

Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO DO CUCATUCUMÃ-PA, COM
BASE NOS FLUIDOS HIDROTERMAIS E ISÓTOPOS DE CHUMBO**

TESE APRESENTADA POR

FIRMINO COUTINHO CORREIA JUNIOR

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

Data de Aprovação: 04.08.2000

Comitê de Tese:


.....
MÁRCIO DIAS SANTOS (Orientador)


.....
JEAN-MICHEL LAFON


.....
BERNARDINO RIBEIRO DE FIGUEIREDO

Aos meus pais Firmino e Mari pela minha vida.

**As minhas irmãs Darci e Alessandra pela união
e batalha por dias melhores.**

**A Márcia que teve a compreensão, a paciência
e o carinho dispensados em todos os
momentos.**

**Aos meus amigos Geo e Jonatas pelos irmãos
que eu nunca tive.**

AGRADECIMENTOS

Muitos foram os que participaram da execução dessa tese, e o meu agradecimento é dado a todos, mas em especial:

- Ao Prof. Dr. Márcio Dias Santos, pelas suas importantes sugestões, valiosas discussões e críticas construtivas, bem como pelo tempo dedicado na orientação dessa tese.
- Ao Prof. Dr. Jean-Micheal Lafon, pela sua importante participação nas discussões e sugestões, bem como pela sua participação na banca examinadora.
- Ao Prof. Dr. Bernardino Figueiredo pelas suas sugestões e participação da banca examinadora.
- Ao Prof. Dr. Raimundo Netuno N. Villas por valiosas discussões relativas ao tema inclusões fluidas.
- Ao Prof. Dr. Ronaldo Lemos por valiosas discussões a respeito do tema petrografia de rochas vulcânicas.
- Ao Prof. Dr. Basile Kostchoubey pela sua boa intenção de resolver os problemas do Curso de Pós-Graduação.
- Ao Prof. Dr. Roberto Dall'agnol e à equipe da Petrologia de Granitóides pelos equipamentos emprestados.
- Aos Profs. Dr. Moacir Macambira e Dr. Evaldo Silva pelas suas atenções quando solicitados
- À UFPA, ao Centro de Geociências (CG), e ao Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica pela utilização das suas instalações, laboratórios, carros e apoio científico.
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento e Pesquisa (CNPq), pela concessão da bolsa de estudos no período.
- À equipe do Pará-Iso/CG/UFPA pelas informações e auxílio nas análises isotópicas.
- Aos funcionários da of. de laminação de amostras e Lab. de difração de raios-x pelas suas contribuições.
- À biblioteca da CPRM pelo empréstimo de mapas e imagens de radar.
- Ao Geólogo Edésio Macambira pelo seu interesse e colaboração com o conhecimento sobre a geologia.
- Ao Geólogo Darci Lindenmayer e à equipe da Mineração BRASILCA em Tucumã, pela sua valiosa doação de amostras, mapas e infra-estrutura oferecida.
- À todos os funcionários da biblioteca e do Curso de Pós-graduação do CG pela cordialidade e apoio material.
- À minha família pelo amor e dedicação oferecidos em todos momentos da minha vida.
- À Geóloga Márcia Ribeiro (magrela) pela sua presença constante em todos os momentos difíceis, e pelo seu auxílio e amor dedicados.
- Aos amigos e irmãos Geo e Jonatas pelas nossas conquistas e alegrias.
- À todos os companheiros e companheiras de sala, em especial a Humberto, Felipe e Kalaf pelas valiosas discussões científicas e trocas de experiência de vida.
- Aos amigos Geólogos Valter Avelar, Marco Toro e Túlio Costi, Marco Figueiredo, Albano Leite, Régis Munhos e Cláudio Lamarão pelas suas gentilezas e amizades dispensadas.
- À todos os amigos da pós-graduação pelas discussões acadêmicas e horas de descontração em vários momentos.
- Aos alunos de graduação Fábio Garcia e Fhabio Gleison pelas suas importantes participações na obtenção de dados e por momentos de descontração.
- A todos aqueles que eventualmente eu possa ter esquecido, sintam-se agradecidos pela participação nessa tese.
- E finalmente a Deus por nos proporcionar tantas amizades nesta vida.

*“ A arte é feita sob medida para os cegos,
que podem se emocionar sem nunca tê-la visto”*

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1-INTRODUÇÃO	5
1.1- GENERALIDADES E LOCALIZAÇÃO	5
1.2- FUNDAMENTOS E OBJETIVOS.....	6
1.3- METODOLOGIA.....	8
1.3.1- Trabalhos de campo.....	8
1.3.2- Petrografia.....	9
1.3.3- Microtermometria.....	9
1.3.4- Análise dos Isótopos radiogênicos.....	10
2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
2.1- TERRENOS GRANITO- <i>GREENSTONES</i> (TGG) DO SUL DO PARÁ.....	12
2.2- CINTURÃO DE CISALHAMENTO ITACAIÚNAS.....	16
2.3- SEDIMENTOS DE COBERTURA.....	19
2.4- GRANITOS PROTEROZÓICOS.....	21
3-GEOLOGIA DA REGIÃO DE TUCUMÃ	21
3.1- GRUPO TUCUMÃ.....	23
3.2- GRANODIORITO RIO MARIA.....	24
3.3- CINTURÃO DE CISALHAMENTO ITACAIÚNAS.....	25
3.4- MAGMATISMO PROTEROZÓICO.....	25
3.5- GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	26
3.6- DADOS GEOCRONOLÓGICOS EXISTENTES.....	26
3.7- POTENCIAL METALOGENÉTICO DA REGIÃO DE TUCUMÃ	27

4- DEPÓSITO AURÍFERO DO CUCA	29
4.1- ROCHAS HOSPEDEIRAS	30
4.1.1- Andesitos e quartzo andesitos porfiríticos e diabásios.....	33
4.1.2- Tufos quartzo andesíticos.....	35
4.1.3- Derrames andesíticos, quartzo andesítico e dacíticos.....	36
4.2- CONTROLE DA MINERALIZAÇÃO E MODO DE OCORRÊNCIA	38
4.2.1- Minério filoneano.....	45
4.2.2- Cavidades preenchidas.....	45
4.2.3- Minério disseminado.....	46
4.3- ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	49
4.3.1- Propilitização.....	49
4.3.2- Carbonatação.....	54
4.3.3- Silicificação.....	55
4.3.4- Alteração filica.....	56
4.4- MINERALIZAÇÃO	59
4.5- SISTEMAS DE FLUIDOS.....	66
4.5.1- Amostragem e procedimentos analíticos	66
4.5.2- Modo de ocorrência e tipo das inclusões fluidas.....	67
4.5.3- Microtermometria.....	72
4.5.3.1- Inclusões aquosas não saturadas (Tipo 1)	73
4.5.3.2- Inclusões aquosas saturadas (Tipo 2)	74
4.5.3.3- Inclusões aquo-carbônicas com CO ₂ puro (Tipo 3) e com CH ₄ (Tipo 4).....	76
4.6- ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS.....	81
4.6.1-Princípios da Metodologia Pb-Pb em Sulfetos.....	81
4.6.2-Amostragem e procedimentos analíticos.....	84
4.6.2.1- Sulfetos analisados e rochas hospedeiras correspondentes.....	85
4.6.2.2- Preparação das amostras.....	87
4.6.2.3- Abertura química, solubilização da amostra e separação do Pb.....	88
4.6.2.4- Preparação para a análise no espectrômetro de massa.....	89
4.6.3- Resultados analíticos.....	90
5-DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	95
5.1- ASPECTOS DO METAMORFISMO.....	95

5.2- DISCUSSÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	97
5.2.1- Alteração filica.....	97
5.2.2- Cloritização.....	100
5.2.3- Carbonatação.....	101
5.2.4- Silicificação.....	102
5.2.5- Albitização.....	102
5.2.6- Epidotização.....	103
5.2.7- Magnetização.....	104
5.2.8- Evolução hidrotermal.....	105
5.3- GÊNESE DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS.....	106
5.4- NATUREZA DA MINERALIZAÇÃO.....	114
5.4-1- Condições de cristalização e relações temporais dos minerais metálicos.....	114
5.4-2- Mecanismos de transporte e deposição do ouro.....	118
5.5- INTERPRETAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE Pb.....	122
6- MODELO GENÉTICO E CONCLUSÕES.....	133
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	138

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1.3-1-	Curvas de calibração do Aparelho <i>Chaixmeca</i>	11
Figura 2-1-	Mapa de localização e geológico da Província Carajás.....	13
Figura 3-1-	Mapa geológico da área estudada.....	22
Figura 4.1-1-	Fotomicrografia mostrando uma rocha milonítica de composição ácida com matriz orientada pela deformação (nicóis cruzados - NX).....	30
Figura 4.1-2-	Fotomicrografia mostrando uma rocha milonítica de matriz cloritizada com quartzo em tiras (NX).....	31
Figura 4.1-3-	Fotomicrografia mostrando uma rocha milonítica formada por bandas predominantemente constituídas de clorita + sericita intercaladas de bandas de quartzo ± plagioclásio.....	31
Figura 4.1-4-	Análise modal das rochas hospedeiras da mineralização do Cuca.....	32
Figura 4.1-5-	Fotomicrografias em NX mostrando a textura porfirítica de um andesito e um quartzo andesito.....	33
Figura 4.1-6-	Fotomicrografias mostrando aspectos texturais de quartzo dioritos.....	34
Figura 4.1-7-	Fotomicrografia mostrando a textura ofítica preservada de um diabásio...	34
Figura 4.1-8-	Fotomicrografias mostrando um tufo quartzo andesítico.....	35
Figura 4.1-9-	Fotomicrografias mostrando texturas levemente glomeroporfirítica, e deformada de derrame andesítico.....	36
Figura 4.2-1-	Mapa fotoestrutural da região de Tucumã.....	39
Figura 4.2-2-	Mapa geológico modificado do alvo do Cuca.....	40
Figura 4.2-3-	Fotografia mostrando veios de quartzo e geodos.....	41
Figura 4.2-4-	Fotografias mostrando rochas intensamente milonitizadas pelo cisalhamento.....	42

Figura 4.2-5-	Fotografia de testemunhos de sondagem mostrando pequenos conjuntos de falhamentos tardios.....	42
Figura 4.2-6-	Bloco diagrama esquemático mostrando a possível disposição dos corpos de minério.....	43
Figura 4.2-7-	Modelo geométrico de dobras e mineralização idealizado por Cox <i>et al.</i> (1991).....	44
Figura 4.2-8-	Padrão “centopéia” idealizado por Hodgson (1989).....	44
Figura 4.3-1-	Fotomicrografias mostrando as formas de alteração clorítica.....	50
Figura 4.3-2-	Fotomicrografias mostrando os hábitos cristalográficos das cloritas hidrotermais.....	51
Figura 4.3-3-	Fotomicrografias mostrando algumas formas de epidotização.....	52
Figura 4.3-4-	Fotomicrografia em N// mostrando a saussuritização.....	53
Figura 4.3-5-	Fotomicrografias mostrando a albitização.....	53
Figura 4.3-6-	Fotomicrografia de uma rocha porfiroclástica reliquiar mostrando cristais fantasmas (<i>phantom crystal</i>) de feldspatos.....	54
Figura 4.3-7-	Fotomicrografias mostrando algumas formas de cristalização de calcita hidrotermal.....	55
Figura 4.3-8-	Fotomicrografias mostrando algumas formas precipitação do quartzo hidrotermal.....	57
Figura 4.3-9-	Fotomicrografias mostrando algumas formas cristalização da alteração fílica.....	58
Figura 4.4-1-	Fotomicrografias mostrando aspectos morfológicos e texturais da pirita..	60
Figura 4.4-2-	Fotomicrografia mostrando aspectos morfológicos e texturais de mineral não identificado.....	61
Figura 4.4-3-	Fotomicrografia mostrando aspectos morfológicos e texturais da calcopirita.	62
Figura 4.4-4-	Fotomicrografia mostrando aspectos morfológicos e texturais da esfalerita.....	63

Figura 4.4-5-	Fotomicrografia mostrando aspectos morfológicos e texturais da magnetita.....	64
Figura 4.4-6-	Fotomicrografia mostrando um remanescente cristal estirado de hematita.....	65
Figura 4.5-1-	Fotomicrografias de inclusões fluidas em trilhas pseudosecundárias e secundárias.....	67
Figura 4.5-2-	Fotomicrografias de inclusões fluidas mostrando os tipos de inclusões caracterizadas nos veios de quartzo do depósito do Cuca.....	71
Figura 4.5-3-	Histograma de frequência mostrando as temperaturas ambientes medidas durante as análises tanto de resfriamento como de aquecimento.....	73
Figura 4.5-4-	Histograma de frequência das temperaturas da primeira fusão para as inclusões do tipo 1 (TEaq) e do tipo 2 (TEaqsat).....	74
Figura 4.5-5-	Histograma de frequência das temperaturas finais de fusão do gelo para as inclusões do tipo 1 (Tfgaq) e do tipo 2 (Tfgaqsat).....	75
Figura 4.5-6-	Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total para as inclusões do tipo 1 (THTaq) (A) e do tipo 2 (THTaqsat) (B).....	75
Figura 4.5-7-	Histograma de frequência das temperaturas da fusão da hidroalita (Tfh) para as inclusões do tipo 1 e 2.....	76
Figura 4.5-8-	Histograma de frequência das temperaturas de fusão do sólido de CO ₂ (TfCO ₂) para as inclusões do tipo 3 e 4.....	77
Figura 4.5-9-	Histograma de frequência das temperaturas do eutético (TEaqc) para as inclusões do tipo 3 e 4.....	77
Figura 4.5-10-	Histograma de frequência das temperaturas de fusão do clatrato (Tfcla) para as inclusões do tipo 3 e 4.....	78
Figura 4.5-11-	Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização parcial da fase carbônica (THCO ₂) para as inclusões do tipo 3 e 4.....	79
Figura 4.5-12-	Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total (THT) das inclusões do tipo 3 e 4.....	80

