada euédrica, subcentimétricas; (F) Níveis de biotita alternados com níveis mais ricos em quartzo, com deformação dúctil (2,5x pol.//); (G) Apatita inclusa na biotita (20x pol. //); (H) Terminação de bolsão ocelar de quartzo (2,5c pol.//); (I) intercalação de quartzo, biotita e granada deformados (2.5x pol.//); (J) Aspecto da granada que ocorrem em faixas, associada a quartzo, concordantes com a foliação  $S_{n+1}$  (5x pol. //); (K) Granada milimétrica, com fraturas preenchidas por quartzo e clorita (2,5x pol. //). \_\_\_\_\_ 21

**Figura 6.8** – Diagrama de classificação de anfibólios (Leake et al., 1997), mostrando a composição do anfibólio dos anfibólios xistos do depósito de Furnas. \_\_\_\_\_ 22

**Figura 6.9** – Principais aspectos dos anfibólios xistos (A) coloração verde escura e foliação bem desenvolvida; (B) Anfibólio xisto com deformação dúctil. (C) porfiroblastos de ferro-hornblenda; (D e D') Muscovita associada à vênula tardia; (E) Granada com inclusões de opacos. (F) Ferro-hornblenda com substituição nas bordas por ferro-actinolita (2,5x pol. X); (G) matriz com clorita e biotita, com escapolita e apatita (10x pol. //); (H) Matriz clorítica com desenvolvimento de foliação  $S_{n+2}$  marcada pelos opacos (2,5x pol. //); (I) Ferro-hornblenda sin-cinemática em relação a foliação  $S_{n+1}$  (2,5x pol. //); (J) Muscovita substituindo mineral não identificado (10x pol. //); (K) Borda de granada com ferro-hornblenda e biotita, que a substitui (10x pol. //). \_\_\_\_ 23

**Figura 6.10** - Diagrama de classificação de anfibólios dos magnetita-(granada-grunerita) xisto (Leake et al., 1997) \_\_\_\_\_ 24

**Figura 6.11** - (A) Magnetita-granada-grunerita xisto, com granada já bastante alterada por clorita. Magnetita ocorre como cristais euédricos; (B e C) Magnetita-granada-grunerita xisto, com granada substituída por clorita e grunerita concordante com a foliação; (D) Magnetita-

grunerita xisto com magnetita concordante com a foliação da rocha e bolsões de clorita; (E) Faixas de magnetita maciça com grunerita; (F) Magnetita euédrica (2,5x pol. //); (G) Biotita em fraturas em porfiroblasto de granada. Grunerita e biotita compõem a matriz da rocha (2,5x pol. X); (H) Granada fraturada, parcialmente substituída e envolvida por biotita (2,5x pol. X); (I) Grunerita euédrica associada com clorita (5x pol. C); (J) Borda de cristal de granada com alteração de clorita, granada e opacos (10x pol. X); (K) Resquícios de granada, substituída por clorita, com magnetita contornando o formato do cristal (2,5x pol. //); (L) Granada reliquiar, cortada por clorita e ferro-hornblenda (5x pol. X); (M) Magnetita associada com biotita fortemente cloritizada (2,5x pol. X); (N) Idem em luz refletida (2,5x luz refl.) \_\_\_\_\_ 25

**Figura 6.12** – (A) Calcopirita associada a magnetita; (B) Calcopirita associada a quartzo em veios e pequenas vênulas cortando o anfibólio xisto; (C) Calcopirita em vênulas, associada a magnetita maciça; (D) Veio de quartzo com calcopirita; (E) Calcopirita preenchendo vênulas; (F) Mineralização rúptil, com bornita e quartzo cimentado brechas hidrotermais. (G) Bornita preenchendo fraturas no anfibólio xisto; (H) Bornita associada a quartzo cortando o (granada)–biotita xisto; (I) Magnetita associada à grunerita (5x pol. X); (J) Mineralização associada com estruturas dúcteis, com calcopirita associada com magnetita (5x luz refl.); (K) Textura de intercrescimento mimerquítico-simplectítico entre bornita e calcocita (20x luz refl.); (L) Magnetita fraturada, com calcopirita nas fraturas (5x luz refl.); (M) Imagem de elétrons retroespalhados obtida com uso de MEV mostrando a mineralização controlada por estruturas rúpteis com calcopirita e Au livre (MEV); (N) Imagem de elétrons retroespalhados obtida com uso de MEV mostrando inclusão de galena e cassiterita na bornita, intercrescida com a calcocita (MEV). \_\_\_\_\_ 27

**Figura 6.13** - Evolução paragenética associada às alterações hidrotermais observadas no granito Furnas. \_\_\_\_\_ 28

**Figura 6.14** - Evolução paragenética das rochas aluminosas, mostrando a relação entre o desenvolvimento de microestruturas e a formação de minerais hidrotermais. \_\_\_\_\_ 29

**Figura 6.15** – Evolução paragenética associada as rochas ricas em anfibólio, mostrando a relação entre o desenvolvimento de microestruturas e a formação de minerais hidrotermais. 29

## 1. INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás destaca-se mundialmente por apresentar importantes depósitos de cobre e ouro com grandes quantidades de magnetita, comparáveis aos depósitos IOCG (*iron oxide-copper-gold deposit*; Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000). Entre os depósitos reconhecidos em Carajás destacam-se Salobo (1.112 Bt @ 0,69% Cu e 0,43 g/t Au; VALE 2012), Igarapé Bahia-Alemão (219 Mt @ 1,4% Cu e 0,86 g/t Au; Tallarico et al., 2005), Sossego (355 Mt @ 1,5 % Cu e 0,28 g/t Au; Lancaster et al., 2000), Alvo 118 (170 Mt @ 1,0% Cu e 0,3 g/t Au; Rigon et al., 2000) e Cristalino (482 Mt @ 0,65% Cu e 0,06 g/t Au; NCL Brasil, 2005), além de vários outros depósitos em avaliação.

Em decorrência da complexidade de sua evolução metalogenética, estudos sistemáticos dos depósitos IOCG e seus alvos satélites são fundamentais para a compreensão da relação dos depósitos cupro-auríferos com os eventos magmáticos e termo-tectônicos registrados na Província Carajás.

Esse Trabalho de Formatura objetiva a caracterização da distribuição das zonas de alteração hidrotermal e do minério do depósito de Furnas. Embora esse depósito não tenha sido alvo de estudos acadêmicos com essa finalidade, representa um importante exemplo de depósito cupro-aurífero com expressivo conteúdo de magnetita. De acordo com a avaliação da VALE (2010), esse depósito caracteriza-se por apresentar um *trend* de 9 km de extensão mineralizado em cobre e de 6 km com mineralização aurífera, totalizando recursos de cerca de 500 Mt @ 0,7% Cu, o que permite posicioná-lo entre os maiores depósitos IOCG de Carajás. Adicionalmente, o depósito se localiza ao longo do mesmo *trend* estrutural do depósito de Salobo, considerado um exemplo de depósito IOCG gigante de idade arqueana (ca. 2,57 Ga; Re-Os em molibdenita; Réquia et al., 2003). Outras características, no entanto, tornam o depósito de Furnas peculiar, como a natureza das rochas hospedeiras, que inclui xistos aluminosos, e sua proximidade ao Granito Cigano, paleoproterozoico. Dessa forma, esse estudo representa uma oportunidade de avaliar o papel da estruturação tectônica, das rochas hospedeiras e da granitogênese paleoproterozoica nos processos de mineralização, remobilização e sobreposição registrados no depósito Furnas.

## 2. OBJETIVOS

Este Trabalho de Formatura objetiva caracterizar a distribuição das zonas de alteração hidrotermal e a evolução paragenética do depósito cupro-aurífero Furnas,



localizado na Província Mineral Carajás (Figura 4.1). Com esse intuito, o projeto visa ainda:

- I. Caracterizar a natureza das rochas hospedeiras do depósito;
- II. Identificar os principais tipos de alteração hidrotermal, seus estilos e estágios;
- III. Sequenciar os estágios de alteração hidrotermal;
- IV. Identificar a distribuição das zonas de alteração e sua relação com os intervalos mineralizados em cobre e ouro;
- V. Identificar a influência da granitogênese na evolução do depósito, a partir das relações de contato de apófises graníticas e zonas de alteração hidrotermal e sobreposição de estágios de alteração hidrotermal.

### **3. JUSTIFICATIVAS**

A Província Mineral Carajás é reconhecida mundialmente por hospedar depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG), considerados os únicos de classe mundial de idade neoarqueana (e.g. Salobo, Igarapé Bahia-Alemão, Sossego e Cristalino; Groves et al., 2010).

Os depósitos cupro-auríferos no Domínio Carajás (Vazques e Rosa-Costa, 2008) localizam-se na sua porção norte, ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento, no chamado Cinturão Norte do Cobre (Igarapé Bahia/Alemão, Salobo, Igarapé Cinzento, Paulo Alfonso) e na porção sul, no Cinturão Sul do Cobre, que compreende uma zona de cisalhamento com mais de 130 km de extensão na qual se localizam os depósitos de Sossego, Alvo 118, Cristalino e outros menores.

A formação dos depósitos cupro-auríferos de Carajás tem sido alvo de diversos estudos, que permitiram o reconhecimento de diversas fontes de fluidos e o diacronismo dos episódios de circulação desses, que seriam responsáveis pela lixiviação, concentração e (re)mobilização de metais nesses depósitos (Monteiro et al., 2008; Xavier et al., 2010; Moreto, 2013). Estudos realizados no Cinturão Sul do Cobre identificaram padrões de alteração hidrotermal característicos de sistemas IOCG formados nos mais diferentes níveis crustais, muitas vezes sobrepostos, a exemplo do Depósito Sossego (Monteiro et al., 2008). Contudo, ainda não foi possível posicionar esses diferentes depósitos dentro de um único sistema hidrotermal. Os dados geocronológicos e de isótopos estáveis disponíveis indicam que múltiplos eventos magmático-hidrotermais foram responsáveis pelas características híbridas reconhecidas nos depósitos (Moreto, 2013). Entretanto, ainda são necessários mais dados para compreender as condições que formaram as maiores reservas de cobre em Carajás.



O depósito de Furnas se localiza ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento, no mesmo *trend* estrutural do depósito arqueano de Salobo (Réquia et al., 2003), porém nas proximidades do Granito Cigano, que representa o magmatismo tipo A orosiriano da Província Carajás. Nesse sentido, o Trabalho de Formatura aqui proposto visa contribuir com o conhecimento dos depósitos IOCG de Carajás e fornecer subsídios para o reconhecimento dos fatores que levaram à formação dos depósitos de classe mundial, a partir da identificação do papel dos controles estruturais e da granitogênese na evolução do depósito Furnas.

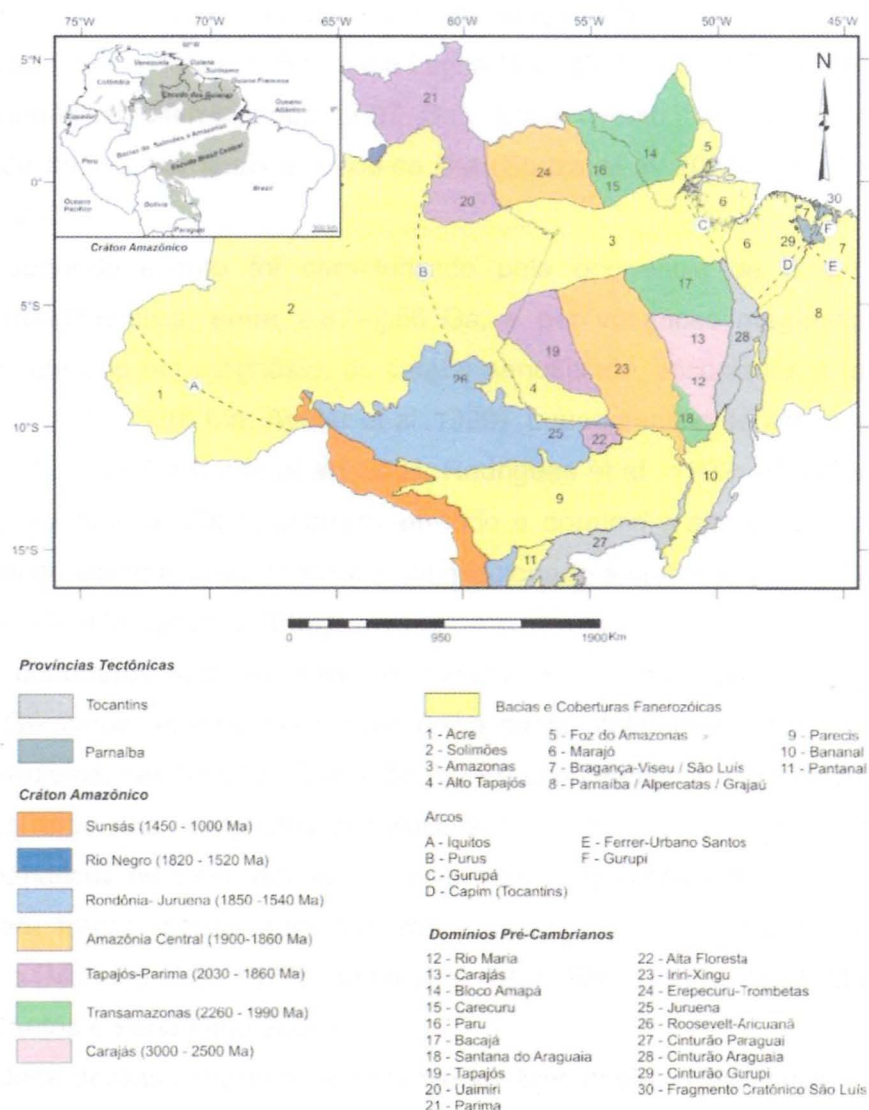
#### **4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

##### **4.1. Província Carajás**

A estruturação do Cráton Amazonas em termos de províncias geocronológicas foi inicialmente proposta Cordani et al. (1979), e posteriormente detalhada por Teixeira et al. (1989). As propostas mais recentes de Tassinari & Macambira (2004) e Santos et al. (2006) mantém essa estruturação, caracterizada por sucessivos eventos acrescionários em torno de um núcleo arqueano, que se desenvolveram ao longo do Paleo- e Mesoproterozoico, divergindo principalmente quanto aos limites e nomes de algumas províncias.

A Província Carajás (Santos et al., 2006; Vasquez e Rosa-Costa, 2008) está localizada na borda sul-oriental do Cráton Amazônico, na porção sudeste do Estado do Pará (Figura 4.1). Representa a porção crustal mais antiga do Cráton Amazônico e hospeda uma das mais importantes províncias minerais brasileiras, a Província Mineral Carajás (PMC).

A Província Carajás é dividida em dois domínios: o Domínio Rio Maria, a sul, caracterizado por crosta juvenil mesoarqueana, com sequências de *greenstone belts* e granitoides TTG; e o Domínio Carajás, a norte, caracterizado por embasamento mesoarqueano e por sequências metavulcanossedimentares e granitoides alcalinos neoarqueanos. Ambos os domínios registram magmatismo granítico tipo A orosiriano, extensivo a outros domínios tectônicos no estado do Pará (Teixeira et al., 2010).



**Figura 4.1** – Compartimentação tectônica do Cráton Amazônico (Vasquez e Rosa-Costa., 2008)

## 4.2. Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria representa um terreno granito-*greenstone* arqueano, composto por associações tectônicas mesoarqueanas de *greenstone belts*, complexos máfico-ultramáficos, granitóides e ortognaisses TTG e granitos de alto potássio. Unidades sedimentares paleoproterozoicas, assim como granitos e diques máficos relacionados ao magmatismo anorogênico do Orosiriano são também reconhecidos nesse domínio.

A evolução do Domínio Rio Maria, conforme proposto por Souza et al. (2001), se deu em dois episódio principais de acreção de crosta juvenil com intervalos entre 3,05 – 2,92 Ga e 2,88–2,82 Ga (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

O primeiro evento foi marcado por intenso magmatismo cálcio-alcálico sin- a tardi-tectônico (2,99 – 2,92 Ga), associado à formação das sequências de *Greenstone Belts* Gradaús, Serra do Inajá, Babaçu e Lagoa Seca (3,05 – 2,90 Ga) e de complexos máfico-ultramáficos diferenciados (2,97 Ga). Esse evento teria evoluído para um ambiente de bacias marginais e arcos de ilha (Souza et al. 2001; Althoff et al. 2000; Leite et al. 2004).