Figura 4.6-1-	Fluxograma mostrando a etapa de abertura química do Pb para os sulfetos estudados.....	88
Figura 4.6-2-	Fluxograma mostrando a etapa de separação química do Pb da amostra em solução.....	89
Figura 4.6-3-	Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus (vs.) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando os pontos analíticos para os sulfetos do Cuca.....	92
Figura 4.6-4-	Diagramas das razões Pb-Pb com base em Zartman & Doe (1981). Para as amostras do G1.....	94
Figura 5.1-1-	Fotomicrografias mostrando prováveis feições petrográficas que podem estar relacionadas com o metamorfismo regional.....	96
Figura 5.1-2-	Fotomicrografia em N// mostrando cristaltos de actinolita.....	96
Figura 5.2-1-	Fotomicrografia mostrando a junção ou agregado de cristaltos de sericita.....	98
Figura 5.2-2-	Fotomicrografia mostrando a substituição de clorita hidrotermal por muscovitas hidrotermais (NX).....	99
Figura 5.2-3-	Esquema de franjas de pressão com fibras curvadas simples e compostas.....	99
Figura 5.2-4-	Fotomicrografia mostrando parte da sequência de cristalização dos produtos da alteração hidrotermal gerados em sombra de pressão de arsenopirita.....	100
Figura 5.2-5-	Fotomicrografia mostrando veios tardios não mineralizados.....	102
Figura 5.2-6-	Fotomicrografia mostrando a zoizita hidrotermal.....	104
Figura 5.2-7-	Sequência paragenética esquemática dos produtos minerais da alteração hidrotermal do depósito do Cuca.....	105
Figura 5.3-1-	Diagrama THT vs. grau de preenchimento (F) das inclusões aquo-carbônicas do tipo 3 e 4.....	107
Figura 5.3-2-	Diagrama THCO_2 vs. THT para as inclusões do tipo 3 e 4.....	108
Figura 5.3-3-	Diagramas mostrando THT vs. : (A) %NaCl e (B) Densidade global, para os fluidos das inclusões do depósito do Cuca.....	108

Figura 5.3-4-	Diagrama mostrando P vs. T relativo às condições de aprisionamento das inclusões fluidas aquo-carbônicas.....	110
Figura 5.3-5-	Diagrama P vs. T dos campos de fácies metamórficas indicando as condições com o fácies xisto-verde para as rochas do Cuca.....	111
Figura 5.4-1-	Fotomicrografia mostrando as relações de borda entre a pirita euédrica e as inclusões de pirrotita.....	114
Figura 5.4-2-	Fotomicrografia mostrando a magnetita formando-se às expensas da pirrotita e pirrotita em equilíbrio com calcopirita.....	115
Figura 5.4-3-	Fotomicrografia mostrando um porfiroblasto de pirita rotacionado.....	116
Figura 5.4-4-	Fotomicrografias mostrando a calcopirita tardia substituindo pirita.....	117
Figura 5.4-5-	Fotomicrografia apresentando bordas irregulares de substituição entre a pirita e a magnetita.....	118
Figura 5.4-6-	Seqüência paragenética esquemática da mineralização do Cuca.....	118
Figura 5.5-1-	Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os grupos de amostras G1 e G4 com a curva de crescimento do Pb, segundo Cumining & Richards (1975), Stacey & Kramers (1975)	125
Figura 5.5-2-	Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os grupos de amostras G1 e G4 com a curva de crescimento do Pb segundo o modelo simples.....	126
Figura 5.5-3-	Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os grupos de amostras G2, G3 e G4 com a curva de crescimento do Pb, para o segundo estágio de Stacey & Kramers (1975).....	127
Figura 5.5-4-	Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com a composição isotópica de Pb de galenas dos principais depósitos auríferos tipo <i>lode</i> do Canadá.....	130
Figura 6-1-	Modelo geotectônico esquemático de evolução do depósito do Cuca.....	134
Figura 6-2-	Modelo genético esquemático para a evolução do sistema de fluidos do depósito do Cuca.....	136
Figura 6-3-	Perfil esquemático mostrando características e condições geológicas do modelo de crosta contínua para os depósitos do tipo <i>lode</i> orogênico.....	137

TABELAS

Tabela 1.3-1-	Localização dos furos de sondagem utilizados para estudo.....	08
Tabela 4.5-1-	Tabela mostrando o resumo dos dados microtermométricos das inclusões fluidas do depósito do Cuca.....	80
Tabela 4.6-1-	Relação das amostras utilizadas para o estudo isotópico.....	85
Tabela 4.6-2-	Quantidade de sulfetos utilizados para a etapa seguinte de abertura química.....	88
Tabela 4.6-3-	Razões isotópicas de Pb para os sulfetos da mineralização aurífera do depósito do Cuca.....	91

PRANCHAS

Prancha 4.2-I	Mineralizações filoneanas.....	47
Prancha 4.2-II	Mineralizações disseminadas e do tipo <i>vug</i>	48

RESUMO

O depósito de ouro do Cuca localiza-se nos domínios dos terrenos granito-*greenstones* de Rio Maria, próximo da cidade de Tucumã, no sul do Estado do Pará. Este depósito encontra-se hospedado em rochas piroclásticas e metavulcânicas félsica-intermediárias do Grupo Tucumã. Essas rochas estão deformadas e metamorfisadas no fácies xisto-verde.

Os corpos de minério ocorrem em veios e filonetes de quartzo e/ou carbonato e também como minério disseminado na rocha hospedeira. O principal controle da mineralização é estrutural, através zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis destrais de 2ª ordem e direção NE-SW /NW-SE e dobramentos com eixo NE-SW, que condicionaram a deposição da mineralização em zonas distensivas como falhas do tipo C, veios *gash* e charutos em charneiras de dobras.

As falhas e dobramentos foram responsáveis pela deformação heterogênea impressa às rochas hospedeiras que encontram-se milonitizadas e afetadas por um intenso processo de alteração hidrotermal sin a tarditectônico que obliterou as texturas e os minerais primários dos protólitos. Apesar dos indícios apontarem para um halo hidrotermal reduzido, ocorreu intensa propilitização e carbonatação, além de silicificação, sericitização e sulfetação mais brandas. A paragênese metálica é constituída por pirita, calcopirita, esfalerita \pm pirrotita \pm magnetita \pm hematita \pm molibdenita \pm ouro.

Três tipos de fluidos foram identificados nos veios de quartzo do depósito do Cuca. Fluidos aquo-carbônicos mineralizantes do sistema $H_2O-CO_2-NaCl-CaCl_2-MgCl_2\pm CH_4$, compreendem uma série de inclusões com grau de preenchimento (F) variável, desde quase zero (inclusões carbônicas) até em torno de 0,85 (com 15% de CO_2). Esses fluidos foram considerados como de origem metamórfica e relacionados a zonas de cisalhamento. O segundo tipo de fluido é representado por inclusões aquosas de baixa salinidade do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2-MgCl_2$, interpretados como derivados do fluido aquo-carbônico por perda de CO_2 através de reações de carbonatação. O terceiro tipo de fluido corresponde a salmouras do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2-KCl$, considerados como evoluídos a partir de fluidos residuais do Magmatismo tipo Rio Maria.

As condições de T e P foram estabelecidas através das isócoras calculadas a partir dos dados microtermométricos das inclusões fluidas. Os valores calculados situam-se entre 350-450°C e 3-5,3 Kb, indicando que o depósito do Cuca evoluiu sob condições mesotermiais. O ouro foi transportado principalmente como tiocomplexo $Au(HS)_2^-$, enquanto que, a oxidação do fluido,

causada por reações de sulfetação e carbonatação, imiscibilidade entre as fases aquosa e carbônica do fluido e mistura com fluidos aquosos salinos, deve ter sido o principal indutor da precipitação do ouro como partículas finas associadas com sulfetos de ferro.

As razões isotópicas U/Pb indicam a crosta superior como fonte dos sulfetos. Além disso as composições isotópicas Pb/Pb muito radiogênicas obtidas a partir de piratas, indicam que o sistema foi perturbado em torno de 2.53 Ga. por um evento termotectônico tardio de natureza orogenética que reativou as zonas de cisalhamento, possivelmente permitindo a introdução de U no sistema isotópico.

As características geológicas, estruturais e isotópicas, bem como o sistema de fluidos do depósito do Cuca, são compatíveis com depósitos de ouro tipo *lode* arqueano que ocorrem em *greenstone belts*, encontrados em zonas de cisalhamento.

ABSTRACT

The Cuca gold deposit lies within the Rio Maria Granite-Greenstone terrain, near of the Tucumã city in the southern Pará State. The Cuca deposit is hosted by felsic-intermediary volcanic and pyroclastic mylonitic rocks of the Archean Tucumã Group. These rocks were deformed and metamorphosed under greenschist conditions.

The ore bodies occur as quartz and/or carbonate veins and veinlets, besides as disseminated ore in the host rocks, mainly around the mineralized veins. Dextral ductil-ruptil shear zones of NE-SW/NE-SW and NW-SE fold axis are the principal control of the mineralization which occurs in dilatation sites such as C faults, gash veins and saddle reefs in fold hinges.

Faulting and folding account for heterogeneous deformation printed upon the host rocks, which can generally classed as mylonites. The protholith minerals and textures were obliterated by intense syn to late tectonic wallrock hydrothermal alteration represented by propylitization and carbonatation, besides weak silicification, sericitization, and sulfidation. Pyrite, chalcopyrite and minor sphalerite, pyrrhotite, magnetite, molibdenite and gold make up the metallic paragenesis.

Three types of fluids were identified in the veins of the Cuca deposit. A low-salinity aquo-carbonic fluid within the $H_2O-CO_2-NaCl-CaCl_2-MgCl_2 \pm CH_4$ system, comprise a series of inclusions with varying degree of fill (F). These mineralizing fluids were interpreted as metamorphic fluids related to shear zones. The second type of fluid is represented by low-salinity aqueous fluid within the $H_2O-NaCl-CaCl_2-MgCl_2$ system, within was derived from the aquo-carbonic fluids by decarbonatation reactions. The third fluid is brine within the $H_2O-NaCl-CaCl_2-KCl$ system probably evolved from residual fluids related to Rio Maria Magmatism.

The P-T conditions for the gold deposit formation were estimated by the isochores calculated from the fluid inclusions microthermometric data. The P-T values range from 3 to 5,3 Kb and 350 to 450°C, which characterize the Cuca deposit as formed upon mesothermal conditions. The gold was transported as $Au(HS)_2$ thiocomplex whereas oxidation of the fluid, induced by sulfidation and carbonatation, as well as fluid immiscibility and mixing with aqueous brines, should have caused gold precipitation as tiny particles associated with iron sulfides.

The isotopic U/Pb ratios point to upper crust as the main source for the sulfides. Moreover the radiogenic isotopic Pb/Pb composition suggests that the system was disturbed around 2.53 Ga by a late orogenic tectonic event which reactivated the shear zones and probably added U into the system.

The geological, structural and isotopic characteristics, as well as the fluid system of the Cuca deposit, are consistent with Archean lode-gold deposits associated with greenstone belts and controlled by shear zones.

1- INTRODUÇÃO

1.1- GENERALIDADES E LOCALIZAÇÃO

A região de Tucumã foi alvo, na década passada, de intensa atividade garimpeira em depósitos auríferos, principalmente em depósitos secundários. Esses depósitos correspondem essencialmente à depósitos de coluviões e aluviões, os quais foram responsáveis pela maior parte da produção de ouro na região durante aquela época.

No fim dos anos 80, um pequeno incremento nessa produção foi concebido em virtude da descoberta de alguns pequenos depósitos de ouro primário, caracterizados principalmente por filões de quartzo auríferos. Entretanto devido a falta de incentivos, equipamentos e tecnologia adequada, a atividade garimpeira foi dando lugar a grandes trincheiras, cavas e lagoas que são características comuns deixadas pelas antigas áreas de extração. O interesse de algumas empresas de mineração, principalmente com relação aos depósitos auríferos primários da região pode ser citado, porém aparentemente os baixos teores encontrados, levaram atualmente muitas delas a suspender suas pesquisas na região.

Mais recentemente, a Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM-Belém), através do “Programa de Levantamentos Básicos em Geologia” realizou o mapeamento geológico básico em escala de 1:250.000 e o levantamento dos recursos minerais da folha São Félix do Xingu, onde situa-se a região de Tucumã (Macambira & Vale 1997).

Os depósitos auríferos referidos acima estão associados ao *greenstone belt* de Tucumã, constituindo um distrito aurífero nos Terrenos Granito-*Greenstone* da Província Mineral de Carajás, sudeste do Estado do Pará. Esse distrito situa-se nas proximidades do município de Tucumã na porção sudeste da Folha SB-22.YB, São Félix do Xingu.

A cidade de Tucumã, que está melhor articulada para as investigações de campo, é servida por linhas aéreas regulares até Belém. Por outro lado, o acesso rodoviário a partir de Belém pode ser feito pela BR-010, em seguida pela BR-222 até a cidade de Marabá, onde encontra-se a PA-150 que dá acesso a cidade de Xinguara. A partir de Xinguara alcança-se a PA-279 que segue para oeste até a cidade de Tucumã, passando primeiro em Ourilândia do Norte.

1.2- FUNDAMENTOS E OBJETIVOS

Os terrenos granito-*greenstone*, embora só recentemente definidos como tal, são reconhecidos como regiões potencialmente auríferas desde o século passado, respondendo atualmente por em torno de 15% da produção mundial de ouro. No final de 1998 o Brasil atingiu uma produção de mais de 58 t de ouro (Souza & Igreja 1999), o que correspondeu a cerca de 2% da produção mundial, sendo que grande parte dessa produção provém de depósitos associados com *greenstone belts*.

Nas últimas duas décadas houve um avanço substancial no conhecimento sobre os depósitos auríferos em *greenstone belts*, sobretudo nos anos 80, atestado pelo grande número de publicações sobre o tema, como em Foster (1984), Macdonald (1986), Goode *et al.* (1988), Bursnall (1989), Keays *et al.* (1989), e mais recentemente em Foster (1991), Ladeira (1991) e Kerrich (1993). A abundância de dados, especialmente nos grandes depósitos do Canadá e Austrália, possibilitou o reconhecimento de um modelo universal para os depósitos de Au hospedados em *greenstone belts* e relacionados com zonas de cisalhamento, denominados de tipo “*lode*” Arqueano (Roberts 1987, Colvine *et al.* 1988, Hodgson 1989, Groves & Foster 1991 e Groves 1993), ou depósitos orogênicos (Groves *et al.* 1998). Tais autores tem muitas vezes ratificado as características gerais desses depósitos, no entanto, do ponto de vista acadêmico muitos desse dados tem colaborado para a elaboração de alguns modelos genéticos que tentam explicar a natureza e a gênese dos mesmos.

Além dos autores acima, outros como Ho *et al.* (1985), Ho (1987) e Roberts (1987) têm mostrado que os estudos de inclusões fluidas em sistemas de veios de quartzo mineralizados desses *greenstone belts* arqueanos são cada vez mais importantes na indicação da natureza, fonte e condições deposicionais dos fluidos mineralizantes que compõem esses depósitos.

Nos terrenos granito-*greenstone* da Província Carajás vários depósitos auríferos associados a *greenstone belts* e relacionados com zonas de cisalhamento já foram descritos e caracterizados como tipo *lode* Arqueano, tais como Babaçu (Huhn, 1992), Sapucaia (Oliveira & Leonardos, 1990) e Cumaru (Santos *et al.*, 1998). Os depósitos auríferos de Tucumã não tinham sido ainda adequadamente estudados e as características aqui apresentadas para um desses depósitos naquela região (depósito do Cuca) indicam que se trata de mais um depósito do tipo *lode* da Província Carajás.

Apesar da densidade de informações já obtidas para os depósitos tipo *lode*, ainda persistem questões controversas sobre a gênese desses depósitos, essencialmente a respeito da procedência dos fluidos mineralizantes e dos metais. Assim, o estudo das inclusões fluidas e dos isótopos estáveis tem sido utilizados para a definição da fonte dos fluidos mineralizantes, enquanto que, mais recentemente, tem-se atribuído ênfase ao estudo dos isótopos radiogênicos, essencialmente dos isótopos de Pb em depósitos sulfetados, para a determinação da idade de formação da mineralização e definição da fonte dos metais (Doe & Stacey 1974, Cumming & Richards 1975, Stacey & Kramers 1975, Faure 1977, Zartman & Doe 1981, Gulson 1986, Browning *et al.* 1987, Kerrich 1990 e Tassinari 1999).

Dessa forma, o objetivo central dessa dissertação é apresentar um modelo genético para o depósito aurífero do Cuca, no distrito de Tucumã estado do Pará, com base nos seguintes objetivos específicos abaixo:

- 1- Caracterização das rochas hospedeiras da mineralização quanto a composição mineralógica, textura, metamorfismo e deformação.
- 2- Caracterização dos processos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas hospedeiras e a relação entre a paragênese hidrotermal e metamórfica.
- 3- Caracterização dos corpos mineralizados quanto a morfologia, estilo e composição da assembléia mineralógica do minério.
- 4- Estudo das inclusões fluidas em quartzo dos veios, para caracterizar a natureza e as condições de aprisionamento dos fluidos mineralizantes e os parâmetros que controlam os mecanismos de transporte e deposição do minério.
- 5- Estudo dos isótopos de Pb, através da metodologia Pb-Pb em sulfetos do minério, para definir possíveis fontes dos metais, bem como a idade do evento mineralizante e/ou da mineralização.

1.3- METODOLOGIA

1.3.1- Trabalhos de campo

Essa etapa fora dividida em duas fases, a primeira fase foi iniciada com uma visita a área de trabalho para que fosse feito o reconhecimento logístico e geológico do depósito, onde foi feito o mapeamento geológico na escala de 1: 45.000, de modo que foram reconhecidas algumas das principais unidades que compõem os Terrenos Granito-*Greenstone* do Sul do Pará. No entanto, a grande deficiência de acessos e afloramentos no âmbito do depósito do Cuca, dificultaram a execução de perfis geológicos que pudessem elucidar mais exatamente as relações de contato entre as rochas hospedeiras da mineralização, assim como as suas tramas estruturais a nível de afloramento.

Na segunda fase, uma nova visita foi realizada para a região em estudo com o objetivo de serem amostrados e descritos testemunhos de 11 furos de sondagem cedidos pela BRASILCA Mineração S.A.. Além das amostras, a empresa cedeu toda a infra-estrutura de hospedagem, bem como algumas descrições de sondagem e mapas, fundamentais para o entendimento da geologia do depósito.

Tabela 1.3-1- Localização dos furos de sondagem utilizados para estudo.

FURO	LOCALIZAÇÃO (UTM)	
	N	E
01	9 238718.2	476810.3
02	9 238854.7	476237.8
03	9 239140.4	476290.5
04	9 237996.823	476397.725
05B	9 238163.336	476457.637
06	9 238079.063	476527.620
07	9 238187.332	476671.591
08	9 238079.770	476634.212
09	9 238450.968	476667.151
10	9 238357.231	475182.885
11B	9 238433.485	475182.885
11	TOTAL DE FUROS	

1.3.2- Petrografia

O estudo petrográfico foi realizado no Laboratório de Metalogênese da UFPA no microscópio petrográfico Zeiss modelo Axiophoto 2, onde foram descritas 23 lâminas delgadas e 13 lâminas polidas. Nesta etapa procurou-se caracterizar a paragênese mineralógica primária e secundária das rochas encaixantes, da alteração hidrotermal e assembléia sulfetada, bem como tentou-se reconhecer as relações temporais, texturas e aspectos estruturais em escala microscópica. Além dessas foram estudadas 5 lâminas bipolidas em quartzo dos veios mineralizados com objetivo de se caracterizar a morfologia e tipologia das inclusões fluidas assim como para utiliza-las na fase dos estudos microtermométricos.

Além da identificação de algumas fases minerais através de difração de raios-X, os critérios utilizados para a identificação foram os mesmos utilizados por Kerr (1974), Deer *et al.* (1992) e Mackenzie & Guilford (1997) para minerais, Williams *et al.* (1970), Backer (1990) e McPhie *et al.* (1993) para as rochas hospedeiras e texturas, e Uytenbogaardt & Burke (1971), Crayg & Vaughan (1981) e Ramdohr (1983) para o estudo minerográfico.

1.3.3- Microtermometria

O estudo microtermométrico foi realizado no Laboratório de Metalogênese da UFPA em uma platina termométrica *Chaixmeca* acoplada a um microscópio petrográfico Zeiss, que permite medições no intervalo de -180 a 600° C. A calibração dessa platina para temperaturas abaixo de 0° C foi realizada a partir de lâminas com inclusões fluidas naturais contendo CO_2 puro e sintéticas contendo H_2O . No caso da calibração para as temperaturas positivas, foram utilizadas substâncias químicas com temperatura de fusão conhecidas, esse resultados forneceram dados para a construção de curvas de calibração para o aparelho (Figura 1.3-1).

Durante o processo de obtenção de dados, realizou-se primeiramente o resfriamento, procurando dessa forma resguardar as propriedades físico-químicas das inclusões estudadas. Nesta fase, foram observadas durante o reaquecimento, a temperatura da primeira fusão do gelo (TE- temperatura do ponto eutético), as temperaturas de fusão da hidrohálita (Tfh), fusão final do gelo (Tfg), no sistema aquoso, e as temperaturas de fusão do CO_2 (Tf CO_2) e do clatrato (Tfcla), para o sistema aquo-carbônico.

Na fase de aquecimento foram medidas as temperaturas de homogeneização da fase CO_2 (TH CO_2) e as temperaturas de homogeneização total das fases contidas nas inclusões (THT),

incluindo as temperaturas de dissolução da halita nos sistemas saturados ($T_{f_{NaCl}}$), essas fases descritas anteriormente foram baseadas nos estudos de Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985) e Brown e Hagemann (1994).

Os dados microtermométricos foram tratados no programa McFlincor (versão 0.92) para computadores da linha Macintosh, e os resultados foram interpretados a partir de histogramas de frequência e diagramas específicos.

1.3.4- Análise dos isótopos radiogênicos

O estudo isotópico em sulfeto (pirita) foi realizado no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso). Foram selecionadas 23 amostras desses minerais, dos quais somente 11 amostras foram utilizadas para a determinação isotópica dos dados.

Primeiramente esses minerais foram caracterizados quanto ao modo de ocorrência adaptados de Groves e Foster (1991) e Ho *et al.* (1994), em seguida os mesmos foram separados das rochas hospedeiras e levados ao laboratório de química do Pará-Iso para a realização dos processos de abertura e separação química, adaptados de Browning *et al.* (1987). A alíquota de solução resultante desses supracitados apresenta um concentrado enriquecido em Pb que é levado ao espectrômetro de massa (modelo VG Isomass 54E), onde são feitas as leituras das amostras e posteriormente calculadas as suas composições isotópicas.

Obtidas as composições isotópicas de Pb dos sulfetos, essas são estudadas em diagramas isocrônicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde a partir de então é interpretada as suas possíveis correlações com a idade da mineralização e/ou o evento cisalhante, e o fator “ μ ” ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), que auxilia na determinação da fonte dos isótopos segundo os diversos modelos para a evolução de Pb nos reservatórios terrestres.

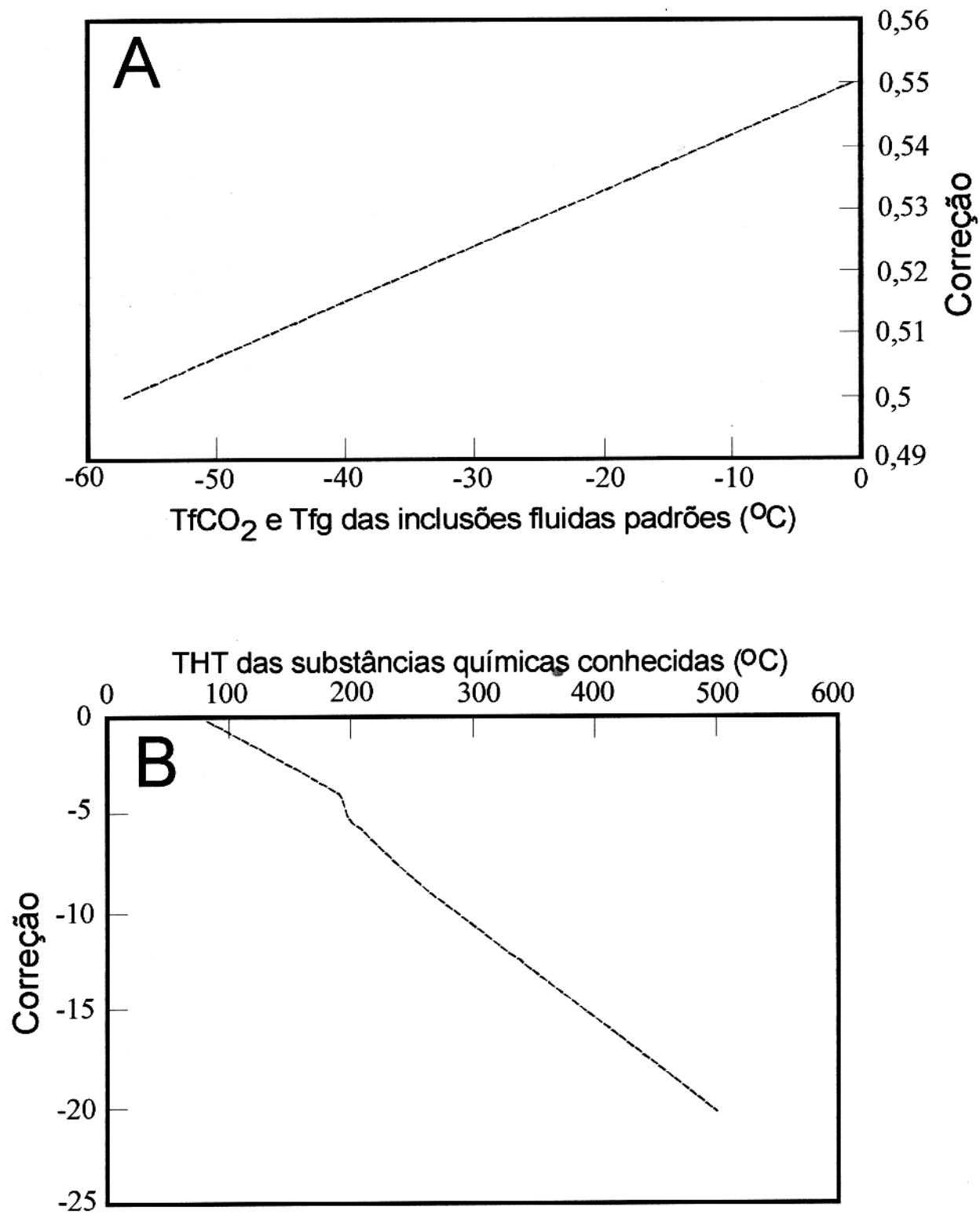


Figura 1.3-1- Curvas de calibração do Aparelho *Chaixmecca*. (A) Para temperaturas abaixo de 0° C. (B) Para temperaturas positivas.