O segundo evento foi caracterizado pela ocorrência de magmatismo de afinidade trondhjêmica, entre 2,87–2,86 Ga, e por volumoso magmatismo cálcio-alcálico enriquecido em magnésio, de caráter sanukitóide, associados à formação do Grupo Tucumã (2868 ±8 Ma; Avelar et al., 1999). Leucogranitos de alto potássio, com idades de 2,88-2,87 Ga (Leite et al., 2004; Rodrigues et al., 1992; Althoff et al., 1998; Rolando e Macambira, 2003) ocorrem em todo o domínio e são considerados como marcadores do último evento tectonotermal relacionado à cratonização no Domínio Rio Maria (Rolando e Macambira 2003).

As coberturas sedimentares do domínio Rio Maria reúnem os grupos Rio Fresco e Gemaque, associadas a uma única bacia plataformar, com sedimentação paleoproterozoica, denominada Bacia do Rio Fresco (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). Estas coberturas são compostas por sucessões areno-conglomeráticas na base e pelito-carbonáticas no topo, por vezes incipientemente metamorfisadas e dobradas, que marcam transgressões marinhas sobre sedimentos de ambientes costeiros e continentais (Marinho et al. 1977; Cunha et al. 1984; Ramos et al. 1984; Macambira et al. 1986; Santos e Pena Filho 2000).

A idade dessas coberturas é controversa. Macambira (1992) sugere uma idade máxima de deposição de 2,76 Ga com base em zircões detríticos. Santos e Pena Filho (2000) descreveram contribuições de fontes de rochas ígneas com cerca de 1,88 Ga, embora a Formação Gorotire ocorra recobrindo as rochas do Grupo Rio Fresco na seção tipo desta unidade. A idade máxima de deposição de 2,03 Ga (Monteiro et al. 2004) para a Formação Gorotire no Domínio Santana do Araguaia sugere que a sedimentação da Bacia do Rio Fresco ocorreu entre o Sideriano e o Riaciano, associada a bacias intracratônicas, possivelmente relacionadas a rifteamento (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

A Formação Gorotire é caracterizada por sedimentação psamítica quartzosa e arcoeana. A deposição dos sedimentos teria ocorrido em ambiente continental durante um estágio avançado de cratonização, marcado por regressão marinha e desertificação continental. Idades das fontes detríticas sugerem deposição entre o fim do Riaciano e início do Orosiriano (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

Magmatismo tipo A, orosiriano, é representado pelos granitos da Suíte Intrusiva Jamon, que apresentam assinaturas isotópicas indicativas de fontes crustais arqueanas ( $\epsilon\text{Nd} = -9,7$  a  $-9,5$ ; Dall'Agnol et al. 1999).

### 4.3. O Domínio Carajás

O Domínio Carajás, localizado na Província homônima (Figura 4.1), é formado por três associações litológicas: o embasamento, de idade mesoarqueana, unidades supracrustais neoarqueanas e rochas intrusivas, de idades tanto neoarqueanas como paleoproterozoica. A Figura 3.2 apresenta o mapa geológico do Domínio Carajás.

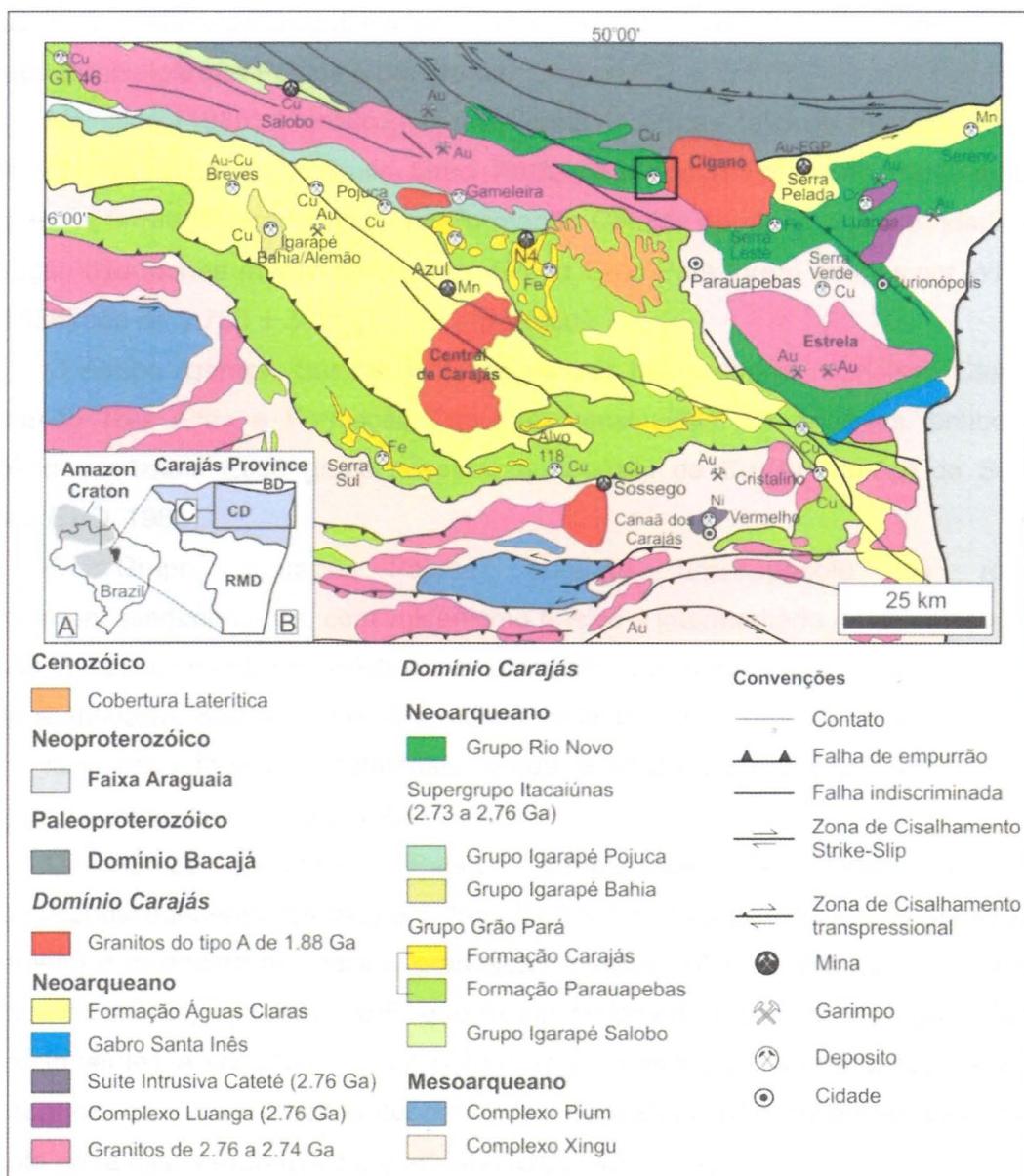
#### 4.3.1. Embasamento

O Embasamento do Domínio Carajás é formado por rochas gnáissicas-migmatíticas do Complexo Xingu e por granulitos e gnaisses charnockíticos do Complexo Pium (Araújo e Maia, 1991).

O Complexo Xingu é composto por gnaisses polimetamórficos, de composição tonalítica a trondhjemítica, e rochas supracrustais metamorfisadas em fácies anfibolito a granulito. O último episódio de migmatização foi datado em  $2.859 \pm 2$  Ma (U-Pb em zircão) por Machado et al. (1991), que também identificou o crescimento de zircão em  $2.851 \pm 4$  Ma, interpretando-o como consequência de uma possível atividade hidrotermal de amplitude regional.

O Complexo Pium, definido pela DOCEGEO (1987), compreendia os granulitos máficos da área-tipo do Rio Pium e as rochas granulíticas aflorantes na região do rio Cateté (Araújo e Maia, 1991). Segundo Pidgeon et al. (2000), as rochas do Complexo Pium teriam idades de cristalização de  $3.002 \pm 14$  Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) e a granulitização das rochas teria ocorrido em  $2.859 \pm 9$  Ma (U-Pb SHRIMP em zircão). Posteriormente, Ricci e Carvalho (2006) verificaram que na região do rio Pium afloram predominantemente rochas ígneas intrusivas máficas com ortopiroxênio (noritos) e propuseram a extinção do complexo na área-tipo Pium. Nessa área, os noritos reconhecidos por Ricci e Carvalho (2006) foram inseridos em uma nova unidade, denominada como Diopsídio-Norito Pium (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). Os granulitos da área do rio Cateté e da aldeia indígena de Chicrim foram denominados por Ricci e Carvalho (2006) e Vasquez e Rosa-Costa (2008) de Ortogranulitos Chicrim-Cateté.





**Figura 4.2** - Mapa geológico do Domínio Carajás da Província Carajás e áreas adjacentes (Vasquez et al., 2008), mostrando a área do depósito Furnas delimitada pelo polígono preto.

#### 4.3.2. Unidades Supracrustais

O Domínio Carajás é composto por três unidades supracrustais: Supergrupo Itacaiúnas, Grupo Rio Novo e Formação Águas Claras.

O Grupo Rio Novo foi inicialmente agrupado a outras sequências de rochas metavulcanossedimentares de baixo grau ( fácies xisto verde), que ocorriam como *infolde*s nos terrenos gnáissico-migmatíticos do Complexo Xingu (Hirata et al. 1982). É formado por anfibólio-clorita xistos com zonas subordinadas de rochas félsicas, BIF, *metacherts* e metaperidotitos (Hirata et al., 1982).

O Supergrupo Itacaiúnas, definido pela DOCEGEO (1988), agrupa as sequências metavulcanossedimentares dos grupos Grão Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca e Buritirama.

Meirelles (1986) identificou rochas metavulcânicas félsicas intercaladas aos metabasaltos da base do Grupo Grão Pará, definindo a Formação Parauapebas. Formações ferríferas predominam na Formação Carajás do mesmo grupo. Idades de formação das rochas metavulcânicas do Grupo Grão Pará foram obtidas por Wirth et al. (1986) são de  $2.758 \pm 39$  Ma (U-Pb em zircão).

O Grupo Igarapé Salobo é composto por três unidades: Gnaiss Cascata, Formação Três Alfas e Formação Cinzento, constituídas por gnaisses, anfíbolitos, xistos e quartzitos. Esse grupo hospeda o depósito de Cu-(Au-Mo-Ag) de Salobo (DOCEGEO, 1988).

O Grupo Igarapé Pojuca abrange um pacote de rochas metavulcanossedimentares, com vulcanismo básico a intermediário e intercalações de rochas metassedimentares clásticas e químicas, metamorfasadas nas fácies xisto verde a anfíbolito. São reconhecidas rochas metavulcânicas básicas e intermediárias, *chert*, formações ferríferas bandadas, xistos e (meta)-gabros como os principais litotipos do grupo (DOCEGEO, 1988).

O Grupo Igarapé Bahia corresponde a uma sequência metavulcanossedimentar dividida em duas formações: Grotta do Vizinho e Sumidouro. A primeira é composta por pelitos, grauvacas, ritmitos, tufos de cristais, *lapilli*-tufos e, subordinadamente, basaltos e BIF, que foram metamorfasados em baixo grau ( fácies sub-xisto verde). A segunda é constituída essencialmente por meta-arenitos, às vezes arcoseanos, com intercalações subordinadas de rochas metavulcânicas básicas. O contato entre essas formações é gradual (DOCEGEO, 1988).

As rochas do Grupo Buritirama são clásticas e químicas. Correspondem da base para o topo a quartzitos micáceos, mica xistos, quartzitos bandados e xistos variados (DOCEGEO, 1988).

A Formação Águas Claras, que se sobrepõe ao Supergrupo Itacaiúnas, é caracterizada como uma sucessão progradante composta, da base para o topo, por siltitos, pelitos, arenitos finos a grossos e conglomerados (Nogueira et al., 1994).

#### 4.3.3. Rochas Intrusivas

O Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga é formado por dunitos, harzburgitos, ortopiroxenitos, cromititos, noritos e gabros metamorfasados na fácies xisto verde (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). Machado et al. (1991) dataram a idade de cristalização magmática do complexo máfico-ultramáfico em  $2.763 \pm 6$  Ma (U-Pb em

zircão). A Suíte Intrusiva Cateté agrupa um conjunto de corpos máfico-ultramáficos, entre os quais estão incluídos os corpos conhecidos como Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia e Vermelho, e outros sem denominação formal (Macambira e Vale, 1997). Esses são constituídos por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos. Lafon et al. (2000) obtiveram idade de  $2.766 \pm 6$  Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) para os gabros do Corpo Serra da Onça.

As Suítes Estrela, Plaquê, Planalto, Serra do Rabo e Igarapé Gelado, além do Diorito Cristalino, constituem a associação dos Granitos de Alto Potássio formados durante o evento de granitogênese neoarqueana (ca. 2,76 a 2,74 Ga; Feio et al. 2012).

O magmatismo paleoproterozoico (ca. 1,88 Ga) é representado pelos granitos alcalinos a sub-alcalinos do tipo A, entre os quais se incluem os granitos Central de Carajás, Salobo Jovem (*Young Salobo*), Cigano, Pojuca, Breves e Rio Branco (Machado et al. 1991).

#### 4.4. Modelos Evolutivos

Teixeira et al. (2010), com base em dados geocronológicos reconheceu seis fases tectônicas na evolução da Província Carajás. A sedimentação do Grupo Grão Pará (ca. 2,76 Ga) teria ocorrido em um ambiente de arco continental e representaria a fase pré-colisional. Esse arco teria evoluído para um ambiente colisional, em torno de 2,74 Ga, com a intrusão dos granitóides neoarqueanos de alto potássio.

Granitoides tardi-colisionais com idades de ca. 2,55 Ga (e.g. Granito Old Salobo; Machado et al. 1991, Teixeira 1994, Souza et al. 1996), de expressão local, são entendidos como um registro de um evento de reativação crustal.

Uma fase colisional riaciana entre a Província Carajás e o Domínio Bacajá, a norte, seria relacionada à anatexia crustal e geração de granitóides, reconhecidos apenas no Domínio Bacajá (Ledru et al. 1994, Tassinari et al. 2000) no intervalo de 2,09 a 2,08 Ga.

Duas fases extensionais, uma em torno de 1,88 Ga, associada à granitogênese do tipo A, e uma caracterizada por fraturamento crustal generalizado, ao redor de  $553 \pm 32$  Ma (Cordani et al. 1984), seriam relacionadas ao processo de aglutinação do setor ocidental do Supercontinente Gondwana.

No modelo de evolução geotectônica, proposto por Teixeira (1994), para a Província Carajás, o Cinturão Itacaiúnas se desenvolve a partir da colisão oblíqua entre os domínios Carajás (margem ativa) e Rio Maria (margem passiva) no intervalo de 2,76 a 2,74 Ga. Esta colisão oblíqua seria responsável por um sistema de cisalhamento sinistral formado por grandes falhas direcionais afetando o

embasamento do Domínio Carajás, que foram mais tarde reativadas sob regime rúptil-dúctil

Araújo et al. (1988) e Araújo e Maia (1991) caracterizam no Domínio Carajás dois sistemas transcorrentes sinistrais denominados Serra dos Carajás e Cinzento. Os autores propõem um modelo no qual a estrutura sigmoidal de Carajás teria se formado durante um evento de transtração dextral do embasamento, juntamente com a abertura de uma bacia do tipo *pull-apart*, na qual se depositaram os sedimentos do Grupo Grão Pará. Posteriormente, em uma fase transpressiva as rochas desse grupo foram metamorfisadas, lenticularizadas e imbricadas divergentemente segundo o arranjo geométrico de uma estrutura em flor positiva, que envolveu também litotipos do Complexo Xingu e o Granito Estrela. O Sistema Transcorrente Cinzento é representado, na sua porção terminal, por uma estrutura tipo "rabo-de-cavalo", que define a geometria assimétrica de uma hemi-flor positiva.