2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de Tucumã está inserida nos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria (Huhn *et al.*, 1988) próximo ao limite com o Cinturão Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988). Esses dois domínios tectônicos compõem a Província Mineral de Carajás (Santos 1981, Amaral 1984), o qual representa um núcleo Arqueano na borda sudeste do Cráton Amazônico (Figura 2-1). A Província Carajás é limitada geograficamente a leste pelo Cinturão Araguaia de direção N-S e idade Neoproterozóica (Moura & Gaudette 1993), sendo encoberta a oeste pela seqüência vulcano-plutono-sedimentar do Supergrupo Uatumã de idade mesoproterozóica (Cunha *et al.*, 1981). O limite norte é representado pelo cinturão Maroni-Itacaiúnas de idade paleoproterozóica (Cordani *et al.* 1979), enquanto que em direção a sul, os terrenos granito-*greenstones* se estendem até a Serra do Inajá, o qual pode ser considerada como a borda sul da província.

2.1- TERRENOS GRANITO-*GREENSTONES* (TGG) DO SUL DO PARÁ

Os TGG do sul do Pará são constituídos por várias faixas de *greenstone belts* envolvendo ou envolvidas por corpos batolíticos de granitóides e rochas granito-gnáissicas arqueanas (DOCEGEO, 1988; Huhn *et al.* 1988). As rochas gnáissicas são consideradas mais antigas que os *greenstone belts* e são incluídas nos Complexos Xingu e Arco Verde (DOCEGEO, 1988 e Althoff *et al.* 1991).

Segundo Araújo & Maia (1991) as seqüências supracrustais do sul do Pará que eram englobadas no antigo *greenstone belt* Seringa apresentam uma orientação geral NW-SE a SW da folha Carajás. Enquanto que, para Costa *et al.* (1995) as principais estruturas dos TGG do sul do Pará, são zonas de cisalhamento destrais de direção E-W, NW-SE e NE-SW, projetadas principalmente no domínio das rochas supracrustais (*greenstone belts*) e realçadas por duplexes transpressivos ao longo de suas direções.

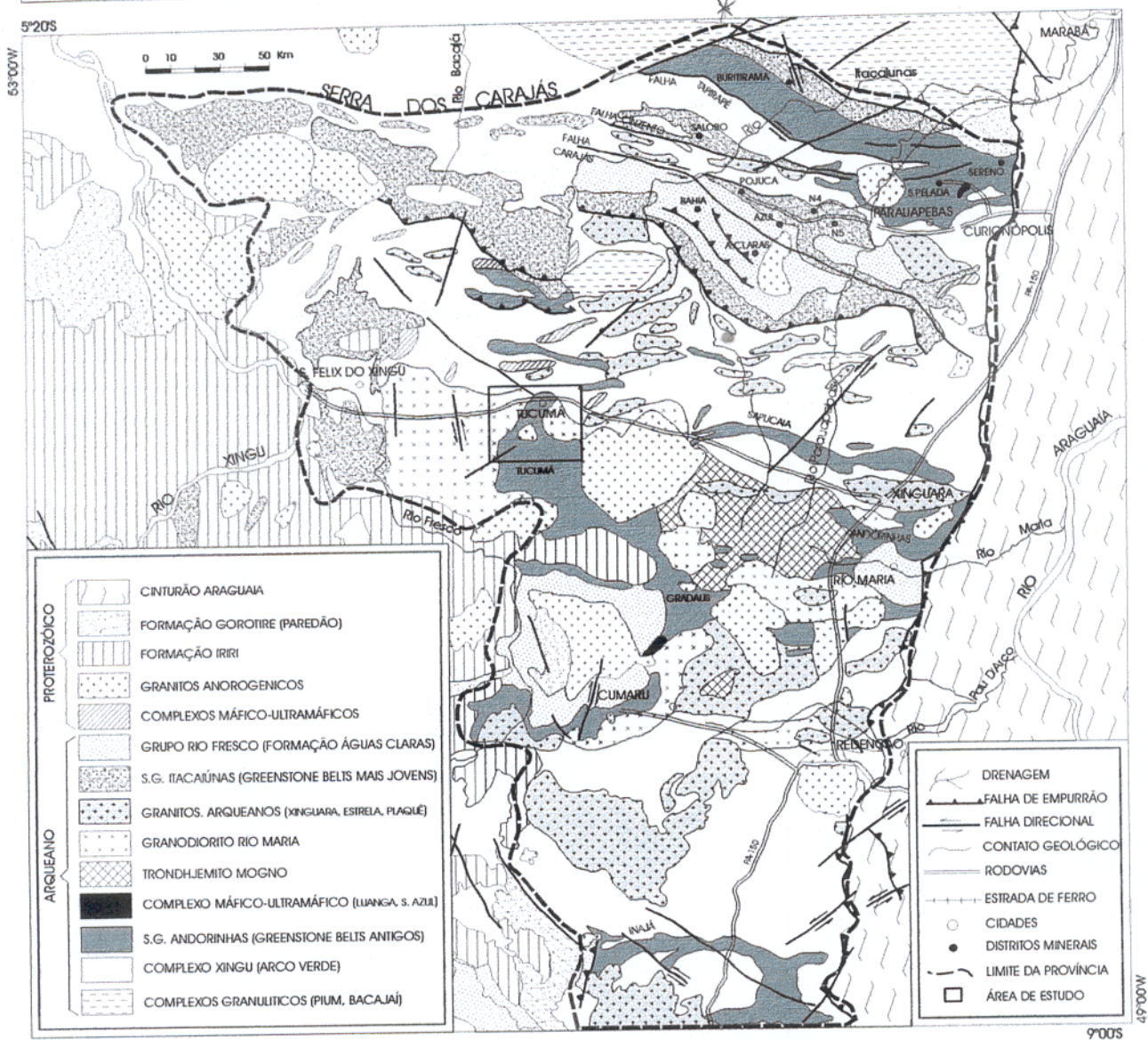
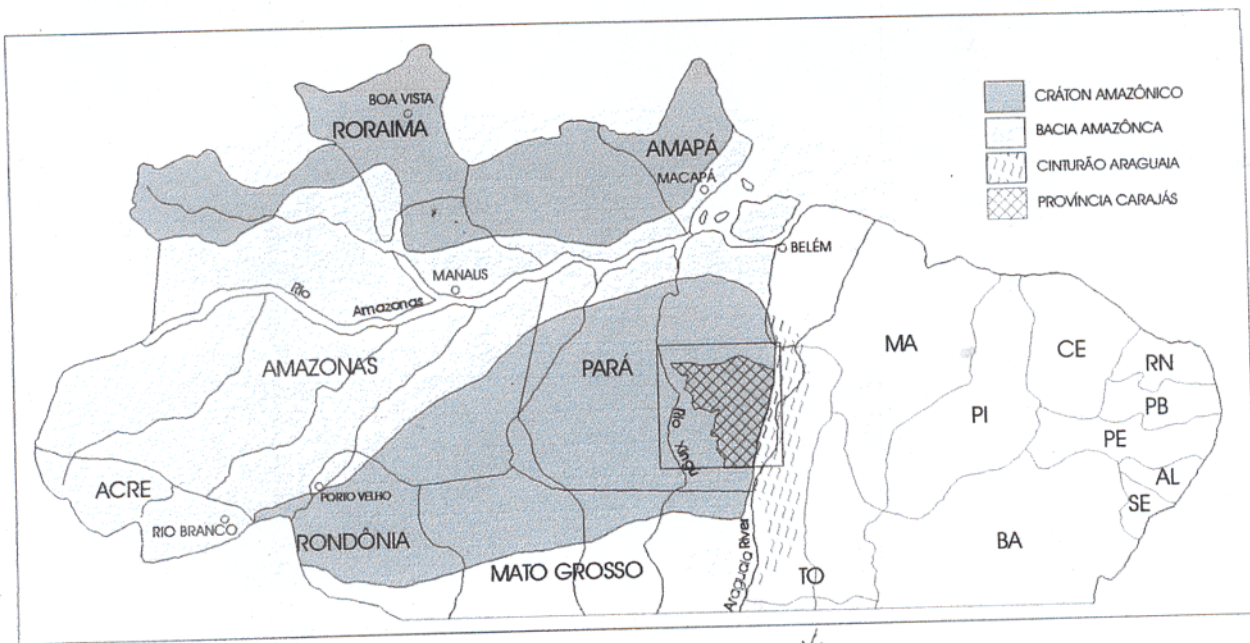


Figura 2-1- Mapa de localização e geológico da Província Carajás. Adaptado de Santos *et al.* (1998)

Os *greenstone belts* foram incluídos no Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO 1988), constituído por dois grupos. O Grupo Babaçu (inferior) compreende derrames komatiíticos com intercalações de BIFs na base, e extensos derrames de metabasaltos toleíticos intercalados por BIFs, metatufos e talco-xistos, passando em direção ao topo para metapelitos, BIFs e metachert. O Grupo Lagoa Seca (superior) é constituído por intercalações de rochas meta-sedimentares clásticas e químicas e metavulcânicas intermediárias, félsicas e ultramáficas na base, passando ao topo para rochas metavulcânicas, subvulcânicas intermediárias a félsicas intercaladas com rochas meta-sedimentares clásticas.

Datações U-Pb em rochas metavulcânicas félsicas do Grupo Lagoa Seca revelam idades de 2904 ± 22 Ma (Macambira & Lancelot 1992) e de 2979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado 1994) representando idades mínimas para o Supergrupo Andorinhas.

O Grupo Sapucaia foi caracterizado como um conjunto de rochas metavulcânicas intermediárias a básicas e meta-sedimentares (pelitos e químicas) compondo segmentos de rochas supracrustais ao sul da Serra dos Carajás (Oliveira & Leonardos 1990; Araújo & Maia 1991; Oliveira 1994; Macambira & Vale 1997). Segundo esses autores o Grupo Sapucaia corresponde a um *greenstone belt* retrabalhado em regime de cisalhamento dúctil no final do Arqueano, hospedando veios mineralizados a ouro que ocorrem em zonas de cisalhamento com orientação principal de direção WNW-ESE.

Anteriormente englobado no Supergrupo Andorinhas, o Grupo Tucumã denominado por Araújo & Maia (1991), é melhor individualizado próximo a cidade homônima. Esta unidade é constituída por rochas metavulcânicas máficas (anfíbólios e clorita xistos) com texturas preservadas até mais milonitizadas, a félsicas de composição riolítica a riodacítica representados por xistos quartzosos e sericíticos, além de rochas meta-sedimentares como filitos quartzosos e quartizitos micáceos bastante deformados (Macambira & Vale 1997).

Mais a sul da Província, próximo a vila de Cumarú, Cordeiro *et al.* (1982) e Macambira *et al.* (1986) denominaram de Seqüência Gradaús e Grupo Gradaús, respectivamente a seqüência vulcano-sedimentar do *greenstone belt* de Gradaús, o qual foi correlacionada por DOCEGEO (1988) ao Grupo Lagoa Seca do Supergrupo Andorinhas. Entretanto, Santos (1995) preferiu manter a denominação Grupo Gradaús considerando que a correlação litoestratigráfica com o *greenstone belt* Andorinhas não estava bem definida. A seqüência é constituída por intercalações de rochas metavulcânicas máficas a intermediárias e ultramáficas na base, e por rochas meta-

sedimentares clasto-químicas, metavulcânicas félsica a intermediárias, em parte piroclásticas, com intercalações de metabasaltos e rochas metaultramáficas restritas no topo. Veios de quartzo aurífero sulfetados tipo *lode* ocorrem na borda NW de um *stock* granodiorítico que corta as rochas do *greenstone belt*.

Terrenos granito-*greenstones* também foram reconhecidos na Serra do Inajá, a sul da região de Rio Maria, por Cordeiro & Saueressig (1980), Villas Boas *et al.* (1980) e Ianhez *et al.* (1980) denominaram de Grupo Serra do Inajá a seqüência vulcano-sedimentar que ocorre naquela área. Ressaltando a similaridade entre o Supergrupo Andorinhas e o Grupo Serra do Inajá, DOCEGEO (1988) elevaram esta última unidade a categoria de Supergrupo. A parte inferior dessa unidade (Grupo Santa Lúcia) compreende a uma espessa seqüência basáltica com intercalações subordinadas de rochas metaultramáficas, meta-sedimentares químicas (BIFs) e metadacitos. Em direção sul os metabasaltos gradam para uma intercalação eqüitativa de rochas vulcânicas félsicas (metadacitos), BIFs e metabasaltos na parte superior do *greenstone belt* (Grupo Rio Preto).

Diversos corpos máfico-ultramáficos diferenciados na forma de pequenos sills geralmente intrusivos nos *greenstone belts* ocorrem na Província Carajás, constituídos por dunitos e peridotitos que gradam para gabros anortosíticos tais como os Complexos Luanga, Serra Azul, Puma e Onça (DOCEGEO, 1988). Machado *et al.* (1991) obtiveram a idade de 2763 ± 6 Ma (U-Pb) em zircões de um leucogabro pertencente ao Complexo Luanga que é intrusivo no *greenstone belt* Rio Novo nos domínios do Cinturão Itacaiúnas. Nos TGG de Rio Maria Pimentel & Machado (1994) obtiveram a idade U-Pb de 2970 ± 7 Ma para o Complexo Serra Azul, intrusivo no *greenstone belt* Gradaús. Essa idade é muito próxima àquela obtida para o Grupo Lagoa Seca do *greenstone belt* Andorinhas. Macambira & Vale (1997) incluíram pequenos corpos máficos-ultramáficos intrusivos no *greenstone belt* São Félix, sul do Cinturão Itacaiúnas, na Suíte Intrusiva Cateté provavelmente posterior ao evento cisalhante do Cinturão Itacaiúnas.