Os trabalhos de Pinheiro e Holdsworth (1997), Pinheiro e Holdsworth (2000) e Domingos (2009) consideram um modelo de reativação tectônica, no qual as rochas do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras teriam se depositado em um ambiente de bacia intracratônica, sobre um embasamento com registros de um episódio de transpressão sinistral. Essa sequência teria se acomodado por subsidência tectônica ao formato atual da estrutura sigmoidal de Carajás, sob regime de extensão regional (transtração rúptil) em ca. 2.8-2.7 Ga, que também seria responsável pela formação dos sistemas de falha *strike-slip* Carajás e Cinzento. Wirth et al. (1986), Gibbs et al. (1986), DOCEGEO (1988), Macambira (2003) e Tallarico et al. (2005) também sugerem que a formação da Bacia Carajás estaria relacionada a abertura de um rifte continental

Pinheiro e Holdsworth (2000) descrevem uma série de evidências de reativações dos sistemas *strike-slip* de Carajás e Cinzento durante o Proterozoico Médio e no Fanerozóico. Domingos (2009) também sugere uma fase tardia de extensão crustal (transtração) em ca. 1,8 Ga, que teria favorecido a colocação de diques e plútons anorogênicos (e.g., Suíte Intrusiva Serra dos Carajás).

## 5. MATERIAIS E MÉTODOS

Esse estudo foi desenvolvido em quatro etapas, iniciadas pela revisão bibliográfica, seguida de trabalho de campo, descrição petrográfica das amostras coletadas e microscopia eletrônica de varredura (MEV).

A **revisão bibliográfica** teve ênfase no contexto geológico da Província Carajás, na evolução e nos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) da Província Mineral Carajás e na instalação e desenvolvimento de sistemas hidrotermais



e mecanismos de mobilização e deposição de conteúdos metalíferos por fluidos hidrotermais. Foi utilizado o acervo da biblioteca do IGc-USP, juntamente com os sistemas de buscas de dados DEDALUS, SCIELO, ERL, ProBe, *Web of Science*, Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBI/USP) e portal CAPES.

O **trabalho de campo** foi realizado na segunda quinzena do mês de abril de 2015, entre os dias 05 a 15/04/2015. Consistiu em uma etapa de 10 dias de campo, na qual foram realizadas as descrições de testemunhos de sondagem do depósito Furnas nas instalações da VALE na Serra dos Carajás, visando à identificação das rochas hospedeiras do minério e suas relações de contato, estilos e tipos de alteração hidrotermal, modo de ocorrência dos minerais de minério, além de amostragem sistemática para confecção de lâminas delgadas. As amostras selecionadas a partir de testemunhos de sondagem do depósito foram cedidas para esse estudo pela companhia VALE S.A.

A **petrografia** foi realizada em luz transmitida e refletida, utilizando-se as instalações do Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica (LMDP), no qual as atividades foram desenvolvidas em um microscópio da marca Olympus BXP 40, e no Laboratório de Petrologia Sedimentar (LabPetro), com uso de microscópio da marca Leica DM750 P, ambos do IGc-USP.

Foram confeccionadas 20 lâminas delgadas para esse estudo e 6 secções delgadas-polidas para caracterização das associações de minério e estudos com microscopia eletrônica de varredura.

Estudos de **Microscopia Eletrônica de Varredura** (MEV) foram realizados no Laboratório de Microscopia Eletronica de Varredura do IGc-USP (LabMEV). Foram analisadas 3 secções delgadas-polidas, que foram previamente polidas, limpas com álcool isopropílico e metalizadas. Para esta etapa foi utilizado um microscópio eletrônico de varredura da marca LEO, modelo 440i, com um espectrômetro de energia dispersiva de raios-X da marca Oxford acoplado.

## 6. RESULTADOS

### 6.1. Contexto Geológico do Depósito Cupro-Aurífero Furnas

O Depósito Cupro-Aurífero Furnas está localizado na porção sul/sudeste da Zona de Cisalhamento Igarapé Cinzento, próximo ao Granito Cigano (Figura 6.2). O depósito ocorre associado a uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil, e os corpos de minério possuem forma tabular-anastomosada com mergulhos entre 40° e 70°NE e 80 m de profundidade (VALE, 2010).

As rochas hospedeiras estão dispostas em lentes e megalentes, orientadas segundo um *trend* geral WNW-ESE, coincidente com o *trend* regional do Sistema Cinzento. Incluem rochas metavulcanossedimentares, metassedimentares e uma unidade granítica, denominada Granito Furnas.

Com base nas descrições detalhadas, as rochas foram agrupadas em seis unidades principais: (i) Granito Furnas; (ii) Quartzo milonito; (iii) Andaluzita-biotita xistos com estauroлита; (iv) (Granada)-biotita xistos; (v) Anfibólio xistos e (vi) Magnetita-(granada-grunerita) xistos. Essas unidades compõem o arcabouço geral da porção sul do depósito e, em alguns casos, evidenciam a natureza dos possíveis protólitos das rochas hospedeiras, como é o caso do Granito Furnas e do andaluzita-biotita xisto com estauroлита, que possivelmente relaciona-se à protólito metassedimentar.

Cabe ressaltar que no contexto deste trabalho, o termo xisto é empregado no sentido de Foucault et al. (2014) designando uma rocha caracterizada por foliação bem desenvolvida, marcada por minerais placóides ou prismáticos, sem considerar aspectos genéticos.

As Figuras 6.1 e 6.2 apresentam, respectivamente, o mapa geológico da porção sul do depósito Furnas e a secção na qual se localizam os furos de sondagem descritos e amostrados na etapa de campo.

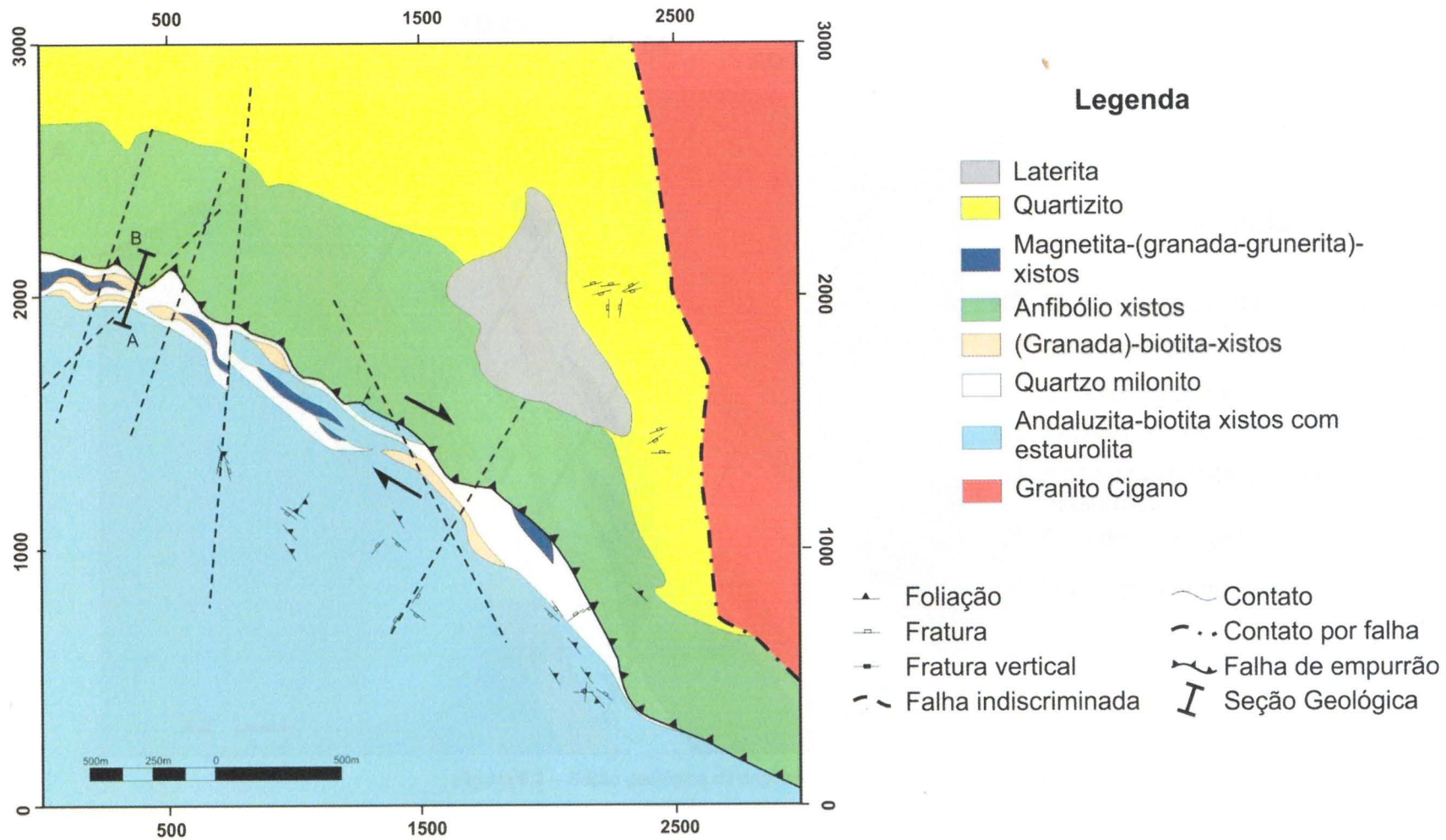


Figura 6.1 - Mapa Geológico da Porção sul do depósito Furnas (Santos, 2014).

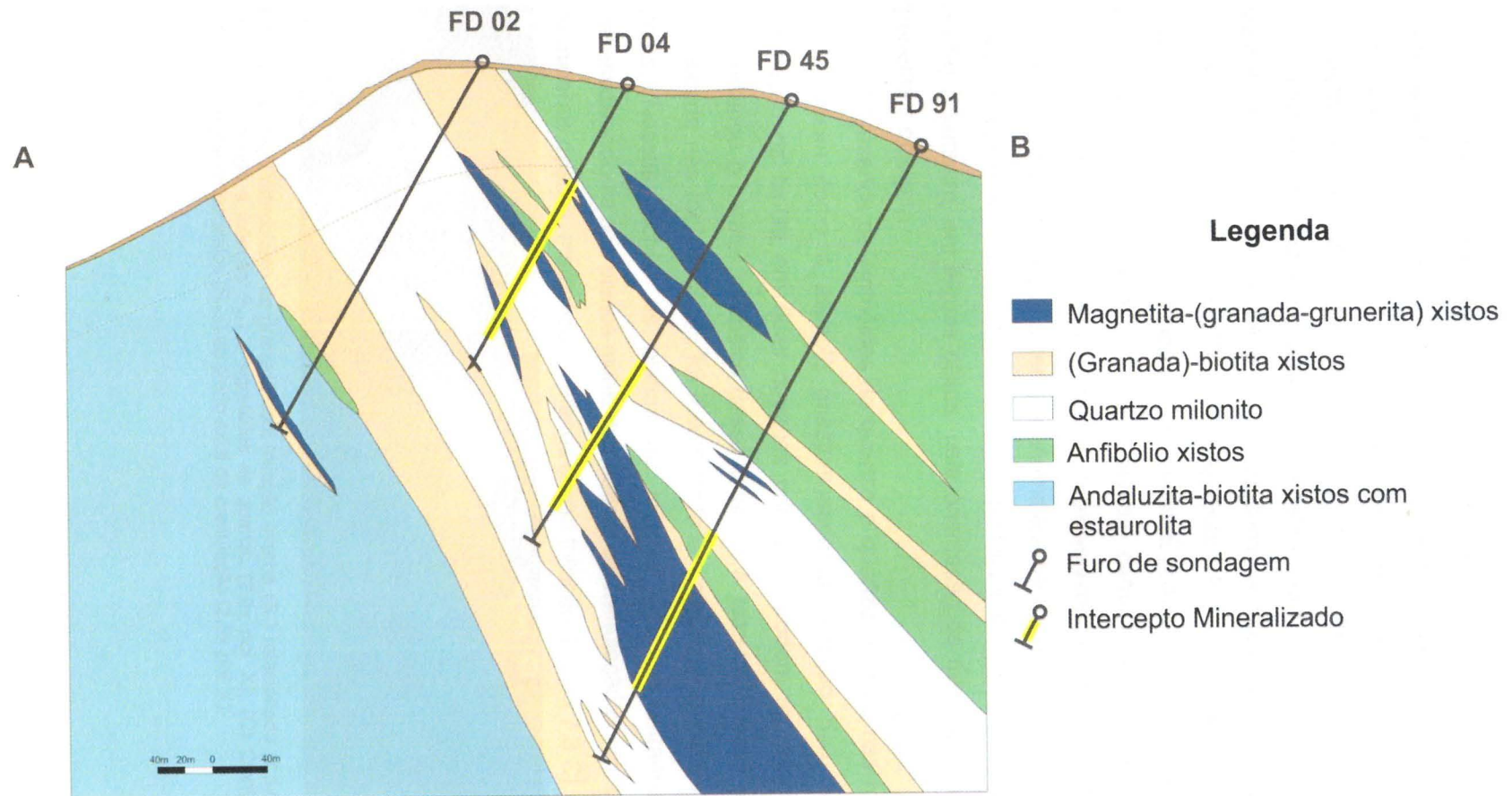


Figura 6.2 – Seção geológica do depósito cuprífero Furnas (Vale, 2010)

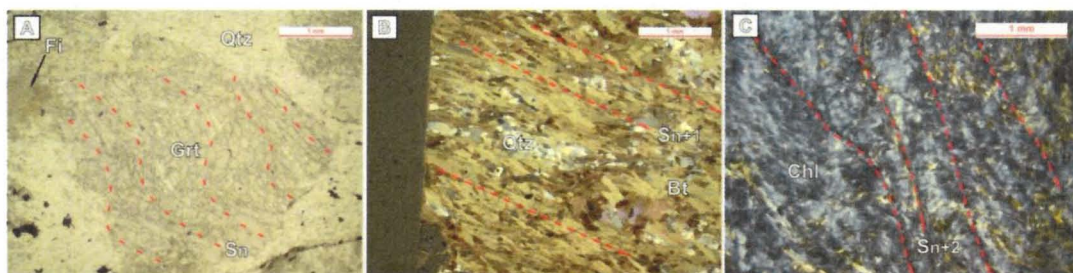


## 6.2. Aspectos estruturais

Com base na caracterização macroscópica e petrográfica das amostras foram reconhecidas três foliações distintas. A relação entre as diferentes foliações observadas é registrada principalmente por porfiroblastos de granada e pela orientação da biotita (da 1ª geração), clorita e opacos (Figura 6.3).

Nos porfiroblastos de granada é possível reconhecer uma foliação interna discordante da foliação externa, que representa a feição planar penetrativa mais característica dessas rochas (Figura 6.3 A). Essa foliação interna, denominada  $S_n$ , é a foliação mais antiga reconhecida nas amostras. É possível observar a foliação  $S_n$  tanto rotacionada como indeformada, o que permite caracterizar a blastese da granada como sin a pós-cinemática em relação ao desenvolvimento da foliação  $S_n$  e anterior ao desenvolvimento da foliação externa, denominada de  $S_{n+1}$  (Figura 6.3 B). Essa foliação é bem desenvolvida nas rochas e definida principalmente por filossilicatos (biotita e clorita) e também, em alguns casos, pela orientação de minerais prismáticos como grunerita e opacos.

A presença de sigmóides de quartzo e quartzo *ribbons*, nas rochas ricas em biotita, assim como o aspecto anastomosado da foliação  $S_{n+1}$ , ressaltado pela orientação da biotita em duas direções principais, podem representar pares S/C, evidenciando o caráter milonítico dessa foliação. A terceira, e mais recente foliação identificada nas rochas ( $S_{n+2}$ ), foi reconhecida em algumas amostras mais ricas em clorita. Nessas rochas os planos da foliação  $S_{n+1}$  encontram-se crenulados. Desenvolvendo-se nos planos axiais das dobras da crenulação ocorre um alinhamento de minerais opacos, marcando os planos dessa foliação (Figura 7.3 C).



**Figura 6.3** - (A) Porfiroblasto de granada com foliação interna ( $S_n$ ) rotacionada (2,5x pol. //); (B) Biotita orientada segundo a foliação  $S_{n+1}$  e sigmóides de quartzo (2,5x pol. X); (C) Clorita deformada, com formação de planos paralelos ( $S_{n+2}$ ) ao plano axial da crenulação (2,5x pol. X).

### 6.3. Caracterização dos litotipos hospedeiros

#### 6.3.1. Granito Furnas

O Granito Furnas aflora a 6 km a Oeste do depósito Furnas e não é representado nos mapas e perfis, embora seja interceptado em porções bastante restritas dos furos de sondagem, nas quais é reconhecido com dificuldade devido à intensidade da alteração hidrotermal. Inclui rochas de composição monzogranítica e granodiorítica com coloração cinza e granulação fina a média. Localmente, ocorrem variações para fácies pegmatíticas e porções com textura granofírica.

O Granito Furnas foi observado apenas intensamente hidrotermalizado. Comumente caracteriza-se pela presença de albita hidrotermal, branca (Figura 6.4 A) ou avermelhada, e em algumas porções também se observa albita sericitizada. Frequentemente, as porções albitizadas do granito são cortadas por alteração potássica fissural (Figura 6.4 C), com formação de biotita, que evolui para alteração pervasiva que oblitera completamente as feições do granito (Figura 6.4 D). *Fronts* de alteração potássica com feldspato potássico também alteram a rocha previamente albitizada (Figura 6.4 B).

Ao microscópio, a rocha é composta por albita (50%), com geminação polissintética truncada e extinção ondulante (parte da albita presente na rocha tem origem hidrotermal); ortoclásio (20%), e quartzo (25%), também com extinção ondulante (Figuras 5.4 E e F). É cortada por vênulas preenchidas por clorita rica em ferro e, também, veios preenchidos por carbonato, com apatita associada (Figura 6.4G). Os feldspatos, além da geminação deformada e extinção ondulante, apresentam pequenos cristais (finos, em formato de agulhas) não identificados, que resultam em uma textura turva dos cristais.

A deformação observada nos cristais de feldspato é bastante forte, especialmente na geminação. Ocorrem texturas de seritização no ortoclásio. Os veios e vênulas são posteriores, e apresentam mineralogia característica de eventos tardios do depósito (veios de carbonato e clorita rica em Fe).

#### 6.3.1. Quartzo milonito

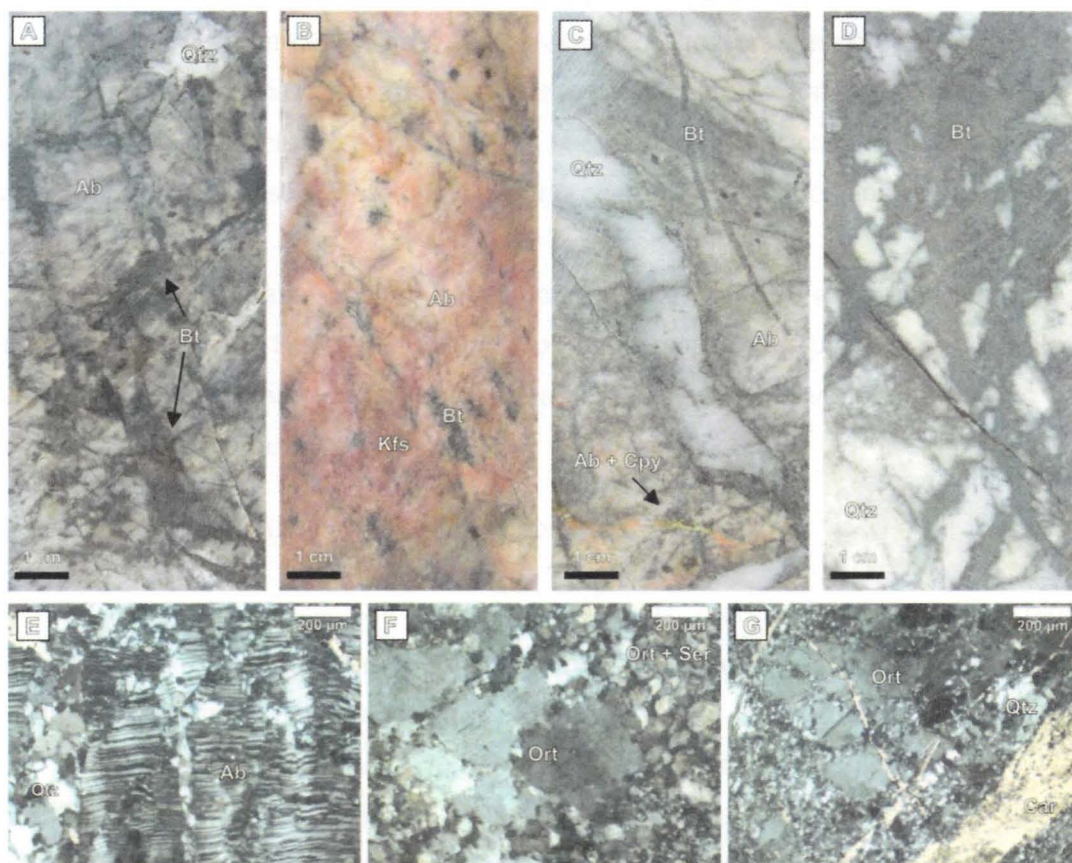
O quartzo milonito apresenta coloração branca-acinzentada e é constituído por duas porções distintas, umas bastante homogêneas e outras mais heterogêneas, nas quais geralmente é possível reconhecer uma orientação pretérita na rocha (Figuras 5.6 A a E).

As porções mais homogêneas, consequentemente mais silicificadas, ocorrem proximais a veios de quartzo e representam envelopes das zonas mineralizadas em cobre e ouro.

Nesse litotipo, a mineralização está associada a vênulas, *stockwork* ou brechas com calcopirita e/ou bornita, que cortam as zonas silicificadas. Veios tardios, com preenchimento de adularia, também foram observados (Figura 6.6 G).

### 6.3.1. Andaluzita-biotita xistos com estaurolita

Os andaluzita-biotita xistos com estaurolita representam a unidade de maior expressão na área do depósito. Ocorrem preferencialmente na zona do *footwall* em relação à zona mineralizada em cobre e ouro. São constituídos por quartzo, muscovita, sericita, plagioclásio, andaluzita, estaurolita, apatita, opacos, biotita, clorita e, localmente, fibrolita (sillimanita) e zircão.



**Figura 6.4** – (A) Granito intensamente albitizado (partes brancas) cortado por fraturas com biotita hidrotermal; (B) Granito previamente albitizado (cor rósea), substituído por feldspato potássico vermelho e cortado por vênulas com biotita; (C) Granito substituído por albita branca e rósea e cortado por vênulas com biotita de diferentes gerações, além de vênulas tardias com albita e calcopirita; (D) Alteração potássica pervasiva com biotita, associada à silicificação; (E) Albita hidrotermal com geminação polissintética deformada (10x, *pol. X*); (F) Ortoclásio com porções sericitizada (10x, *pol. X*); (G) Vênula de carbonato cortando a rocha (2,5x, *pol. X*).



Caracterizam-se como rochas foliadas, de coloração cinza escuro a preta. A andaluzita ocorre, em geral, como porfiroblastos euédricos a subédricos de dimensões inferiores a 1 cm, podendo ou não apresentar bordas substituídas por biotita (Figura 6.6 C e D). Ocorrem ainda como cristais fortemente deformados e fraturados, com inclusões de minerais opacos nos planos de fratura (Figura 6.6 K).

Muscovita, andaluzita e estauroлита ocorrem como cristais subédricos à anédricos, e apresentam texturas de reação com a matriz rica em biotita. Os cristais destes minerais frequentemente ocorrem próximos, apresentando continuidade óptica (Figuras 6.5 E, F, H e K).

Granada ocorre localmente, como cristais milimétricos, distribuídas em lentes concordantes com a foliação da rocha ou em faixas, associada a veios de quartzo cortando a rocha (Figura 6.5 B e L). É caracterizada principalmente por ocorrer como pequenos cristais arredondados (~0,1mm), com stilpenomelano intersticial. Localmente, próximo a esses veios, ocorrem alguns cristais maiores (Figura 6.5 G).

Petrograficamente, a biotita destaca-se como o mineral predominante na matriz da rocha. Ocorre de duas formas: uma orientada, definindo textura lepidoblástica, com cristais de monazita inclusos e substituição parcial por clorita; outra caracterizada por cristais mais grossos, sem orientação preferencial e sem evidências de reações de substituição por clorita.

Turmalina e apatita, juntamente com monazita ocorrem subordinadamente na rocha (Figura 6.5 M). Sulfetos, incluindo pirrotita, pirita, calcopirita e pentlandita e, raramente, bornita, foram observados nessas rochas em finas vênulas ou veios com muscovita grossa e quartzo.

#### 6.3.1. (Granada)-biotita xistos

Os (granada)-biotita xistos compreendem as rochas mais ricas em biotita observadas no depósito, compostas por biotita, quartzo, granada, plagioclásio, turmalina e, localmente escapolita.

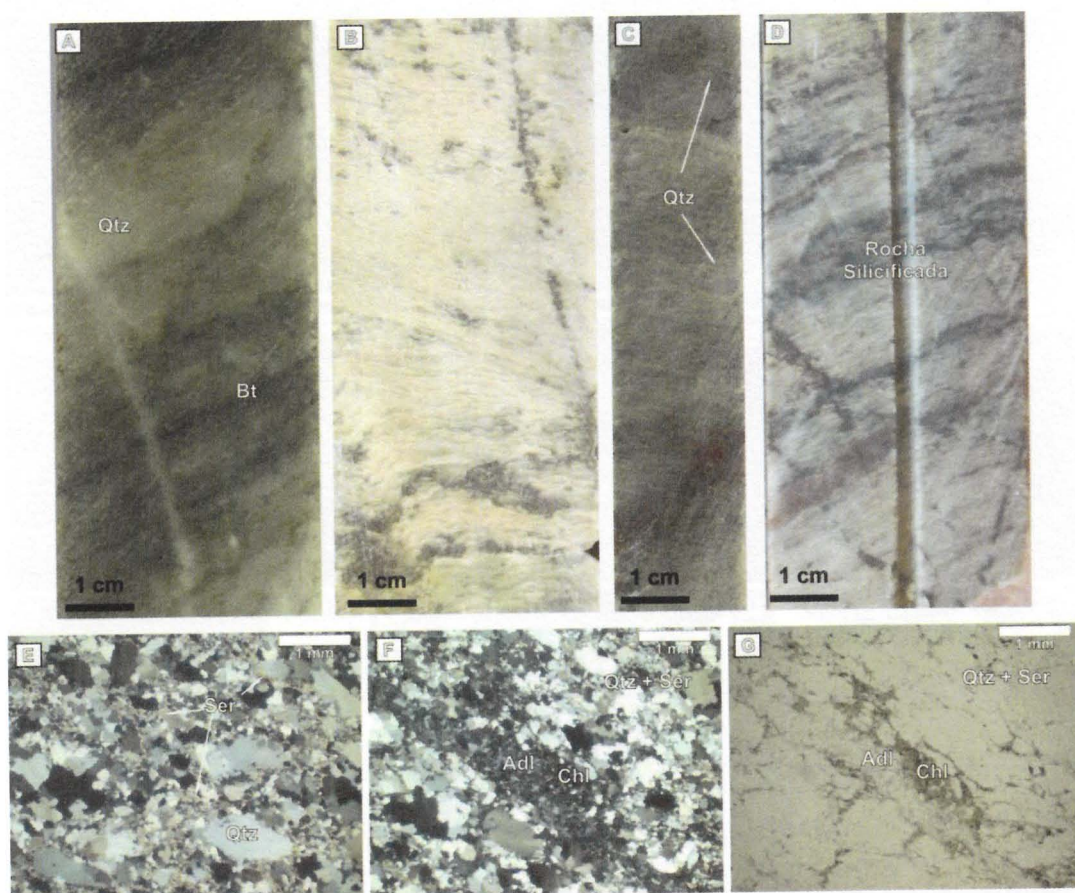
A granada tem dois modos de ocorrência: o primeiro como pequenos cristais (< 1 mm) euédricos a subédricos, em lentes, formando níveis associados com quartzo. Esses níveis se intercalam na rocha e apresentam espessuras máximas de 5 cm. Em alguns trechos as lentes ocorrem esparsas (Figura 6.7 A, B e J).

A segunda forma de ocorrência da granada é caracterizada por porfiroblastos euédricos a subédricos, com até 8 mm de diâmetro. Inclusões de quartzo e minerais opacos são observadas definindo uma foliação pretérita. Em alguns casos, ocorrem, sistematicamente, planos de fratura na granada. Em lâmina essas granadas



apresentam estruturas sin a pós-cinemática com relação à foliação interna ( $S_n$ ), marcada pelas inclusões e planos de fratura (Figura 6.7 K).

A matriz da rocha é composta essencialmente por biotita, quartzo e clorita, com quantidades menores de apatita e monazita. Predomina textura grano-lepidoblástica, na qual biotita, clorita e quartzo são os principais minerais definindo a textura observada (Figura 6.7 K). O quartzo ocorre como subgrãos (~0,1 a 0,2 mm) dispersos na matriz e localmente cristais maiores (>0,3mm), com extinção ondulante, formam bolsões com formato ocelar (Figura 6.7 H). Ocorrem cristais de andaluzita bastante alterados, em geral, apresentando sericitização. Fibrolita também ocorre concordante com a foliação principal da rocha ( $S_{n+1}$ ).

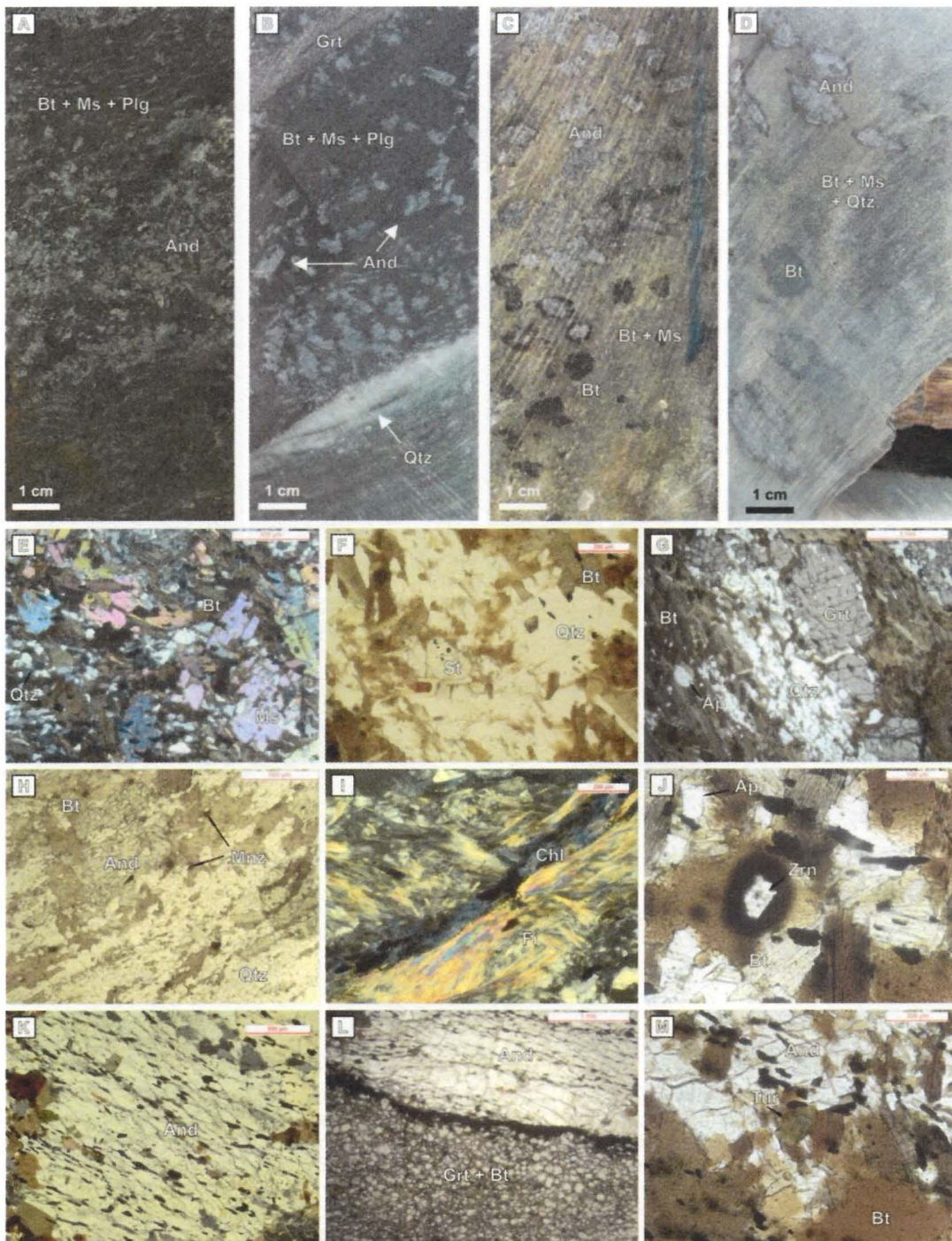


**Figura 6.5** - Principais aspectos do Quartzito milonito. (A) Aspecto da silicificação, com texturas pretécticas ainda preservadas, tais como foliação definida pela orientação de biotita; (B) Quartzito milonito com foliação bem desenvolvida; (C) Quartzito milonito com porções lenticulares deformadas de quartzo; (D) Quartzito milonito com biotita concordante com a foliação; (E) Aspecto das rochas silicificadas, com quartzo subpoligonalizado e sericita intersticial (2,5x pol. X); (F) rocha silicificada cortada por vênula preenchida por clorita e adularia (2,5x pol. X); (G) Vênula preenchida com adularia e clorita (2,5x pol. //).