Batólitos de granitóides arqueanos de configuração dômica arrasada compõem grande parte dos TGG do sul do Pará. O mais expressivo desses corpos, o Granodiorito Rio Maria, foi definido como intrusivo no *greenstone belt* de Andorinhas (Medeiros, 1987), sendo já reconhecido batólitos do tipo Rio Maria cortando rochas dos *greenstone belts* de Gradaús e Tucumã (DOCEGEO, 1988). Datação radiométricas pelo método U-Pb em zircão, forneceram idades de $2874 \pm 9/-10$ Ma (Macambira & Lancelot 1991) e 2872 ± 5 Ma (Pimentel & Machado

1994) para o granodiorito Rio Maria. Outros plutons relacionados a esse magmatismo arqueano como o Trondhjemitó Mogno, o Tonalito Parazônia e o Granito Xinguara ocorrem mais restritamente (DOCEGEO, 1988). O Granodiorito Cumarú é um pequeno *stock* tardi-tectônico desse grupo que intruiu no flanco sul do *greenstone belt* de Gradaús, Lafon & Scheller (1994) consideraram a idade de 2817 ± 4 Ma obtida pelo método Pb-Pb em zircão como a idade de cristalização do Granodiorito Cumarú, enquanto que as idades Rb-Sr de 2543 ± 53 Ma em rocha total (Lafon & Macambira 1990) e de 2577 ± 27 Ma em minerais (Lafon *et al.* 1990) foram interpretadas como idades rejuvenecidas.

2.2- CINTURÃO DE CISALHAMENTO ITACAIÚNAS

O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988) trunca os TGG de Rio Maria, a norte, compreendendo a área da Serra dos Carajás. Esse cinturão é constituído, segundo Costa *et al.* (1995), por faixas ou lentes de rochas granulíticas (Complexo Pium), de gnaisses granodioríticos migmatizados (Complexo Xingu), granitóides da Suíte Plaquê e de seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belt* mais jovens (Supergrupo Itacaiúnas).

A Serra dos Carajás, incluída no Cinturão Itacaiúnas, foi inicialmente interpretada como um grande sinclínório (Knup 1971, Beisegel *et al.* 1973, Silva *et al.* 1974) e posteriormente como uma estrutura em flor positiva (Araújo *et al.* 1988, Costa *et al.* 1995). Segundo esses dois últimos autores, a estrutura em flor positiva teria sido o resultado de um evento termo-tectônico com movimentação oblíqua que deu origem a zonas de cisalhamento inicialmente de caráter tangencial (sistemas imbricados WNW-ESE), transmitidas de sul para norte, que evoluiu para movimentos direcionais (sistemas transcorrentes E-W). Em ambos os casos a progressão dos movimentos teria gerado duplexes que experimentaram um estágio de transtensão destal com desenvolvimento de bacias de afastamento (*pull-apart*), seguido de uma fase transpressiva sinistral que inverteu as bacias, gerando estruturas de ejeção (flor positiva).

Mais recentemente, Pinheiro (1997) argumentou que seqüências vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas foram depositadas em uma grande bacia intracratônica como anteriormente sugerido por Gibbs *et al.* (1986) e Nogueira *et al.* (1994) e não em bacias do tipo *pull-apart*. De acordo com essa nova proposta, após a deposição do Supergrupo Itacaiúnas, ocorreu um evento de transtensão destal que resultou na implantação das falhas Carajás e Cinzento, seguido de uma fase de transpressão sinistral com inversão da bacia, que provocou

apenas dobramentos complexos e falhamentos transcorrentes sinistrais.

Até o início dos anos 80 pouco se sabia sobre as seqüências do embasamento da Província Carajás, e nessa época a maioria dos trabalhos denominavam de Complexo Xingu a essas seqüências ainda pouco conhecidas e não diferenciadas. Os plutões de granitóides arqueanos definidos por Medeiros (1987) e DOCEGEO (1988) englobam granodioritos, tonalitos e trondjemitos intrusivos, anteriormente incluídos no Complexo Xingu. DOCEGEO (1988) considerou o Complexo Xingu como um conjunto de gnaisses e migmatitos derivados de granitóides por retrabalhamento metamórfico. Araújo & Maia (1991) resguardam a terminologia Complexo Xingu, somente aos domínios do Cinturão Itacaiúnas, admitindo que os produtos encontrados nessa área são em parte retrabalhamento de terrenos *granito-greenstone* bem caracterizados nos limites da folha Carajás.

Estudos de Hirata *et al.* (1982) individualizaram um conjunto de granulitos máficos e félsicos denominados de Complexo Pium, anteriormente incorporados ao Complexo Xingu, que ocorrem a sul da Serra dos Carajás. Rodrigues *et al.* (1992) e Pidgeon *et al.* (1998) usando respectivamente as metodologias Pb-Pb em rocha total e U-Pb em zircões através de sonda iônica (SHRIMP), obtiveram a idade em torno de 3,0 Ga para os granulitos do Complexo Pium, caracterizando estas rochas como o embasamento. Tal condição fortalece as interpretações de que estas rochas correspondam a porções da crosta inferior, soergidas através de empurrão (Araújo *et al.*, 1994).

Zircões com idades U-Pb entre 3,0 e 3,1 Ga foram identificados na região de Rio Maria em sedimentos do Grupo Rio Fresco (Macambira & Lancelot 1991), atestando dessa forma a existência de rochas mais antigas na região de Carajás, porém essas ainda não foram identificadas.

O Supergrupo Itacaiúnas forma as serras alinhadas com direção WNW-ESE de Serra dos Carajás, sendo constituído por cinco grupos (DOCEGEO 1988). A parte inferior deste supergrupo compreende um conjunto metavulcano-sedimentar de ambiente sobretudo exalativo (Grupos Igarapé Salobo e Pojuca), constituído de intercalações de rochas metavulcânicas máfico-intermediárias, formação ferrífera maciça fácies óxido-silicato-sulfeto e BIF (DOCEGEO, 1988). Segundo Pinheiro (1997), o Sistema Transcorrente Cinzento está associado a rochas de alto grau metamórfico do Grupo Igarapé Salobo e rochas de médio a baixo grau do Grupo Igarapé Pojuca encontradas no setor oeste, as quais estariam orientadas subparalelamente as direções WNW-

ESSE, NW-SE e E-W definindo um alinhamento de escala quilométrica. As idades U-Pb em zircão de 2761 ± 3 Ma (Machado *et al.* 1991) e Pb-Pb em magnetita de 2776 ± 240 Ma (Melito & Tassinari 1998), obtidas par o Grupo Igarapé Salobo caracterizam esta unidades como a mais antiga do Supergrupo Itacaiúnas.

A parte intermediária deste supergrupo é representada por uma seqüência vulcano-sedimentar denominada de Grupo Grão Pará, constituído por rochas vulcânicas basálticas (Formação Parauapebas) intercaladas por um pacote de BIF (formação Carajás) na parte intermediária da seqüência, as quais segundo Pinheiro (1997) formam um par de dobras vergindo para NNE com um *plunge* WNW de mergulho bastante suave. A idade de 2573 ± 2 Ma (U-Pb em zircão) (Machado *et al.* 1991) obtida para o granito *Old Salobo* e a de 2560 ± 37 Ma (Pb-Pb em zircão) obtida por Souza *et al.* (1996) para um granito foliado tipo Plaquê forneceram uma idade mínima para as seqüências vulcano-sedimentares descritas acima. A idade do vulcanismo máfico do Grupo Grão Pará já foi bem definida através de duas datações U-Pb em zircão de 2758 ± 39 Ma (Wirth *et al.* 1986) e 2759 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1991) e uma idade U-Pb em *Shrimp* de 2760 ± 11 Ma (Trendall *et al.* 1998).

Uma seqüência vulcano-sedimentar de baixo grau metamórfico (Grupo Igarapé Bahia) constitui a parte superior do Supergrupo Itacaiúnas, ocorrendo de maneira localizada na parte média da estrutura de Carajás, com direção NNW (DOCEGEO 1988). Este grupo é constituído por uma seqüência meta-sedimentar psamo-pelítica na base, com intercalações de rochas piroclásticas félsica-intermediárias e basaltos alterados, passando para rochas psamíticas com intercalações de basaltos no topo. Segundo Ferreira Filho¹ *apud* DOCEGEO (1988) a idade desse grupo é mais antiga que intrusões granofíricas que cortam a seqüência e que cristalizaram em 2577 ± 72 Ma atrás (idade Rb-Sr). Dados de campo indicam que os lineamentos NW-SE e N-S observados em imagens de satélite, correspondem a uma clivagem penetrativa em rochas de baixo grau metamórfico dessa unidade em uma área com enxames de falhas normais e diques básicos (Pinheiro 1997).

Uma seqüência de quartzitos micáceos na base gradando para mica-xistos e xistos variados no topo (Grupo Buritirama) que ocorre na serra de Buritirama, ao norte de Carajás, foi também incluído na parte superior do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988), porém com

¹ FERREIRA FILHO, C.F. 1985. Geologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás. Brasília, Fundação Universidade de Brasília. 112p. Dissertação de Mestrado.

posicionamento estratigráfico duvidoso. O Grupo Buritirama constitui uma seqüência supracrustal dominada por rochas meta-sedimentares de natureza clástica e química e a sua similaridade litológica, condicionamento estrutural e metamorfismo com as rochas meta-sedimentares da Serra do Cinzento sugerem uma correlação temporal entre os dois conjuntos de rochas (Oliveira *et al.* 1994).

Na região de Serra Pelada, localizada a ENE de Carajás, uma seqüência tipo *greenstone* ligada ao Sistema de Cisalhamento Cinzento (Grupo Rio Novo) e cortada pelo Complexo Luanga (Arqueano), hospeda mineralizações de ouro e paládio que ocorrem em corpos mineralizados condicionados por charneiras de dobras. As encaixantes são rochas sedimentares psamo-pelíticas metamorfisadas que foram deformadas por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil NW-SE gerando milonitos e ultramilonitos em condições de fácies xisto-verde (Oliveira *op cit.*).

Varias tentativas de individualizar corpos graníticos estratóides intimamente ligados ao Complexo Xingu na parte sul do Cinturão Itacaiúnas resultaram na definição da Suíte Plaquê (Araújo *et al.*, 1988). Essa suíte é representada por rochas graníticas arqueanas com anisotropias variadas na forma de corpos alongados e lenticularizados, respeitando as direções E-W das zonas de cisalhamento (Araújo & Maia 1991; Avelar 1996). •

2.3- SEDIMENTOS DE COBERTURA

As seqüências vulcano-sedimentares arqueanas dos TGG e do Cinturão Itacaiúnas são recobertas por rochas sedimentares pré-cambrianas de idade ainda não bem definida. Barbosa *et al.* (1966) descreveram as Formações Rio Fresco, Cubecraquém e Gorotire, e por muito tempo essas foram unidades padrões para correlação no Cráton Amazônico. No entanto Pinheiro (1997) cita que atualmente a falta de dados cartográficos e estratigráficos prejudicaram o melhor entendimento das seqüências de cobertura.

A Formação Rio Fresco foi definida por Barbosa *et al.* (1966) para designar as rochas sedimentares clásticas de origem marinha da bacia do Rio Fresco. Silva *et al.* (1974) incluíram as seqüências sedimentares de cobertura da Província Carajás na Formação Rio Fresco que foi elevada a categoria do grupo por Cunha *et al.* (1984). Figueiras & Villas (1984) argumentaram ser inconsistente a correlação da seqüência clástica fluvial de cobertura exposta na Serra dos Carajás, com as rochas sedimentares marinhas da bacia do Rio Fresco. Por outro lado parece não haver divergência entre os autores para a correlação entre a seqüência clástica

predominantemente pelítica da bacia do Rio Fresco e as rochas pelíticas superiores da seqüência de cobertura dos TGG do sul do Pará. Desse modo, Ramos *et al.* (1984) sugeriram que a unidade Rio Fresco seja restrita à parte sul da Província Carajás (TGG do Sul do Pará), estendendo-se para oeste até a bacia do Rio Fresco. O Grupo Rio Fresco seria então uma seqüência clástica transgressiva constituída por uma unidade basal eminentemente psamítica que recobre os *greenstone belts* e uma unidade superior predominantemente pelítica que ocorre mais extensamente entre os TGG do sul do Pará e a bacia do Rio Fresco. A unidade basal é constituída por conglomerados e arenitos que gradam para siltitos e sedimentos químicos restritos no topo. Esta seqüência depositou-se logo após ao evento Transamazônico e foi truncada pelos granitos anorogênicos (DOCEGEO 1988).

A falta de sustentação para a correlação entre o Grupo Rio Fresco e a seqüência clástica de cobertura da Serra dos Carajás levou Araújo *et al.* (1988) a propor o termo Formação Águas Claras para esta última unidade, embora Macambira *et al.* (1990) tenha preferido manter a denominação Formação Igarapé Azul para essa seqüência.

A formação Águas Claras é constituída predominantemente por arenitos fluviais com intercalações de siltitos na parte inferior apresentando características de plataforma marinha indicadas pelo seu membro inferior ao passo que o membro superior foi depositado sob condições litorâneas e fluviais (Nogueira *et al.* 1995).

Um *sill* de metagabro que corta a parte inferior dessa formação foi datado por Dias *et al.* (1996), pelo método Pb-Pb em zircão, os quais obtiveram uma idade mínima arqueana 2.645 ± 12 Ma para o metagabro e para a Formação Águas Claras.

Estudando a Formação Águas Claras Silva (1996) relatou que a seqüência sedimentar pelítica e arenítica é cortada por sills e diques de rochas metabásicas posteriormente seccionadas por zonas de cisalhamento frágil-dúctil de direção NE-SW que hospedam dois conjuntos de veios mineralizados a ouro. A mineralização primária é de origem hidrotermal epigenética em zona de cisalhamento predominantemente rúptil, controladas por falhamentos com forte componente gravitacional. Os corpos mineralizados são maciços, ocorrendo em veios de quartzo extensionais, brechados e sulfetados hospedados nas rochas meta-sedimentares, no contato com os *sills* básicos (Soares *et al.*, 1994).