As estruturas presentes nessas rochas são predominantemente dúcteis. Na petrografia foi possível observar a presença de dobras em camadas constituídas por biotita e quartzo alternados (Figuras 5.7 F e I). Muitos porfiroblastos ocorrem



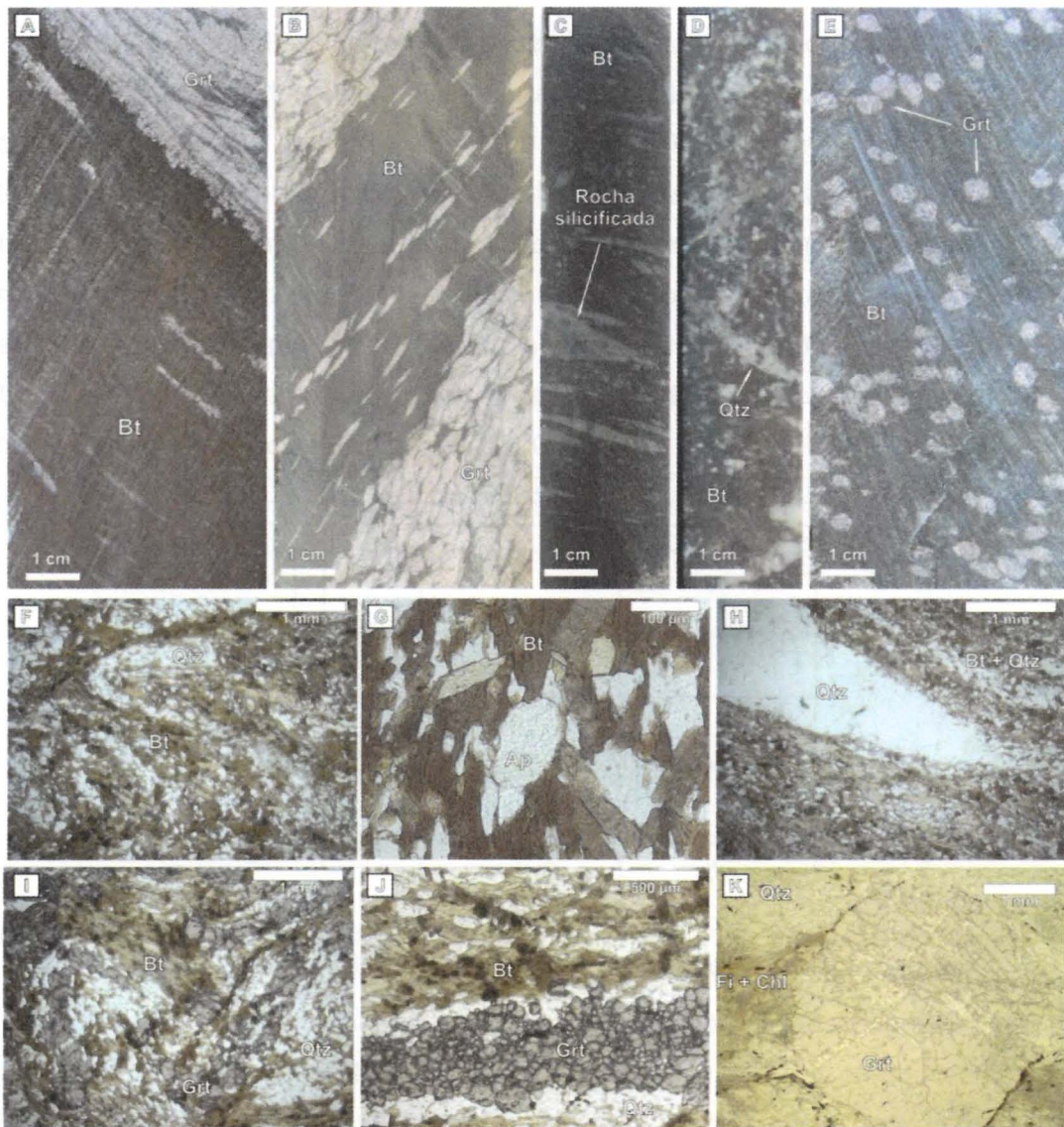
rotacionados, e até níveis de granada apresentam deformação localmente. A foliação definida pela biotita e clorita é a principal foliação presente na rocha, denominada  $S_{n+1}$ , entretanto, a biotita também ocorre, em menor quantidade, alinhada segundo um plano oblíquo à foliação principal.



**Figura 6.6** - Principais aspectos do andaluzita-biotita xisto com estaurolita. (A) andaluzita-biotita xisto com estaurolita com matriz rica em biotita e porfiroblastos de andaluzita sub-euédricos a anédricos; (B) andaluzita-biotita xisto com estaurolita com porfiroblastos de andaluzita euédricos. Localmente ocorrem faixas de granadas milimétricas; (C) Andaluzita-biotita xisto com estaurolita, Cristais euédricos de



andaluzita com bordas de substituição de biotita; (D) Andaluzita-biotita xisto com estauroлита, Cristais euédricos de andaluzita com cristais de andaluzita completamente substituídos por biotita. (E) Rocha rica em biotita, com cristais de muscovita anédricos (5x pol. X); (F) Cristal de estauroлита envolvido por biotita (10x pol. II); (G) Porfiroblasto de granada estirado, com inclusões de quartzo (2,5x pol. X); (H) Biotita com inclusões de monazita envolvendo andaluzita anédrica, com inclusões de quartzo (5x pol. II); (I) Fibrolita (sillimanita) cortada por vênula de clorita (10x pol. X); (J) Biotita com inclusões de zircão e apatita (20x pol. II); (K) Andaluzita deformada e fraturada, com inclusões orientadas de opacos (5x pol. X); (L) Contato entre faixa com pequenos cristais de granada e andaluzita, marcado por filme de opacos (2,5x pol. II); (M) Turmalina zonada associada com biotita, que substitui a andaluzita (10x pol. II).

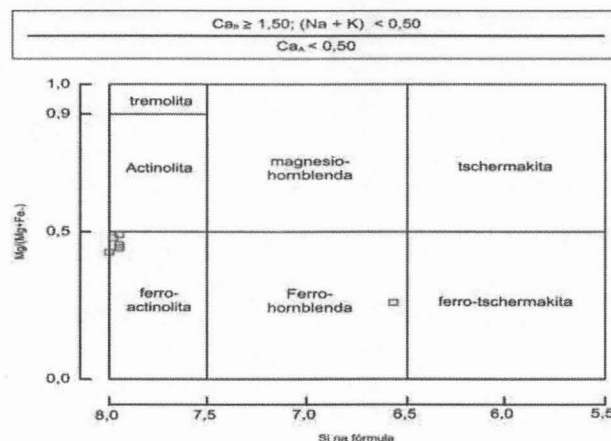


**Figura 6.7** - Principais aspectos do (Granada)-Biotita xisto. (A e B) Granada-biotita xisto com destaque para os cristais milimétricos de granada que definem lentes isoladas, ou formando faixas na rocha; (C) Faixas de biotita cortando o quartzo milonito; (D) rocha rica em quartzo com alteração potássica pervasiva obliterando a textura da rocha; (E) Granada-biotita xisto com granada euédrica, subcentimétricas; (F) Níveis de biotita alternados com níveis mais ricos em quartzo, com deformação dúctil (2,5x pol. II); (G) Apatita incluída na biotita (20x pol. II); (H) Terminação de bolsão ocelar de quartzo (2,5x pol. II); (I) intercalação de quartzo, biotita e granada deformados (2,5x pol. II); (J) Aspecto da granada que ocorrem em faixas, associada a quartzo, concordantes com a foliação  $S_{n+1}$  (5x pol. II); (K) Granada milimétrica, com fraturas preenchidas por quartzo e clorita (2,5x pol. II).

### 6.3.2. Anfibólio xisto

Anfibólio xisto predomina na zona de *hangingwall* do depósito e apresenta, com base no perfil de sondagem (Figura 6.2), espessuras reais de até 150 m. Caracteriza-se por apresentar coloração verde escura a clara, estrutura foliada, com uma matriz composta por anfibólio (ferro-hornblenda e ferro-actinolita), clorita e biotita. Ferro-hornblenda também ocorre como cristais euédricos a sub-euédricos, com dimensões de 2 a 3 mm.

Com os dados de química mineral semi-quantitativos obtidos por EDS acoplado ao MEV, foram calculadas as fórmulas estruturais do anfibólio. As suas composições, acordo com a proposta de Leake et al. (1991) (Figura 6,8) são características da ferro-actinolita e, menos comumente, da ferro-hornblenda. A distribuição dos dados de química mineral não reflete a distribuição observada no depósito, onde a ferro-hornblenda é o anfibólio mais comum e ocorre como porfiroblastos sin-cinemáticos em relação à  $S_{n+1}$ . Estes porfiroblastos, em geral, ocorrem zonados, deformados, com fraturas e, frequentemente são observados cristais de ferro-hornblenda com bordas substituídas por ferro-actinolita (Figuras 5.9 C, F e I).



**Figura 6.8** – Diagrama de classificação de anfibólios (Leake et al., 1991), mostrando a composição do anfibólio dos anfibólios xistos do depósito de Furnas.

A matriz dessas rochas é composta por clorita, biotita, quartzo, apatita e escapolita (Figura 6.9 G e H). A clorita, em geral, é o mineral predominante, com relíquias de biotita inclusos. Também apresenta diversas inclusões de monazita, semelhante ao observado na biotita dos andaluzita-biotita xistos com estauroлита e (granada)-biotita xisto. O quartzo segue o mesmo padrão observado nos outros litotipos, ocorrendo como subgrãos (~0,1 a 0,2 mm) dispersos na matriz e localmente cristais maiores (> 0,3mm) com extinção ondulante, formando bolsões com formato ocelar (Figura 6.9 A, B e E).

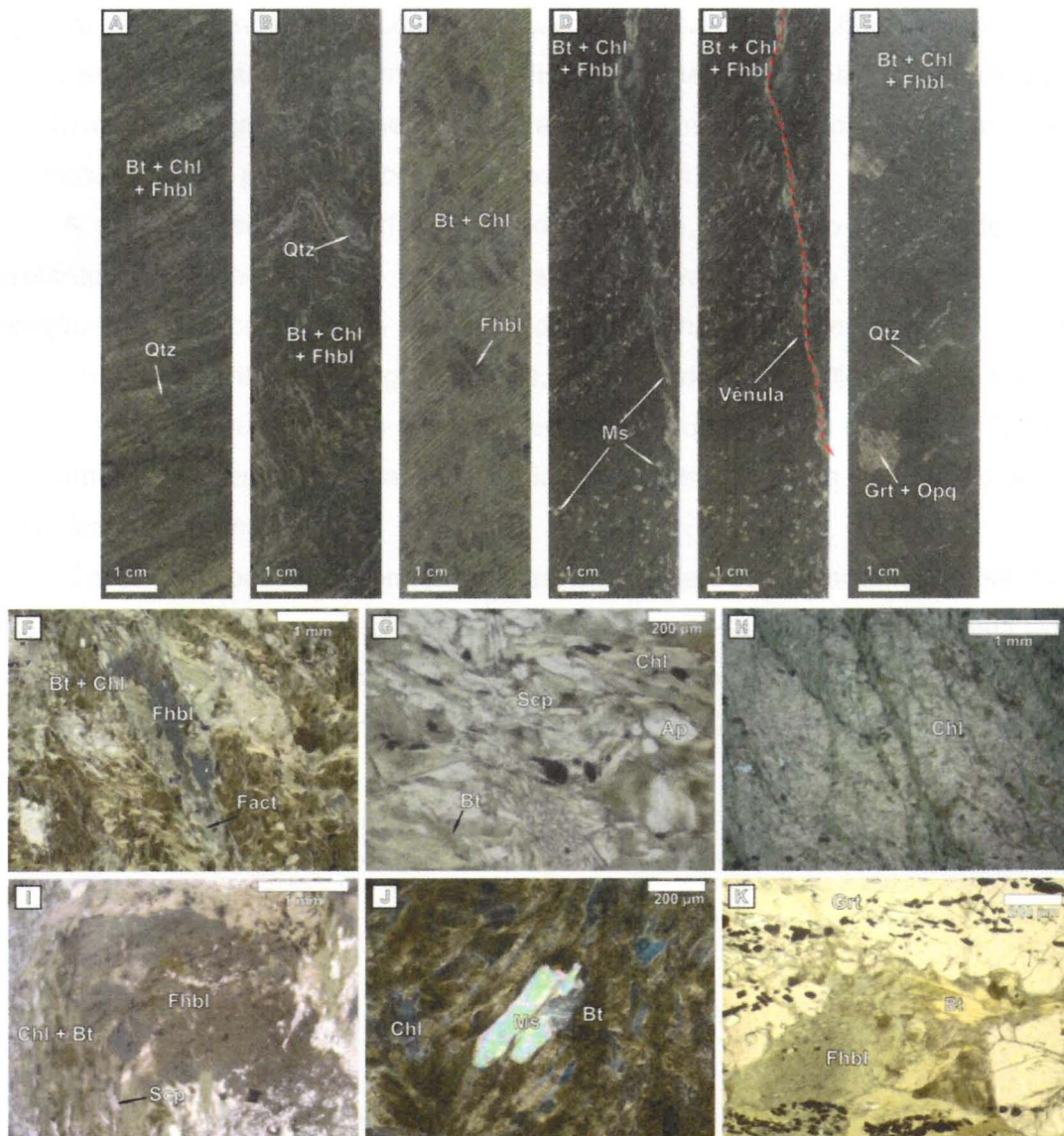
Os minerais opacos presentes na matriz se orientam segundo dois planos diferentes: um é o plano da foliação da rocha ( $S_{n+1}$ ), definido pela clorita e biotita e



crenulado nas porções mais ricas em clorita; outro é paralelo ao plano axial da crenulação ( $S_{n+2}$ ).

Muscovita ocorre associada a uma vênula tardia, substituindo minerais prismáticos não identificados. Carbonato e fluorita também ocorrem preenchendo veios tardios (Figuras 5.9 D e J).

Adicionalmente, em alguns testemunhos de sondagem foram observadas brechas mineralizadas com fragmentos de anfibólio xisto, em uma matriz composta predominantemente por bornita.



**Figura 6.9** – Principais aspectos dos anfibólio xistos (A) coloração verde escura e foliação bem desenvolvida; (B) Anfibólio xisto com deformação dúctil. (C) porfiroblastos de ferro-hornblenda; (D e D') Muscovita associada à vênula tardia; (E) Granada com inclusões de opacos. (F) Ferro-hornblenda com substituição nas bordas por ferro-actinolita (2,5x pol. //); (G) matriz com clorita e biotita, com escapolita e apatita (10x pol. //); (H) Matriz clorítica com desenvolvimento de foliação  $S_{n+2}$  marcada pelos opacos (2,5x pol. //); (I) Ferro-hornblenda sin-cinematica em relação a foliação  $S_{n+1}$  (2,5x pol. //); (J) Muscovita substituindo mineral não identificado (10x pol. //); (K) Borda de granada com ferro-hornblenda e biotita, que a substitui (10x pol. //).

### 6.3.1. Magnetita-(granada-grunerita) xisto

As rochas agrupadas nessa unidade caracterizam-se pela presença significativa de magnetita e são as principais hospedeiras da mineralização de cobre e ouro do depósito Fumas.

Essa associação de litotipos ocorre com espessuras de até 50 m (Figura 6.2) na porção centro oriental do depósito, onde são limitados por brechas desenvolvidas a partir da fragmentação de rochas silicosas e xistos biotíticos, também mineralizados.

A estrutura desses litotipos é frequentemente orientada. Majoritariamente, a magnetita ocorre concordante com a foliação da rocha. Nos trechos com granada a foliação assume caráter anastomosado. Adicionalmente, a magnetita ocorre de outras duas formas: maciça, preenchendo fraturas e cimentando brechas; e em cristais euédricos, formando pequenos porfiroblastos (em torno de 1 mm).

A clorita substitui os porfiroblastos de granada, resultando em pseudomorfos. Entretanto, frequentemente a granada se encontra bastante fraturada. Ocorre alteração fissural com biotita substituindo a granada, posteriormente também substituída por clorita. Em alguns locais, a granada é completamente alterada, restando apenas alguns cristais menores, em meio a uma massa de clorita. Também observamos a presença de opacos associados a essas texturas de reação entre a biotita/clorita e a granada.

Grunerita é bastante comum nessas rochas, e ocorre frequentemente como cristais euédricos, concordantes com a foliação principal da rocha, definida pela clorita e magnetita. Dados de química mineral semi-quantitativos obtidos a partir de análises de EDS foram utilizados para calcular a fórmula estrutural desses anfibólios, que plotam no campo da grunerita (Figura 6.10).

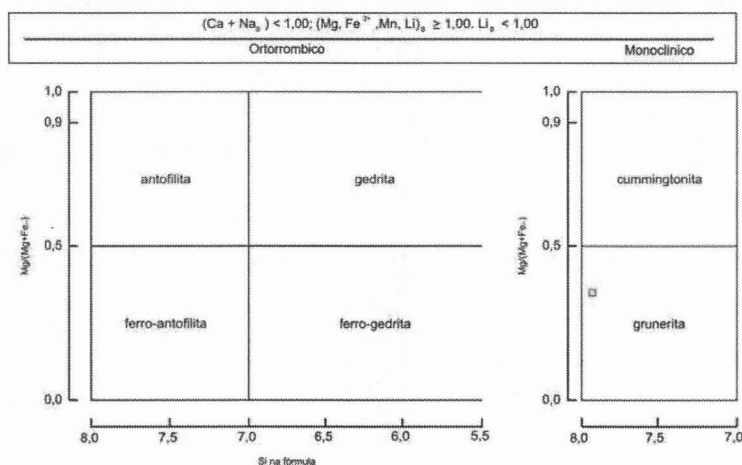
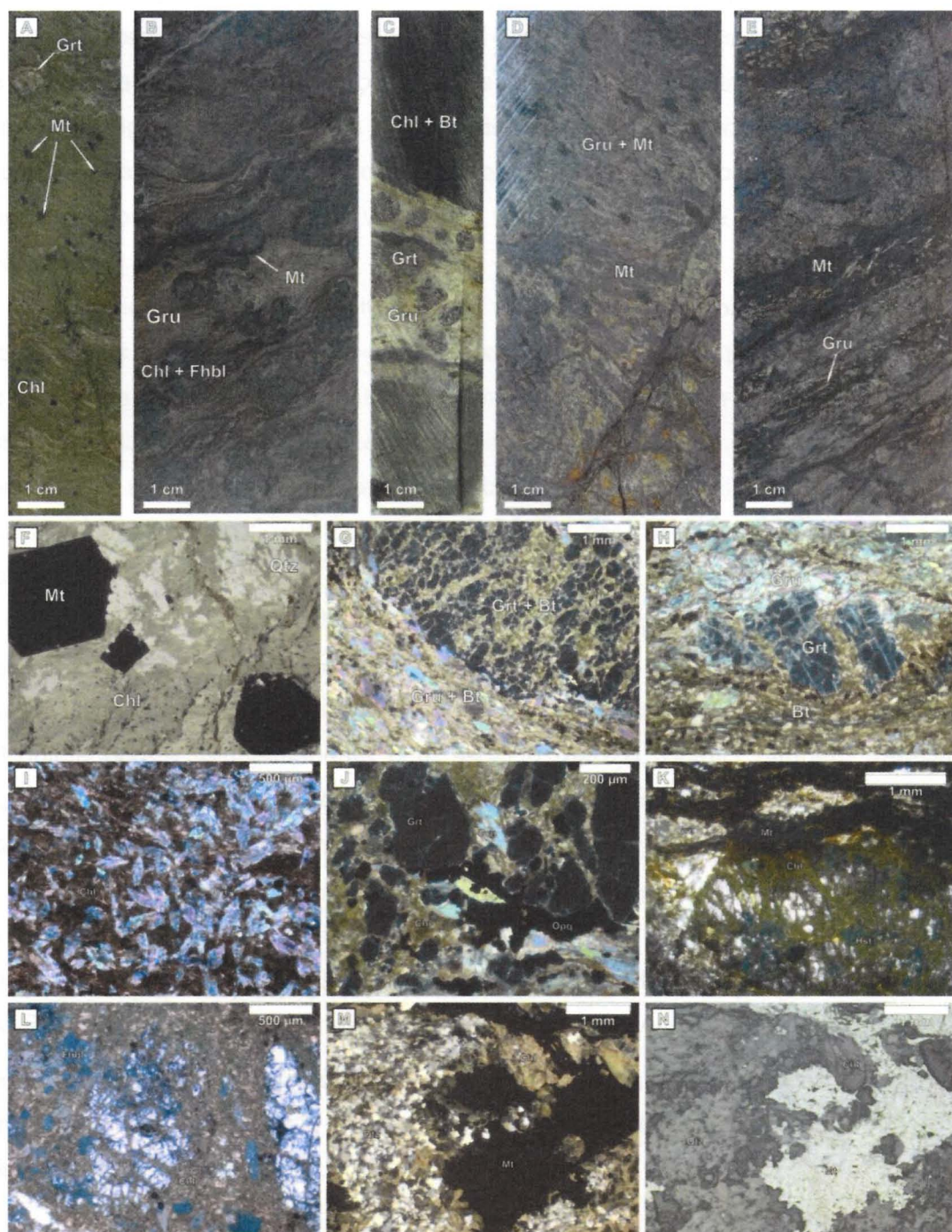


Figura 6.10 - Diagrama de classificação de anfibólios dos magnetita-(granada-grunerita) xisto (Leake *et al.*, 1991)



Nas brechas, a magnetita ocorre associada com clorita, constituindo a matriz dessas rochas. A clorita diferencia-se da observada nas rochas com granada e grunerita, ocorrendo como cristais grossos. Em porções próximas às brechas, a clorita ocorre também preenchendo fraturas e vênulas. A Figura 6.11 apresenta as principais características do litotipo.



**Figura 6.11** - (A) Magnetita-granada-grunerita xisto, com granada já bastante alterada por clorita. Magnetita ocorre como cristais euédricos; (B e C) Magnetita-granada-grunerita xisto, com granada substituída por clorita e grunerita concordante com a foliação; (D) Magnetita-grunerita xisto com magnetita concordante com a foliação da rocha e bolsões de clorita; (E) Faixas de magnetita maciça com grunerita;

(F) Magnetita euédrica (2,5x *pol. //*); (G) Biotita em fraturas em porfiroblasto de granada. Grunerita e biotita compõem a matriz da rocha (2,5x *pol. X*); (H) Granada fraturada, parcialmente substituída e envolvida por biotita (2,5x *pol. X*); (I) Grunerita euédrica associada com clorita (5x *pol. C*); (J) Borda de cristal de granada com alteração de clorita, granada e opacos (10x *pol. X*); (K) Resquícios de granada, substituída por clorita, com magnetita contornando o formato do cristal (2,5x *pol. //*); (L) Granada reliquiar, cortada por clorita e ferro-hornblenda (5x *pol. X*); (M) Magnetita associada com biotita fortemente cloritizada (2,5x *pol. X*); (N) Idem em luz refletida (2,5x *luz refl.*)

#### 6.4. Mineralização

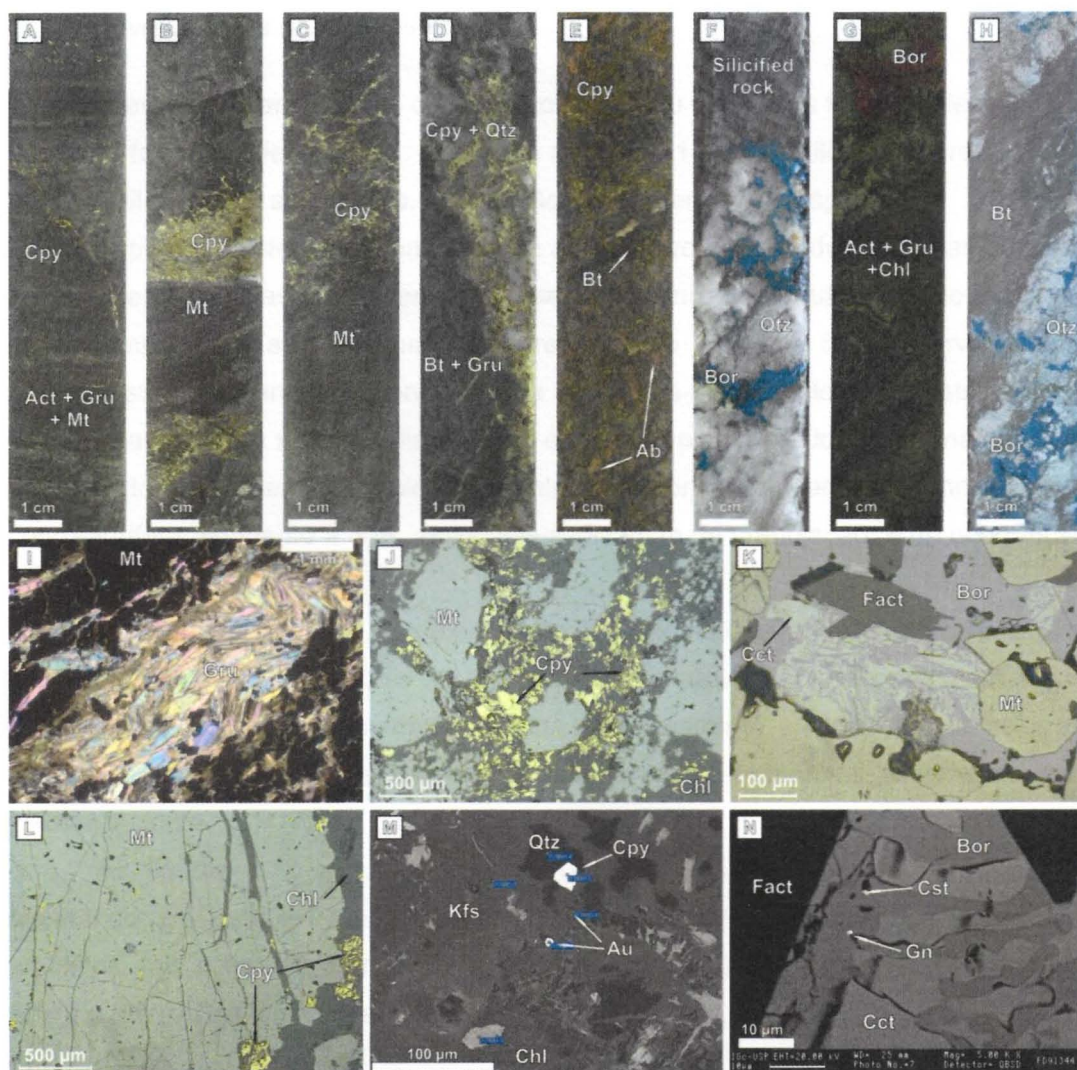
A ocorre em dois estágios distintos, o primeiro é representado pela formação de mineralização de cobre e ouro do Depósito Furnas calcopirita associada às zonas ricas em magnetita ao longo da foliação dos magnetita-granada-grunerita xistos. O segundo estágio foi controlado por estruturas rúpteis, com deposição de calcopirita e bornita, associada a pequenas vênulas e veios de quartzo e de carbonatos, com epidoto.

A mineralização do primeiro estágio é controlada principalmente pela foliação presente nos magnetita-granada-grunerita xistos, ao longo da qual corre a formação de calcopirita associada com biotita (atualmente substituída por clorita). Associada a essa mineralização, foram caracterizadas diversas vênulas que cortam a magnetita e apresentam a mesma associação de calcopirita e clorita, observada na foliação. Monazita-(Ce) foi identificada com auxílio de EDS acoplado ao MEV e ocorre como inclusões na magnetita.

O segundo estágio de mineralização não ocorre associada a um litotipo específico. Apresenta caráter rúptil, e ocorre em vênulas, veios e brechas preenchidos por quartzo associado à calcopirita, bornita e calcocita, subordinadamente. A calcopirita ocorre frequentemente com aspecto maciço. Bornita também apresenta aspecto maciço, cimentando brechas hidrotermais e localmente ocorrem texturas de intercrescimento de bornita com calcocita.

Os dados de química mineral semi-quantitativos permitiram o reconhecimento de diversas fases minerais não-usuais. Além das fases sulfetadas características da mineralização, cassiterita ( $\text{SnO}_2$ ), galena ( $\text{PbS}$ ), ferberita ( $\text{FeWO}_4$ ), wittchenita ( $\text{Cu}_3\text{BiS}_3$ ), telureto de prata – hessita ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ) ou stutzita ( $\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$ ), carbonatos de ETR com flúor e ouro (Au) foram caracterizados nesse estágio. O ouro ocorre como fase livre, associado a veios com quartzo, feldspato potássico, clorita e calcopirita. As principais texturas da mineralização são apresentadas na Figura 6.12.





**Figura 6.12** – (A) Calcopirita associada a magnetita; (B) Calcopirita associada a quartzo em veios e pequenas vênulas cortando o anfibólio xisto; (C) Calcopirita em vênulas, associada a magnetita maciça; (D) Veio de quartzo com calcopirita; (E) Calcopirita preenchendo vênulas; (F) Mineralização rúptil, com bornita e quartzo cimentado brechas hidrotermais. (G) Bornita preenchendo fraturas no anfibólio xisto; (H) Bornita associada a quartzo cortando o (granada)-biotita xisto; (I) Magnetita associada à grunerita (5x *pol. X*); (J) Mineralização associada com estruturas dúcteis, com calcopirita associada com magnetita (5x *lux refl.*); (K) Textura de intercrescimento mimerquítico-simplectítico entre bornita e calcocita (20x *lux refl.*); (L) Magnetita fraturada, com calcopirita nas fraturas (5x *lux refl.*); (M) Imagem de elétrons retroespalhados obtida com uso de MEV mostrando a mineralização controlada por estruturas rúpteis com calcopirita e Au livre (MEV); (N) Imagem de elétrons retroespalhados obtida com uso de MEV mostrando inclusão de galena e cassiterita na bornita, intercrescida com a calcocita (MEV).

## 6.5. Evolução da paragenese mineral

A evolução paragenética do depósito de Cu-Au de Furnas foi estabelecida com base nas foliações identificadas, discutidas no item 5.1 e nos estilos estruturais (rúptil, rúptil-dúctil ou dúctil) associados. A evolução ocorreu em três estágios.

O primeiro estágio foi concomitante ao desenvolvimento de estruturas dúcteis. As relações entre blastese mineral e o desenvolvimento de estruturas dúcteis são as mais complexas. Tais estruturas compreendem a foliação  $S_n$ , preservada nos porfiroblastos de granada observados nos andaluzita-biotita xistos com estauroлита e nos (granada)-biotita xisto. A foliação  $S_{n+1}$ , é a feição planar predominante nas rochas do depósito e representa controle importante para o primeiro evento de mineralização cupro-aurífera, enquanto a  $S_{n+2}$ , associada à clivagem de crenulação, é de ocorrência mais restrita.