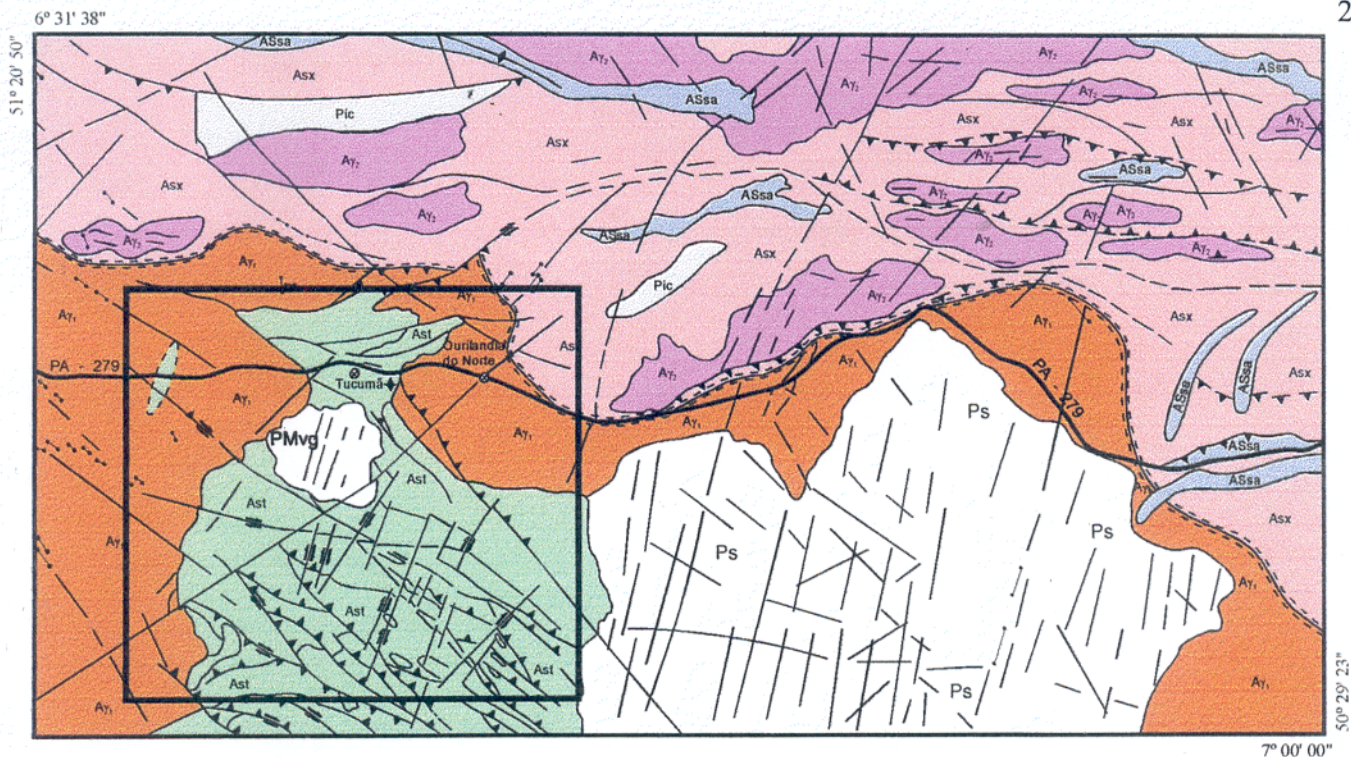
2.4- GRANITOS PROTEROZÓICOS

Na Província Carajás um grande número de intrusões graníticas proterozóicas, de caráter pós-tectônico ou anorogênico, corta as rochas do Complexo Xingu, Grupo Rio Fresco, Formação Águas Claras e dos Supergrupos Andorinas e Itacaiúnas (Dall'Agnol *et al.* 1986,1987). Os maciços são de dimensões batolíticas como os Granitos Carajás, Seringa, Gradaús e Redenção ou são stocks como os Granitos Borrachudo, São José, Velho Guilherme e Marajoara. Esses corpos são plutônicos, meta a paraluminosos, normalmente alcalinos (tipo A) e freqüentemente mineralizados a Sn e W. Datações U-Pb em zircões têm mostrado idades entre 1,85 a 1,88 Ga (Machado *et al.* 1991), no entanto zircões com núcleo herdado de idades mais antigas que 3,2 Ga tem sido encontrados nesses granitos Macambira & Dall'agnol (1997).

Enfim, dados geocronológicos sintetizados por Macambira & Lafon (1995) sugerem que a Província Carajás tenha uma evolução predominantemente Arqueana, sendo que o setor norte (Cinturão Itacaiúnas) evoluiu mais recentemente com idades entre 2,85 e 2,5 Ga, onde essas idades não são encontradas no setor sul (TGG, complexos máficos-ultramáficos e gnaisses) que apresenta uma evolução entre 3,0 e 2,87 Ga.

3- GEOLOGIA DA REGIÃO DE TUCUMÃ

A região de Tucumã corresponde a um terreno granito-*greenstone* (TGG) arqueano formado por rochas supracrustais de uma seqüência tipo *greenstone belt* (Grupo Tucumã) e por batólitos de granitóides (Granodiorito Rio Maria), truncado a norte pelo Cinturão Itacaiúnas (Complexo Xingu, Suíte Plaquê e Grupo Sapucaia). No Proterozóico, o TGG foi cortado por granitóides anorogênicos (Granito Seringa e Velho Guilherme) e o Cinturão Itacaiúnas por corpos máfico-ultramáficos da Suíte Cateté (Macambira e Vale 1997) (Figura 3-1).



FANEROZ.	DIQUES	Limite entre unidades geotectônicas
	PROTEROZ.	GRANITOS ANOROGÊNICOS (S- Seringa, Vg- Velho Guilherme)
SUITE INTRUSIVA CATETÉ		Falha transcorrente
ARQUEANO	SUITE PLAQUÊ	Falha de empurrão
	GRANODIORITO RIO MARIA	Falha indiscriminada
	GRUPO SAPUCAIA	} Greenstone belts
	GRUPO TUCUMÃ	
COMPLEXO XINGU		

Figura 3-1- Mapa geológico da área estudada (Avelar 1996; Correia Junior 1997). Modificado de Macambira & Vale (1997) e Araujo & Maia (1991).

3.1- GRUPO TUCUMÃ

As rochas supracrustais da região de Tucumã compreendem uma seqüência metavulcano-sedimentar denominada *greenstone belt* de Tucumã por Macambira e Vale (1996), ao passo que Huhn *et al.* (1986) referiram-se à parte sul da seqüência como *greenstone belt* Seringa. Porém entre os diversos autores que estudaram as rochas do Grupo Tucumã notou-se que ainda não se definiu com precisão o empilhamento estratigráfico das formações desse grupo.

Macambira e Vale (1997) denominaram a seqüência metavulcano-sedimentar de Grupo Tucumã o qual é constituído por três formações. A Formação Igarapé do Cuca corresponde a maior parte deste grupo, sendo constituída por rochas máficas metamorfisadas no fácies xisto verde (actinolita xistos) com intercalações de rochas meta-sedimentares (filitos, biotita xistos, clorita xistos, e metagrauvas), rochas vulcânicas félsicas (metatufos líticos e metadacitos) e rochas metaultramáficas subordinadas (serpentinitos, metaperidotitos e talco-xistos) que morfologicamente ocorrem em relevo colinoso.

A Formação Igarapé Abelha é constituída por um pacote de rochas meta-sedimentares psamo-pelíticas (filitos, biotita xistos, clorita xistos, metarenitos líticos, metarcósios e BIF), que morfologicamente ocorrem como serras alinhadas de topo anguloso e cristas simétricas que apresentam um *trend* de direção NW-SE. Intercalações subordinadas de rochas metamáficas (anfíbolito, actinolita xistos) e metavulcânicas félsicas de composição riolítica e riodacítica ocorrem na seqüência meta-sedimentar.

O Grupo Tucumã ainda compreende a Formação Igarapé da Pista, representada por uma seqüência meta-sedimentar psamítica que ocorre na parte sul da folha São Félix do Xingu e é constituída por metarenitos, metarcósios e metaconglomerados subordinados que morfologicamente apresentam-se como serras em cuesta.

Na região de Tucumã, as unidades litológicas apresentam-se bastante deformadas, caracterizadas por dobramentos e milonitização principalmente imposta às metavulcânicas, as quais ocorrem em fatias dispostas lado a lado com mergulhos altos, condicionadas principalmente pelas zonas de cisalhamento de direção NW-SE.

Segundo a descrição de Pereira (1992), rochas meta-sedimentares e metavulcânicas ácidas e básicas estariam englobadas na Formação Igarapé Abelha, reservando somente rochas vulcânicas básicas para a Formação Igarapé do Cuca. Porém Macambira & Vale (1997) estudando mais detalhadamente o Grupo Tucumã, descrevem rochas essencialmente

metamáficas, com intercalações subordinadas de rochas meta-sedimentares e metavulcânicas ácidas dentro do pacote de rochas encontradas às margens do igarapé do Cuca (Formação Igarapé do Cuca) em discordância as descrições de Pereira (1992). Correia Junior (1996) também havia estudado rochas nessa região, e classificou um corpo dacítico possivelmente relacionado às rochas vulcânicas ácidas da Formação Igarapé do Cuca.

A seqüência litológica do Grupo Tucumã foi afetada por metamorfismo regional progressivo e condições físico-químicas compatíveis com o fácies xisto-verde foram reconhecidas nas rochas desse grupo. Além disso, em concordância temporal com o metamorfismo, processos deformacionais atuaram sobre os diferentes tipos de rochas, provocaram rearranjos estruturais e modificações mineralógicas com uma forte anisotropia estrutural em algumas rochas. Em geral as rochas meta-sedimentares apresentam texturas primárias preservadas, no entanto o metamorfismo e a deformação produziram modificações mineralógicas mais significativas, originando xistos micáceos, sendo as micas formadas a partir do material matricial argiloso. Nos metabasitos o processo metamórfico-deformacional heterogêneo e progressivo gerou transformações mineralógicas resultando em tipos bimodais de piroxênios a uralita e/ou actinolita e/ou clorita, e feldspatos a associação sericita e epidoto. As rochas metavulcânicas ácidas apresentam-se sem grandes modificações metamórfico-mineralógicas, mostrando composições dacíticas e riolíticas. As rochas metaultramáficas são raras, sendo representadas por uma massa talco-clorítica com uma foliação milonítica de provável deformação polifásica (Macambira & Vale, 1997).

Rochas metavulcânicas ácidas milonitizadas de composição dacítica coletadas em torno de 2 Km a sudeste de Tucumã foram datadas por Correia Junior (1997) e Avelar *et al.* (1999) pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão, fornecendo uma idade de 2868 ± 8 Ma.

3.2- GRANODIORITO RIO MARIA

Os granitóides arqueanos intrusivos no *greenstone belt* de Tucumã, nas suas bordas leste e oeste, foram correlacionados por Macambira e Vale (1997) ao Granodiorito Rio Maria. Tratam-se de biotita-hornblenda granodioritos, além de tonalitos e monzogranitos subordinados. Essas rochas foram deformadas por uma tectônica rúptil produzindo cataclasitos embora nas porções menos deformadas dos maciços percebam-se ainda texturas isotrópicas magmáticas preservadas.

Na cidade de Ourilândia do Norte, aproximadamente 9 Km a leste de Tucumã, aflora um

metagranodiorito do tipo Rio Maria foliado com direção NW-SE dada pelo estiramento de cristais de biotita e plagioclásio. Essa rocha, apresentou uma idade Pb-Pb em zircão de 2852 ± 16 Ma (Avelar *et al.* 1999), muito próxima da idade do Granodiorito Rio Maria em sua área tipo.

Esse granodiorito é considerado intrusivo no *greestone belt* de Tucumã como indicado pela geocronologia e relações geológicas em outras áreas. Entretanto a idade de 2868 ± 8 Ma das rochas metavulcânicas, embora mais antiga, é muito próxima à idade de 2852 ± 16 Ma do granodiorito, indicando a possibilidade dos derrames félsicos do topo do *greenstone belt* serem correspondentes vulcânicos dessa rocha granodiorítica.

3.3- CINTURÃO DE CISALHAMENTO ITACAIÚNAS

O Cinturão Itacaiúnas de idade arqueana superior, trunca os TGG do sul do Pará. Na região de Tucumã, esse cinturão é representado pelos gnaisses granodioríticos e migmatitos do Complexo Xingu e granitos estratóides denominados por Araújo *et al.* (1988) de Suíte Plaquê. Esses granitos ocorrem como corpos lenticulares e estratóides de direção preferencial E-W. Os plutons foram deformados por cisalhamento dúctil e apresentam intensidade variável na anisotropia estrutural, chegando a constituir protomilonitos e milonitos. A intensa deformação e a direção E-W dos corpos graníticos, concordante com a direção geral do Cinturão Itacaiúnas, são compatíveis com uma geração sintectônica durante a implantação deste cinturão (Araújo & Maia, 1991). Um corpo distante 15 km a noroeste de Tucumã foi estudado por Avelar *et al.* (1999) e forneceu a idade Pb-Pb em zircão de 2736 ± 24 Ma, sugerindo que esta idade esteja associada a estruturação do Cinturão Itacaiúnas.

3.4- MAGMATISMO PROTEROZÓICO

Tanto o Cinturão Itacaiúnas como o TGG foram afetados por eventos magmáticos durante o Proterozóico Inferior. Corpos máfico-ultramáficos (Suíte Intrusiva Cateté) cortam gnaisses do Complexo Xingu e os granitos da Suíte Plaquê no Cinturão Itacaiúnas, ao passo que plutons graníticos anorogênicos cortaram o TGG na região de Tucumã.

A Suíte Intrusiva Cateté compreende pequenos plutons máfico-ultramáficos constituídos por dunitos, serpentinitos, peridotitos, piroxênitos, gabros e noritos não deformados. Alguns desses corpos apresentam mineralizações de Ni e Cr.

Os granitos anorogênicos Velho Guilherme e Seringa são plutons graníticos proterozóicos

que cortam o *greenstone belt* de Tucumã. O Granito Velho Guilherme é um pequeno maciço circular com aproximadamente 8 Km de diâmetro, mineralizado a cassiterita, que ocorre na Serra do Cuca. O Granito Seringa é um batólito que trunca a borda leste do *greenstone belt* de Tucumã e o Granodiorito Rio Maria.

3.5- GEOLOGIA ESTRUTURAL

O arcabouço estrutural do TGG de Tucumã é caracterizado por um sistema de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil oblíquas e transcorrentes, orientadas preferencialmente segundo NW-SE e E-W respectivamente, desenhando um mosaico entrelaçado e anastomótico (Costa *et al.*, 1993). As zonas de cisalhamento oblíquas NW-SE são mais proeminentes e apresentam componentes de cavalgamento e direcional destal, mergulhando fortemente para NE e raramente para SW, tal como havia caracterizado Araújo & Maia (1991). Essas são evidenciadas pela presença de uma foliação milonítica impressa nas rochas meta-sedimentares e metavulcânicas do Grupo Tucumã, não sendo muito evidentes no Granodiorito Rio Maria. As zonas de cisalhamento transcorrentes de direção E-W ocorrem no extremo norte do *greenstone belt* de Tucumã e a elas associam-se uma foliação milonítica e uma lineação de estiramento sub-horizontal.

Zonas de cisalhamento N-S, tanto rúpteis como dúcteis, e falhas normais NW-SE ocorrem localmente afetando as rochas supracrustais e os granitóides. Essa estruturação arqueana foi, em parte, modificada pela intrusão do Granito Velho Guilherme e por falhas transcorrentes NE-SW, relacionadas ao evento distensivo do Proterozóico.

3.6- DADOS GEOCRONOLÓGICOS EXISTENTES

A região de Tucumã dispõe de alguns dados geocronológicos significativos. No contexto do Cinturão Itacaiúnas, os gnaisses granodioríticos do Complexo Xingu apresentaram uma idade Pb-Pb em zircão de 2972 ± 16 Ma e 2974 ± 15 Ma (Avelar *et al.* 1994, 1995 e 1999) e uma idade Rb-Sr de 2574 ± 57 Ma. (Lafon *et al.* 1991), indicando que se tratam de rochas mais antigas remobilizadas pela tectônica do Arqueano Superior que formou o Cinturão Itacaiúnas. Os granitóides da Suíte Plaqué apresentaram uma idade Pb-Pb em zircão de 2729 ± 29 Ma e 2736 ± 24 Ma (Avelar, 1996; Avelar *et al.* 1999), idade confirmada através do SHRIMP (Lafon J. M., informação verbal, 1997) e compatível com a idade U-Pb de 2758 ± 39 Ma do Grupo Grão Pará (Wirth *et al.* 1986), confirmando a hipótese que tratam-se de granitos sintectônicos em relação ao

evento que formou o Cinturão Itacaiúnas.

Nos Terrenos Granito-*Greenstones*, zircões de um granitóide incluído no Granodiorito Rio Maria apresentaram as idade Pb-Pb de 2850 ± 17 Ma (2σ) e 2852 ± 16 Ma (Avelar *et al.* 1994, 1995 e 1999), enquanto que, Lafon *et al.* (1991) obtiveram idades Rb-Sr de 2739 ± 23 Ma (2σ) e 2677 ± 50 Ma (2σ) para rochas do Granodiorito Rio Maria encontradas na bacia do Igarapé Manelão e na região de Ourilândia respectivamente. Correia Junior (1996) e Avelar *et al.* (1996 e 1999) obtiveram uma idade Pb-Pb em zircão de 2867 ± 10 Ma (2σ) e 2868 ± 8 Ma respectivamente em rochas vulcânicas ácidas do Grupo Tucumã, enquanto que uma rocha meta-sedimentar desta unidade forneceu idade Pb-Pb em zircão entre 2879 ± 2 Ma a 3097 ± 1 Ma (Correia Junior 1997), indicando zircões de várias fontes. Esses dados indicam que as rochas do *greenstone belt* de Tucumã são mais antigas que aquelas do Supergrupo Itacaiúnas e que as primeiras foram cortadas por granodioritos tipo Rio Maria.

Para as unidades do Proterozóico da região de Tucumã, o Granito Seringa, que corta os Terrenos Granito-*Greenstones*, forneceu uma idade Pb-Pb por evaporação de 1897 ± 21 Ma (2σ) (Correia Junior 1995) e uma idade Rb-Sr de 1730 ± 58 Ma (1σ) (Lafon *et al.* 1988). Quanto ao Granito Velho Guilherme, o mesmo apresentou idades de 1653 ± 14 Ma (Lafon *et al.* 1991) e 1874 ± 30 Ma (2σ) (Lafon *et al.* 1995) fornecidas respectivamente pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total.

Esses resultados, sugerem para a região de Tucumã uma evolução geológica similar à dos terrenos granito-*greenstones* das regiões de Rio Maria e Serra dos Gradaús.

3.7- POTENCIAL METALOGENÉTICO DA REGIÃO DE TUCUMÃ

Inserida na seqüência supracrustal do tipo *greenstone belt* do sul do Pará, a região de Tucumã, em virtude do seu ambiente geológico-tectônico, apresenta-se predisposta ao surgimento de inúmeros depósitos e ocorrências minerais, assim entre as mais favoráveis mineralizações estão às seguintes:

- Garnierita, sulfetos de Ni, Cu, Co e minerais do grupo da Pt em corpos máfico-ultramáficos
- Sn em granitos proterozóicos tipo Velho Guilherme
- Au em veios de quartzo ou rochas hidrotermalizadas associados com seqüências supracrustais tipo *greenstone belts*.

O Ni, os metais base e o Sn, potencialmente presentes na região, não são objetos deste estudo, porém quanto ao Au (tema principal desta tese), observamos que a maioria dos depósitos auríferos na região de Tucumã é do tipo aluvionar. Entretanto, pelo menos dois depósitos primários são conhecidos. No garimpo da Cachoeira o ouro ocorre em veios de quartzo hospedados em seqüências meta-sedimentares, e nos garimpos da Serrinha e Manelão o minério ocorre em rochas meta-sedimentares cisalhados e hidrotermalmente alterados (Macambira & Vale, 1997). Observações de campo em testemunhos de sondagens no depósito da Serrinha evidenciaram a ocorrência de pequenos cristais de pirita ora em filonetes de quartzo, ora dispersos na rocha vulcânica hospedeira.

Pode-se estabelecer, com pouca margem de dúvida, que a concentração primária de Ni e metais base nas rochas máfico-ultramáficas é de natureza magmática, podendo havendo também enriquecimento supergênico (garnierita), e que os depósitos primários de cassiterita nos granitos são relacionados a greisens. Por outro lado, embora as características geológicas dos depósitos auríferos sejam compatíveis com o modelo mesotermal tipo *lode* (Roberts 1987; Hodgson 1989; Groves & Foster 1991), tais como: depósitos hidrotermais somente de Au em veios de quartzo associados com *greenstone belts* e zonas de cisalhamento, algumas dúvidas podem suscitar a respeito da participação de processos magmáticos (sobretudo dos granitóides) e metamórficos na gênese desses depósitos. No entanto, o esclarecimento dessa questão nesta tese, é essencial para o estabelecimento de um modelo metalogenético para a região de Tucumã.

4- DEPÓSITO AURÍFERO DO CUCA

O depósito aurífero do Cuca localiza-se nas proximidades da vila de mesmo nome que encontra-se distante aproximadamente 14 Km a SSW da cidade de Tucumã. Os afloramentos das rochas supracrustais do *greenstone belt* de Tucumã são escassos ou quase inexistentes, o que dificulta o estudo e a avaliação espacial dos corpos mineralizados e de suas rochas hospedeiras, havendo necessidade para tal de dados indiretos e trabalhos de sondagens.

A mineração aurífera da região de Tucumã, do mesmo modo que a maioria dos depósitos de ouro do sul do estado do Pará, iniciou-se através da exploração garimpeira. O garimpo expandiu suas atividades rapidamente ao longo da década de 80, explorando principalmente o minério secundário (alúvio, colúvio e elúvio), passando em seguida, com a exaustão desse tipo de minério, para filões primários. O garimpo da região de Tucumã deu sinal de declínio no final da década de 80, juntamente com outros grandes garimpos do sul do Pará, em consequência do aprofundamento das cavas a procura dos veios primários e da necessidade de tecnologias mais complexas para a exploração dos filões. No início dos anos 90, quando os garimpos do sul do Pará começaram a paralisar suas atividades, algumas empresas de mineração se habilitaram para realizar programas de prospecção em busca dos corpos de minério primário em sub-superfície, principalmente nas áreas de garimpos abandonados ou em declínio.

Nos alvos do Cuca e Serrinha as empresas BRASILCA e UNIGEO realizaram sondagens para avaliar o potencial aurífero dos veios primários. Embora os resultados alcançados até o momento ainda não favoreçam um prospecto de exploração na área, o potencial dos depósitos secundários explorados pelos garimpeiros, e os pequenos corpos mineralizados já encontrados justificam a continuação dos trabalhos. Além de viabilizar uma avaliação do potencial aurífero da área, os trabalhos de sondagens permitem também melhorar o nível de conhecimento dos processos de formação dos depósitos auríferos e da geologia das seqüências das rochas hospedeiras. Neste sentido, o interesse em estudar o alvo do Cuca, empreendido nessa dissertação, foi viabilizado em parceria com a empresa Brasilca que forneceu os testemunhos, mapas e relatórios, além do apoio logístico.

4.1- ROCHAS HOSPEDEIRAS

Os corpos mineralizados do depósito do Cuca estão hospedados em rochas vulcânicas milonitizadas e hidrotermalizadas da Formação Igarapé do Cuca do Grupo Tucumã (Macambira & Vale 1997). Essas rochas foram estudadas somente através de testemunhos de sondagem, visto que os afloramentos de superfície das seqüências vulcano-sedimentares são muito restritos e empobrecidos em registros geológicos.

A caracterização petrográfica das rochas hospedeiras foi realizada através de 24 lâminas delgadas e 13 lâminas polidas em amostras previamente selecionadas com base na descrição macroscópica e com auxílio de uma lupa binocular. Procurou-se definir a composição mineralógica, texturas, paragêneses e modificações provocadas pelo metamorfismo, deformação e alteração hidrotermal.

A seqüência litológica compreende pacotes métricos de derrames e tufos com intercalações restritas de rochas sedimentares químicas. Frequentemente esses pacotes não são distinguidos com facilidade em escala macroscópica, sobretudo porque são em grande parte rochas afaníticas de composições próximas e intensamente deformadas e hidrotermalmente alteradas, correspondendo normalmente a milonitos afetados por retrabalhamentos estruturais tais como adelgaçamentos, dobramentos e transposição de estruturas primárias.

As rochas miloníticas normalmente apresentam-se macroscopicamente com textura maciça a bastante foliadas. Em geral essas rochas são de composição ácida e seus arcabouços são dotados de esparsos minerais de alteração (clorita e sericita) inclusos em uma matriz orientada de composição félsica composta de quartzo e plagiocásio microcristalino (Figura 4.1-1).

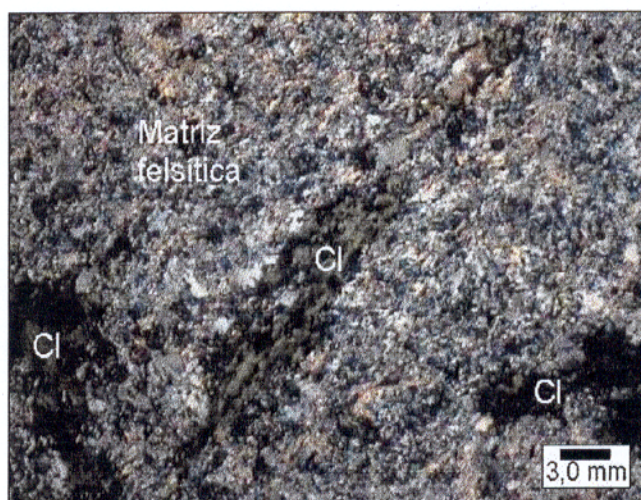


Figura 4.1-1- Fotomicrografia mostrando uma rocha milonítica de composição ácida com matriz orientada pela deformação (nicóis cruzados - NX).

Milonitos mais ricos em quartzo tem mostrado feições de cristais fragmentados a levemente deformados, porém em geral essas rochas são formadas por matriz orientada cloritizada e cristais estirados de quartzo (*ribbon quartz*) (Figura 4.1-2).

Essas rochas deformadas são representadas principalmente por milonitos a subordinados ultramilonitos com diversos graus de deformação. E feições como bandamentos, microfalhamentos e fraturas de cisalhamento (Figura 4.1-3) revelam os intensos processos de deformação progressiva que as atingiu.