O segundo estágio, correspondente ao segundo evento de mineralização cupro-aurífera, é associado a estruturas dúcteis-rúpteis. O terceiro estágio é caracterizado por estruturas rúpteis tardias que controlam a formação de veios e vênulas preenchidos por carbonato, adulária e clorita e brechas cimentadas por epidoto e clorita.

As figuras 6.12 a 6.15 apresentam os quadros de evolução paragenética mostrando os estágios de alteração hidrotermal caracterizados nos diferentes protólitos, tais como: (I) granito Furnas (Figura 6.13); (II) rochas aluminosas (Figura 6.14); e (III) rochas ricas em anfibólio (Figura 6.15).

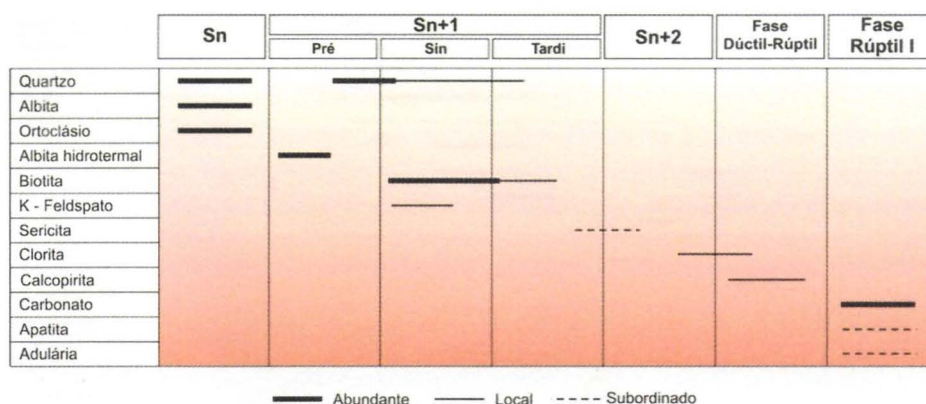
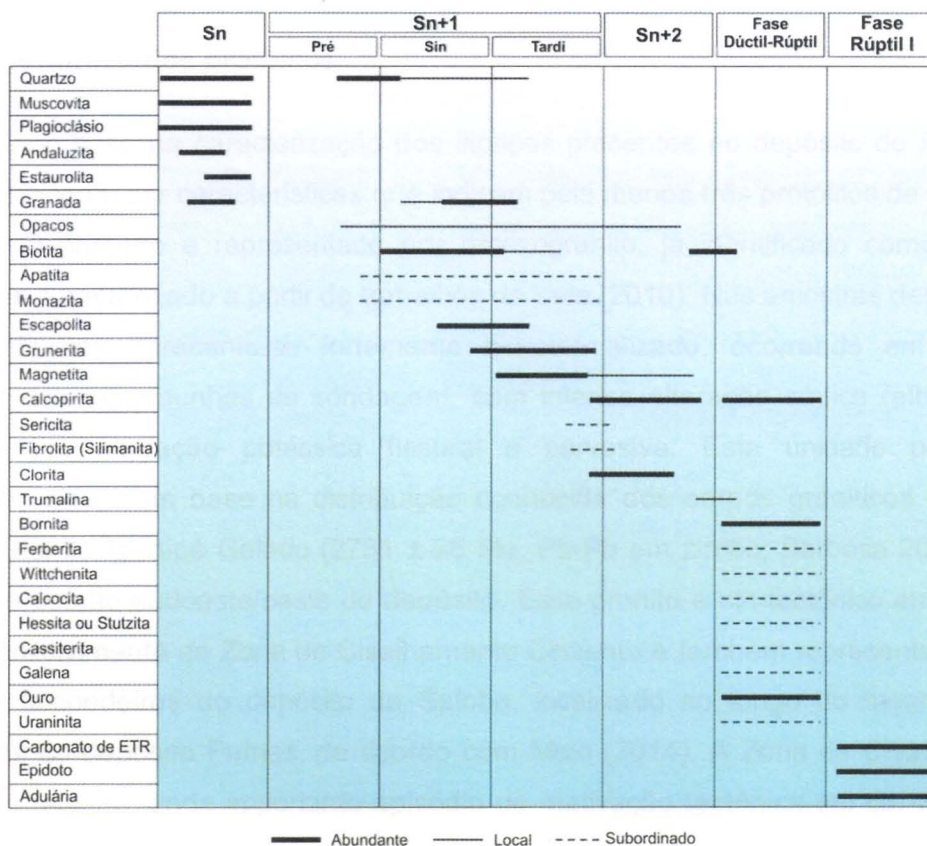
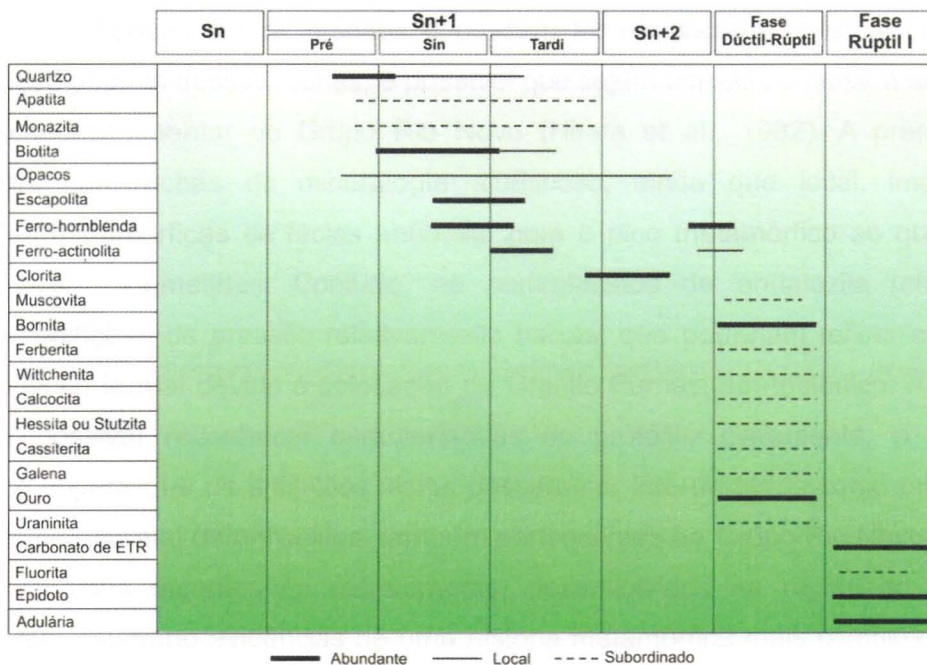


Figura 6.13 - Evolução paragenética associada às alterações hidrotermais observadas no granito Furnas.





**Figura 6.14** - Evolução paragenética das rochas aluminosas, mostrando a relação entre o desenvolvimento de microestruturas e a formação de minerais hidrotermais.



**Figura 6.15** – Evolução paragenética associada as rochas ricas em anfibólio, mostrando a relação entre o desenvolvimento de microestruturas e a formação de minerais hidrotermais.

## 7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 7.1. Natureza dos protólitos

Com base na caracterização dos litotipos presentes no depósito de Furnas é possível reconhecer características que indicam pelo menos três protólitos de natureza distinta. O primeiro é representado por monzogranito, já identificado como granito Furnas, e caracterizado a partir de trabalhos da Vale (2010). Nas amostras descritas, o granito Furnas apresenta-se fortemente hidrotermalizado, ocorrendo em trechos restritos dos testemunhos de sondagem, com intensa alteração sódica (albitização) seguida por alteração potássica fissural a pervasiva. Esta unidade pode ser correlacionada, com base na distribuição conhecida dos corpos graníticos na área, com o Granito Igarapé Gelado ( $2731 \pm 26$  Ma, Pb-Pb em zircão, Barbosa 2004), que aflora na porção sudoeste/oeste do depósito. Esse granito é sin-tectônico em relação ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Cinzento e também representa um dos litotipos hospedeiros do depósito de Salobo, localizado ao longo do mesmo *trend* estrutural do depósito Furnas, de acordo com Melo (2014). A Zona de Cisalhamento Cinzento registra ainda importante episódio de reativação tectônica em ca. 2.57-2.54 Ga.

A natureza dos outros dois protólitos foram inferidos a partir das características dos andaluzita-biotita xistos com estauroлита e dos anfibólio xistos, nas zonais mais distais em relação aos corpos de minério. Embora os processos metassomáticos atuantes no depósito sejam intensos e possam ter modificado significativamente a composição original dessas rochas, é possível que sejam correlacionadas à sequência metavulcanossedimentar do Grupo Rio Novo (Hirata et al., 1982). A presença de estauroлита nas rochas de mineralogia aluminosa, ainda que local, implica em condições metamórficas de fácies anfibólito para o pico metamórfico ao qual essas rochas foram submetidas. Contudo, os porfiroblastos de andaluzita (chiastolita) indicam condições de pressão relativamente baixas, que poderiam refletir efeitos de metamorfismo termal devido à colocação do Granito Furnas, sin-tectônico. Apesar de não ser possível reconhecer características do protólito claramente, o contexto geológico sugere que os anfibólitos xistos possam ser interpretados como produto da alteração hidrotermal de anfibólitos, também pertencentes ao Grupo Rio Novo.

Trabalhos recentes de mapeamento, desenvolvidos na região do depósito Furnas, tem mostrado evidências de uma história metamórfica mais complexa do que a descrita na literatura clássica do Domínio Carajás. Segundo o modelo de evolução geotectônica proposto por Tavares (2015), a área do depósito Furnas teria sido

submetida a metamorfismo de fácies anfibolito inferior durante a colisão entre os domínios Carajás e Bacajá (2,07 a 2,05 Ga). Dessa forma, as rochas hospedeiras do depósito Furnas, atribuídas à sequência metavulcanossedimentar Rio Novo, registram história complexa: (a) cisalhamento e metamorfismo termal em ca. 2,74 Ga, associado à colocação do Granito Furnas, concomitante ao desenvolvimento da  $S_n$ ; (b) cisalhamento em ca. 2,57-2,55 Ga, associado à foliação milonítica  $S_{n+1}$ ; (c) metamorfismo no Riachão ( $S_{n+2}$ ), e (d) efeito termal da colocação do Granito Cigano, no Orosiriano (ca. 1,88 Ga).

## 7.2. Alteração Hidrotermal

A identificação de diferentes foliações sobrepostas constitui um importante marcador temporal para a evolução paragenética das rochas descritas. Nesse sentido, a foliação  $S_n$ , que ocorre restritamente preservada em porfiroblastos de granada, tem seu desenvolvimento relacionado com a história metamórfica dos protólitos.

A presença de algumas estruturas, tais como planos associados a pares S/C (observados a partir da orientação da biotita), porfiroblastos com sombras de pressão e cristais rotacionados, são características recorrentes em milonitos formados em zonas de cisalhamento, conforme descrito por Vernon (2004). O autor ainda destaca a importância da presença de fluidos como um fator responsável pelo contraste reológico observado na deformação. Os fluidos seriam responsáveis ainda por auxiliar nas reações químicas entre os minerais e promover metassomatismo a partir de mecanismos de dissolução-reprecipitação mineral. Estas características ocorrem relacionadas à foliação  $S_{n+1}$ . Esta foliação é a mais penetrativa e condiciona a maior parte da mineralogia associada aos processos de alteração hidrotermal. Considerando as descrições apresentadas no item 5, são reconhecidos oito estágios de alteração hidrotermal.

A alteração inicial corresponde à formação de albita hidrotermal, observada principalmente nas porções alteradas do Granito Furnas. Esse estágio foi seguido por silicificação bastante abrangente, responsável pelo enriquecimento em quartzo observado nas rochas. Esse estágio foi recorrente nas rochas.

As texturas de reação observadas evidenciam o terceiro estágio de alteração, caracterizado pela formação de biotita (alteração potássica), que se inicia como uma alteração fissural, associada a fraturas, vênulas e *stockwork*, e evoluiu para uma alteração mais pervasiva, na qual a biotita substitui grande parte dos minerais preexistentes na rocha. A alteração potássica também incluiu formação de feldspato potássico no granito Furnas, que destaca-se pela coloração fortemente avermelhada



que confere às rochas. O feldspato potássico nessa rocha ocorre em finas vênulas, que corta porções albitizadas da rocha, e evolui para alteração mais pervasiva.

A formação de biotita hidrotermal foi acompanhada e sucedida pela formação de pequenas faixas compostas por pequenos cristais de granada ( $< 1$  a 3 mm) associados a zonas ricas em quartzo. Cristais maiores de granada, formados por coalescência de cristais menores e cristalização acretiva, geralmente ocorrem na proximidade da borda das faixas. A associação dessa geração de granada com porções silicificadas da rocha aponta para sua formação a partir de processos metassomáticos, incluindo lixiviação de álcalis pelos fluidos hidrotermais.

A alteração sódico-cálcica foi responsável pela formação de ferro-hornblenda com cloro e escapolita marialítica associada. Esse estágio foi seguido pela formação de grunerita, que localmente, substituiu completamente as rochas, evidenciando significativo enriquecimento em ferro nessas rochas.

Essa associação mineral foi substituída progressivamente por magnetita, constituindo zonas maciças com magnetita. A sulfetação principal do depósito é associada ao final desse estágio, no qual a calcopirita, e subordinadamente bornita, ocorrem em vênulas orientadas segundo a foliação e em pequenas fraturas, que cortam as zonas ricas em magnetita. O resfriamento do sistema é representado pela cloritização pervasiva observada nas rochas.

No que diz respeito aos fluidos atuantes nos processos de alteração hidrotermal descritos, os estágios de albitização e alteração potássica sinalizam características inicialmente alcalinas e oxidantes, com formação de albita (rosa) e feldspato potássico (vermelho) com finas inclusões de hematita (alta fugacidade de oxigênio). A ferro-hornblenda com cloro, como identificado por EDS, e presença local de escapolita marialítica ( $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$ ), podem indicar alguns parâmetros físico-químicos dos fluidos hidrotermais. A presença de marialita, comumente descrita nos depósitos IOCG de Carajás (Monteiro et al., 2008; Xavier et al., 2010; Moreto, 2013), reflete incorporação de cloro na estrutura cristalina do mineral. Devido ao grande raio iônico do cloro, sua partição para o fluido é favorecida em relação à fase sólida (mineral). No entanto, em condições de hipersalinidade do fluido e tamponamento da atividade de cloro no sistema, o cloro pode ser incorporado aos minerais (Vanko & Bishop 1982). Dessa forma, os fluidos seriam altamente salinos, ou seja, teriam capacidade de transportar metais (Cu, Fe, Au) como complexos cloretados, de modo análogo ao verificado por Mora & Valley (1989) em rochas metassedimentares ricas em escapolita na proximidade do Batólito Idaho (EUA).

Minerais de ETR, típicos dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro, são representados por monazita associada principalmente à apatita e biotita no estágio de alteração potássica.

A formação de quantidades expressivas de magnetita indica forte metassomatismo de ferro e condições ainda relativamente oxidantes para o sistema hidrotermal. A cloritização tardia reflete resfriamento do sistema, que pode ser associada ao colapso do sistema hidrotermal ou, ainda, refletir processos de mistura dos fluidos quentes hipersalinos a fluidos mais frios.

### **7.3. Mineralização Cupro-Aurífera**

O primeiro estágio de mineralização foi associado à fase de deformação dúctil das rochas do depósito Furnas, possivelmente associada à Zona de Cisalhamento do Cinzento. O minério é composto essencialmente de calcopirita e bornita, que ocorre associada com clorita nas rochas ricas em magnetita. A queda de temperatura indicada pela passagem da cristalização de magnetita para clorita pode representar um dos principais fatores para redução da solubilidade de complexos cloretados de cobre no sistema ( $\text{CuCl}_2^-$ ; Liu & McPhail, 2005), favorecendo a deposição dos minerais de minério.

O segundo estágio de mineralização identificado no depósito Furnas ocorre associado a estruturas essencialmente dúcteis-rúpteis, caracterizadas pela formação de veios de calcopirita, quartzo e bornita, localmente com exsoluções de calcocita, cimentando brechas hidrotermais. A mineralogia acessória é constituída por cassiterita ( $\text{SnO}_2$ ), galena ( $\text{PbS}$ ), hessita ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ) ou stutzita ( $\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$ ), carbonatos de ETR com flúor, ferberita ( $\text{FeWO}_4$ ), wittchenita ( $\text{Cu}_3\text{BiS}_3$ ) e ouro ( $\text{Au}$ ), sugerindo a participação de fluidos de origem magmática nesse estágio. A assinatura marcada pela presença de W-Sn-Pb-Bi-Te-Ag-Au é típica dos granitos anorogênicos tipo A2 orosirianos de Carajás.

Essa associação mineralógica indica uma provável relação entre a colocação do Granito Cigano, aflorante a leste do depósito, e o segundo estágio de mineralização reconhecido no depósito. Entretanto, estudos mais detalhados ainda precisam ser feitos para avaliar de forma objetiva a influência da granitogênese anorogênica no depósito Furnas.

## **8. CONCLUSÕES**

A caracterização dos litotipos presentes no depósito de Cu-Au de Furnas permitiu reconhecer a presença de pelo menos rochas hospedeiras distintas, incluindo

o granito Furnas, correlacionado ao Granito Igarapé Gelado ( $2731 \pm 26$  Ma, Pb-Pb em zircão, Barbosa 2004) e rochas possivelmente metapelíticas e anfibolíticas, atribuídas à sequência metavulcanossedimentar do Grupo Rio Novo (Hirata *et al.*, 1982). A presença de estauroлита nas rochas aluminosas sugere condições de fácies anfibolito para o pico metamórfico ao qual essas rochas foram submetidas.

A evolução hidrotermal do depósito ocorreu associada ao desenvolvimento de foliação pervasiva nas rochas e foi caracterizada por oito estágios de alteração hidrotermal:

- I. Albitização
- II. Silicificação
- III. Alteração Potássica
- IV. Granatização
- V. Alteração Sódico-cálcica
- VI. Gruneritização
- VII. Magnetitização
- VIII. Cloritização

Essa evolução sugere condições iniciais alcalinas e oxidantes para o fluido hidrotermal. A presença de ferro-hornblenda com cloro, e presença local de escapolita marialítica ( $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$ ), sugere alta salinidade do fluido, que teria possibilitado o transporte de metais (Cu, Fe, Au) como complexos cloretados.

A formação de quantidades expressivas de magnetita indica forte metassomatismo de ferro e condições ainda relativamente oxidantes para o sistema hidrotermal. A cloritização tardia, por sua vez, reflete resfriamento do sistema, que pode ser associada ao colapso do sistema hidrotermal ou, ainda, refletir processos de mistura dos fluidos quentes hipersalinos a fluidos mais frios.

A mineralização principal foi associada à fase de deformação dúctil das rochas do depósito Furnas, possivelmente associada à Zona de Cisalhamento do Cinzento. O minério é composto essencialmente de calcopirita e bornita, que ocorre associada com clorita nas rochas ricas em magnetita.

O segundo estágio de mineralização identificado no depósito Furnas ocorre associado a estruturas essencialmente dúcteis-rúpteis, caracterizadas pela formação de veios de calcopirita, quartzo e bornita, localmente com exsoluções de calcocita, e brechas hidrotermais. A assinatura do minério cupro-aurífero formado nesse estágio é marcada pela presença de W-Sn-Pb-Bi-Te-Ag-Au, que representa uma associação típica dos granitos anorogênicos do tipo A2 orosirianos da Província Carajás. Isso pode indicar uma provável relação entre a colocação do Granito Cigano, aflorante a

leste do depósito, e o segundo estágio de mineralização reconhecido no depósito Furnas.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Althoff, F. J., Barbey, P., Boullier, A. M. (2000). 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, 104, 187-206.
- Althoff, F. J., Dall'Agnol, R., Barbey, P., Macambira, M., Scheller, T., Leterrier, J., Lafon, J. M. (1998). La croissance du craton sudamazonien (region de Rio Maria, Brésil). *17<sup>a</sup> Réunion des Sciences de la Terre*, Brest: Societe Geologique de France.
- Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N. (1991). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Serra dos Carajás: folha SB.22-ZA*. Escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília: CPRM. 136p.
- Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N., Silva, J. J. X. da, Costa, J. B. S. (1988). A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. *7º Congresso Latino-Americano de Geologia*, v. 1, p. 324-338. Belém, SBG/Núcleo Norte.
- Avelar V. G., Lafon J. M., Correia Jr. F. C., Macambira M. J. B. (1999). O magmatismo arqueano da região de Tucumã. *Província Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. Rev. Bras. Geoc.*, 29:453-460.
- Barbosa, J. P. O. (2004). Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás. Tese (Mestrado) – Não Publicada. Belém: Universidade Federal do Pará - UFPA.
- Cordani, U.G., Tassinari, C. C. G., Teixeira, W., Basei, M. A. S., Kawashita, K. (1979). Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *II Congresso geológico Chileno*, v. 5, 137-148. Arica: *Colegio de Geólogos/Sociedad Geológica de Chile*,
- Cordani, U.G., Tassinari, C. C. G., Kawashita, K. (1984). A serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, 9, 6-11.
- Cunha, B. C. C., Santos, D. B., Prado, P. (1984). Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. *XXXIII Congresso Brasileiro de geologia*, v. 2, 873-885. Rio de Janeiro: SBG.
- Dall'Agnol, R., Rämö, O. T., Magalhães, M. S. de., Macambira, M. J. B. (1999). Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian

- Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, 46, 431-462.
- DOCEGEO. (1987). Lithostratigraphic review of the Carajás District and Southern Pará-Brazil. *Final Meeting of the Working Group 204 (Precambrian Evolution of the Amazon Region) - IGCP*, p. 32- 39. Carajás: IUGS/UNESCO
- DOCEGEO. (1988). Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *35º Congresso Brasileiro de Geologia*, 11-54. Belém: SBG.
- Domingos, F. (2009). The structural setting of the Canaã dos Carajás region and Sossego-Sequeirinho deposits, Carajás, Brazil. Tese (Doutorado) – Não publicado. Durham: Durham University. Acessado em 15 de Maio de 2015 <<http://etheses.dur.ac.uk/144/>>.
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Gomes, A. C. B., Sardinha, A. S., Oliveira, D. C., Santos, R. D., Santos, P. A. (2012). Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites?. *Lithos*, 151: 57-73.
- Foucault, A., Raoult, J., Cecca, F., Platevoet, B. (2014). Dictionnaire de Géologie (8ª ed.). Paris: Donod.
- Gibbs, A. K., Wirth, K. R., Hirata, W. K., Olszewski Jr., W. J. (1986). Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, (16), 201–211
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D., Hitzman, M. W. (2010). Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Economic Geology*. 105, 641-654p.
- Hirata, W. K., Rigon, J. C., Kadokaru, K., Cordeiro, A. A. C., Meireles, E. A. (1982). Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, v.1, 100-110. Belém: SBG/Núcleo Norte.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N., Einaudi, M. T. (1992). Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*. 58, 241-287p.
- Hitzman, M. W. (2000). Iron Oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why. In: Porter, T. M. (Eds.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective* (v.1, 9-25). Adelaide: PGC Publishing.
- Lafon, J. M., Macambira, M. J. B., Pidgeon, R. T. (2000). Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoarchean magmatism in the southwestern part of the Carajás Province



- (eastern Amazonian Craton, Brazil). *31<sup>o</sup> International Geological Congress*, Abstracts, Rio de Janeiro.
- Lancaster, O. J., Fanton, J., Almeida, A. J., Leveille, R. A., Vieira, S. (2000). Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. *31<sup>o</sup> International Geological Congress*, Abstracts, Rio de Janeiro
- Leake, B. B., Garda, G. M., Atencio, D. (1991). Nomenclatura de anfibólios. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(3), 285 -297.
- Ledru P., Johan V., Milési J. P., Tegye M. (1994). Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: Evidence for a 2Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, 69, 169-191p.
- Leite, A. A. S., Dall'Agnol, R., Macambira, M. J. B., Althoff, F. J. (2004). Geologia e Geocronologia dos granitóides Arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. , 34, 447-458.
- Liu, W., McPhail, D. C. (2005). Thermodynamic properties of copper chloride complexes and copper transport in magmatic-hydrothermal solutions. *Chemical Geologic*. 221, 21-39.
- Macambira, E. M. B., Vale, A. G. (1997), *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB) - São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B. escala 1:250.000. Texto Explicativo*. Brasília: CPRM. 344 p.
- Macambira, J. B., Kotschoubey, B., Santos, M. D., Ramos, J. F. F., Moura, C. A. V. (1986). Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínório de Gradaús – sul do Pará. XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, v. 5, 1956-1968. Goiania: SBG.
- Macambira, M. J. B. (1992). Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Bresil. Tese (Doutorado). Montpellier: Sciences et Techniques du Langdoc, Université Montpellier II.
- Macambira, J. B. (2003), O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Tese (Doutorado), Campinas: Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP.
- Machado N., Lindenmayer D. H., Krough, T. E., Lindenmayer Z. G. (1991). U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49, 329-354p.
- Marinho, P. A. C., Souza, A. N. de, Guimares, L. R., Araujo, O. J. B. de, (1977). Projeto Carvão no Rio Fresco: Relatório Final, v. 1, 126p, Belém: CPRM.

- Meirelles, M. R. (1986). Geoquímica e petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás. Tese (Mestrado – Não publicada). Brasília: Instituto de Geociências - UnB.
- Melo G. H. C. (2014). Evolução Temporal do Depósito De Óxido De Ferro-Cobre-Ouro de Salobo, Província Carajás. Tese (mestrado). Campinas: Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP.
- Monteiro L. V. S., Xavier R. P., Hitzman M. W., Juliani C., Souza Filho C. R., Carvalho E. R. (2008). Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 34, 317-336.
- Monteiro, P. M., Rolando, A. P., Macambira, M. J. B. (2004). Proveniência de zircão de quartzitos da Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco, serra do Inajá, sul da Província Mineral do Carajás. XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, CD-ROM, Araxá: SBG.
- Mora C. I., Valley J. W. (1989). Halogen-rich scapolite and biotite: implications for metamorphic fluid-rock interactions. *American Mineralogist*, 74, 721-737.
- Moreto, C. P. N. (2013). Geocronologia U-Pb e Re-Os aplicada à evolução metalogénica do Cinturão Sul do cobre da Província Mineral de Carajás. Tese (Doutorado), Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP
- NCL Brasil, (2005). Revision de La Estimación de Recursos del Proyecto Cristalino. *Vale S.A Internal Report*, 103p.
- Nogueira, A. C. R., Truckenbrod, W., Costa, J. B. S., Pinheiro, R. V. L. (1994), Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. *4º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Boletim de Resumos, 363–364. Belém: SBG/Núcleo Norte
- Pidgeon R. T., Macambira M. J. B., Lafon J. M. (2000). Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology* 166, 159–171p.
- Pinheiro R. V. L., Holdsworth R. E. (1997). Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 154, 99-103p
- Pinheiro R. V. L., Holdsworth R. E. (2000). Evolução tectono-estratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 597-606p.

- Ramos, J. F. da F., Moura, C. A. V., Melo, C. F. de, Pereira, J. L., Serique, J. S. B., Rodrigues R, M. (1984). Uma discussão sobre sequências sedimentares tidas como formação Rio Fresco, sudeste do Pará. *XXXIII Congresso Brasileiro de geologia*, v. 2, 862-872. Rio de Janeiro: SBG.
- Réquia K., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M. (2003). Re–Os and Pb–Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. *Mineralium Deposita*, 38, 727-738p.
- Ricci P. S. F., Carvalho M. A. (2006). Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. 9º *Simpósio de Geologia da Amazônia*, CD-ROM. Belém: SBG/Núcleo Norte
- Rigon, J. C., Munaro, P., Santos, L. A., Nascimento, J. A. S., Barreira, C. F. (2000). Alvo 118 copper–gold deposit: geology and mineralization, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *31º International Geological Congress, Abstracts*, Rio de Janeiro.
- Rodrigues, E. M. S.; Lafon, J. M.; Scheller, T. (1992). Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 2, 183-184. São Paulo: SBG,
- Rolando, A. P.; Macambira, M. J. B. (2003). Archean crust formation in the Inajá range area, SSE of Amazonian craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. *IV South American Symposium on Isotope Geology. Short papers*, p. 268-270, Salvador: CBPM.
- Santos, A.; Pena Filho, J. I. C. (2000). *Mapa Geológico da folha Xinguara - SB.22-Z-C*. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.
- Santos J. O. S., Hartmann L. A., Faria, M. S. G. de, Riker S. R. L., Souza M. M. de, Almeida M. E., McNaughton N. J. (2006). A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. 9º *Simpósio de Geologia da Amazônia*, CD-ROM. Belém: SBG/Núcleo Norte
- Santos, M. H. Leão. (2014) Interpretação e modelagem (inversão) 3D de dados magnéticos e estudos comparativos de seus resultados com modelagem 3D de medidas de susceptibilidade magnética (testemunhos): Um estudo de caso em prospecção geofísica aplicada a depósitos de óxido de Ferro-Cobre e Ouro (Iron Oxide-Copper-Gold IOCG) na Província Mineral de Carajás, Brasil. Tese (Doutorado), Brasília: Instituto de Geociências – UNB
- Souza S. R. B., Macambira M. J. B., Scheller T. (1996). Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra de Carajás): Implicações estratigráficas. *5º Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumos Expandidos*, 380-383. Belém: SBG/Núcleo Norte

- Souza, Z. S., Portrel, A., Lafon, J. M., Althoff, F. j., Pimentel, M. M., Dall'Agnol, R., Oliveira, C. G. de.(2001). Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 109, 293–315
- Tavares, F. M. (2015). Evolução Geotectônica do nordeste da Província Carajás. Tese (mestrado). Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro – UERJ/IGEO.
- Tallarico F. H. B., Figueiredo B. R., Groves D. I., Kositcin N., McNaughton N. J., Fletcher I. R., Rego J. L. (2005). Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper–gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxideCu–Au–(U–REE) mineralization. *Economic Geology*.100, 7–28p.
- Tassinari C. C. G., Bettencourt J. S., Geraldés M. C., Macambira M. J. B., Lafon J. M. (2000). The Amazonian Craton. In: Cordani et al. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, (1ª ed, 41-95), Rio de Janeiro: 31º *International Geological Congress*.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. and Brito Neves, B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (v.1, 471-485). São Paulo: Beca.
- Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Cordani, U.G., Kawasita, K. (1989). A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, 213-227.
- Teixeira J. B. G. (1994). Geochemistry, petrology, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron Deposit, Serra de Carajás, Pará, Brazil. Tese (Doutorado). Pennsylvania: The Pennsylvania State University.
- Teixeira, W., Geraldés, M. C., Matos, R., Ruiz, A. S., Saes, G., Vargas-Matos, G. (2010). A review of the tectonic evolution of the Sunsás Bels, SW Amazonian Cráton. *Journal of South American Earth Science*,. 29, 47-60.
- VALE. (2010). Relatório Final de Pesquisa DNPM 856.384/1996 – DNPM, Volume I
- VALE. (2012). Vale obtém licença de operação para Salobo. Acesso em 20 de março de 2015, <http://saladeimprensa.vale.com/en/release/interna.asp?id=22000>.
- Vanko D. A., Bishop F. C. (1982). Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt Lopolith, N.W. Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*,. 81, 277-289.

- Vasquez, M. L. & Rosa-Costa, L. T. (Org.). (2008). Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Pará: Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil. Belém: CPRM/CIAMA-PA.
- Vasquez, M. L., Sousa, C. S., Carvalho, J. M. A. (orgs.). (2008). Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: PGB/CPRM.
- Vernon, R. H. (2004), A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge: Cambridge University Press,
- Wirth, K. R., Gibbs, A. K., Olszewski, W. J. Jr. (1986). U Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 16, 195-200p.
- Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Souza Filho, C. R., Torresi, I., Carvalho E. R., Dreher, A. M., Wiedenbeck, M., Trumbull, R. B., Pestilho, A. L. S., Moreto, C. P. N. (2010). The iron oxide copper– gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: an updated and critical review. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective* (v.3, 285-306). Adelaide: PGC Publishing.



DOAÇÃO \_\_\_\_\_  
IGa/USP  
Data: 07 / 11 / 2016