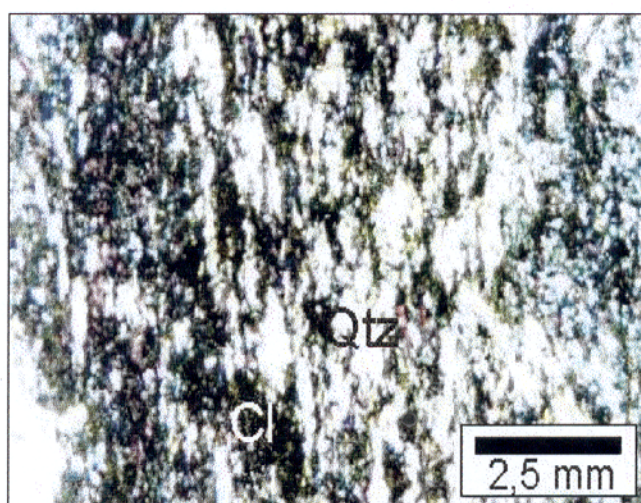


Figura 4.1-2- Fotomicrografia mostrando uma rocha milonítica de matriz cloritizada com quartzo em tiras (NX).

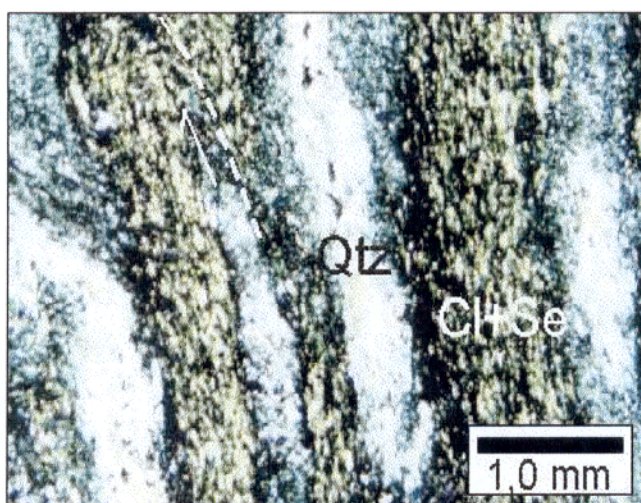


Figura 4.1-3- Fotomicrografia mostrando uma rocha milonítica formada por bandas predominantemente constituídas de clorita + sericita intercaladas de bandas de quartzo \pm plagioclásio. E no canto superior esquerdo pode ser observado um microfalhamento de transposição (NX).

Apesar da granulometria fina e das transformações sofridas por essas rochas, procurou-se definir, naquelas mais preservadas, a sua composição através de análise modal (Figura 4.1-4). As mesmas tratam-se de andesitos, quartzo andesitos e dacitos, com ocorrência de rochas basálticas subordinadas (diabásios).

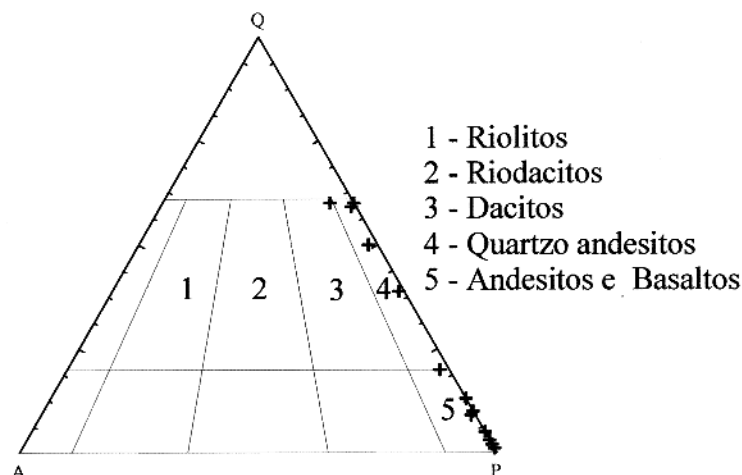


Figura 4.1-4- Análise modal das rochas hospedeiras da mineralização do Cuca segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1967).

A textura muito fina dessas rochas mais preservadas, foi decorrência em alguns casos, não só das condições de cristalização do magma (próximo à superfície), mas também do condicionamento estrutural imposto a elas (processos de milonitização). As descrições petrográficas dessas rochas revelam características típicas do ambiente vulcanoclástico-hipabissal, com corpos porfíricos, derrames e rochas piroclásticas do tipo tufácea. Os tufos, em particular, foram caracterizados como tufos de cinzas (*ash tuffs*) e mais subordinados tufos de lapili (*lapilli-tuffs*) de acordo com a classificação de Fisher² *apud* Mcphie *et al.* (1993).

Desse modo as rochas hospedeiras do depósito do Cuca foram divididas em três grupos principais formados por: 1- Andesitos e quartzo andesitos porfíricos e diabásios, 2- Tufos quartzo andesíticos e 3- Derrames andesíticos, quartzo andesíticos e dacíticos. Acredita-se que de alguma forma essas composições corresponderiam a respostas do processo hidrotermal sofrido pelas rochas, sendo que este foi capaz de empobrecê-las em K-feldspato através da sericitização.

² FISHER, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Sci. Rev.* 1:287-298.

4.1.1- Andesitos e quartzo andesitos porfiríticos e diabásios

Em poucos casos as rochas porfiríticas podem ser distinguidas macroscopicamente. Quando observadas em lâminas delgadas essas rochas apresentam matriz principalmente de composição félsica, constituída de quartzo micro a criptocristalino e cristais de plagioclásio subédricos, em alguns casos esta pode apresentar-se sericitizada e cloritizada.

Os fenocristais dessas rochas são em geral euédricos e normalmente formados de albita, podendo existir pórfiros de quartzo anédricos além de cristais mais fragmentados (Figura 4.1-5). Não descarta-se a possibilidade de ocorrerem basaltos pórfiros, entretanto a alteração dos fenocristais de plagioclásio pode ter mascarado as suas verdadeiras composições.

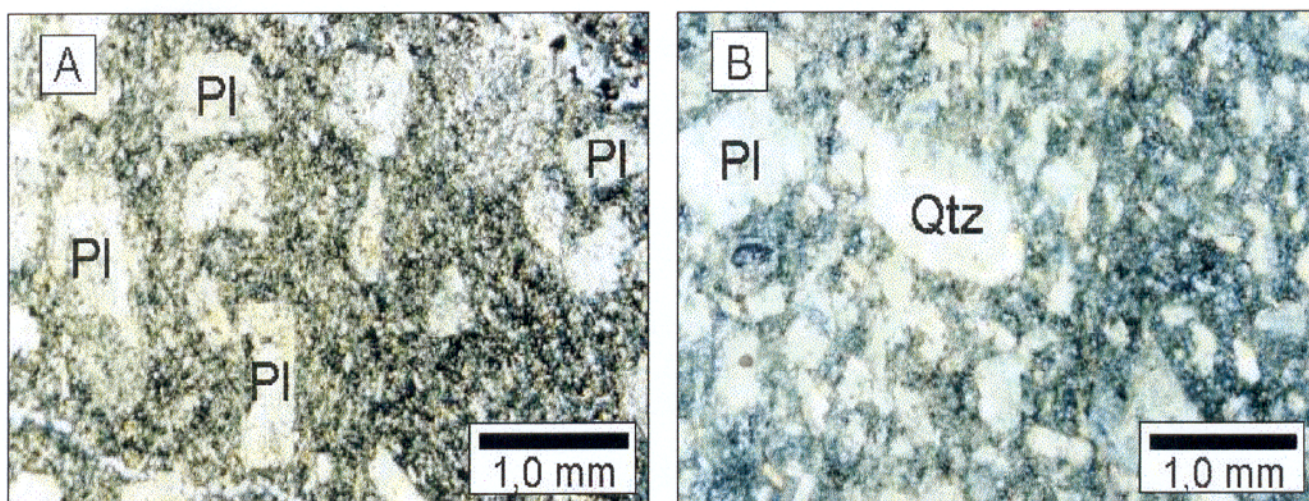


Figura 4.1-5- Fotomicrografias em NX mostrando a textura porfirítica de um andesito (A) e um quartzo andesito (B).

Caracterizando o ambiente hipabissal além das rochas porfiríticas, ocorre também com menor freqüência, rochas com cristais maiores e mais bem formados, como diabásios de textura ofítica, e mais subordinadamente quartzo dioritos.

Os quartzo dioritos apresentam-se macroscopicamente em pequenas apófises faneríticas associadas a quartzo andesitos porfiríticos. Esses são formados principalmente por cristais de quartzo e plagioclásio subédricos a anédricos compondo texturas granulares alotriomórficas e hipidiomórficas (Figura 4.1-6), os máficos são representados por remanescentes cristais de clorita hidrotermal.

Essas constituem as rochas hospedeiras mais preservadas do depósito, as quais são pouco alteradas hidrotermalmente. Em geral essas rochas são formadas por grande quantidade de

quartzo com relação ao plagioclásio, sendo que a quantidade de cristais de K-feldspato é extremamente reduzida ou nula.

Apesar de hipabissais os diabásio são afaníticos em amostras de mão, porém em lâminas delgadas esses são formados por ripas de albita (possivelmente resultante de transformações hidrotermais), subordinados cristais de zoizita, além de um baixo conteúdo de minerais ferro-magnesianos primários, os quais foram totalmente alterados para clorita como nos quartzos dioritos (Figura 4.1-7).

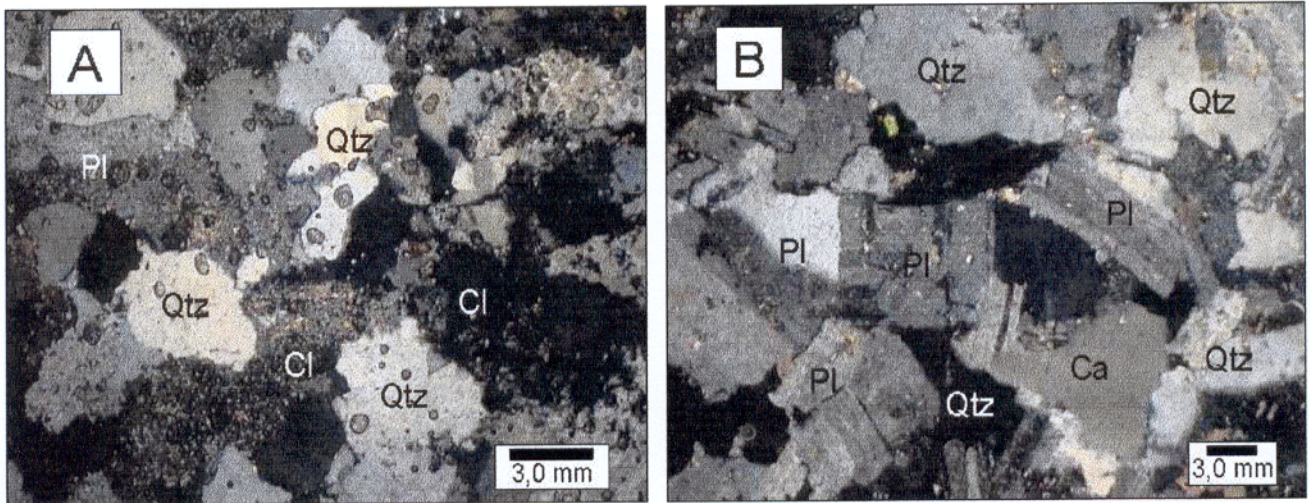


Figura 4.1-6- Fotomicrografias mostrando aspectos texturais de quartzos dioritos, em (A) apresentando textura alotiomórfica, em (B) apresentando textura hipidiomórfica (NX).

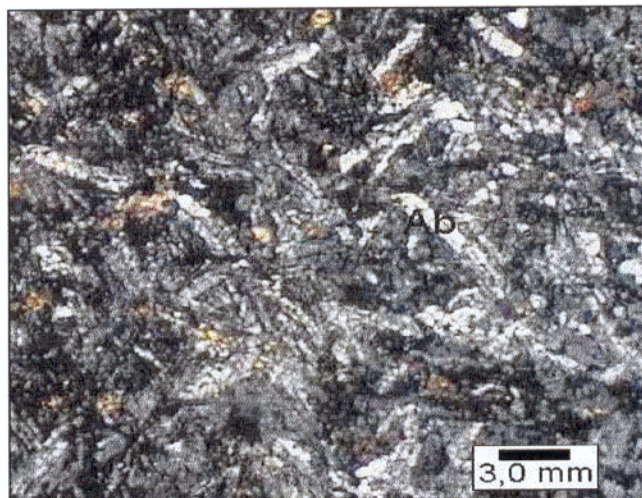


Figura 4.1-7- Fotomicrografia mostrando a textura óptica preservada de um diabásio em NX.

4.1.2- Tufos quartzo andesíticos

Os tipos mais marcantes de tufos quartzo andesíticos apresentam-se como pacotes de rochas formadas por aleitamentos magmáticos. Em amostras de mão esses leitos são reconhecidos por bandas esbranquiçadas e verdes, podendo conter filões de quartzo encaixados com a mesma direção.

Esses aleitamentos são constituídos de leitos de composição félsica intercalados por leitos máficos, formados principalmente de quartzo \pm plagioclásio e clorita \pm zoizita respectivamente, contudo ocorrem fragmentos tufáceos de quartzo em todo o pacote (Figura 4.1-8A). Essa disposição de rochas aleitadas é provavelmente gerada durante a ejeção de magma em ambientes mais rasos formando uma seqüência de eventos piroclásticos.

Nessas rochas o plagioclásio ocorre mais subordinadamente como cristais anédricos distribuídos pela fase mais félsica. O quartzo é o principal constituinte dessa fase, ocorrendo como cristais anédricos e subédricos, em geral esses leitos são mais delgados que os máficos que são formados de cristais alongados de clorita hidrotermal e subordinados cristais orientados de zoizita, por vezes esse pacote de rochas pode aparecer milonitizado e com microfalamentos transpressivos (Figura 4.1-8B).

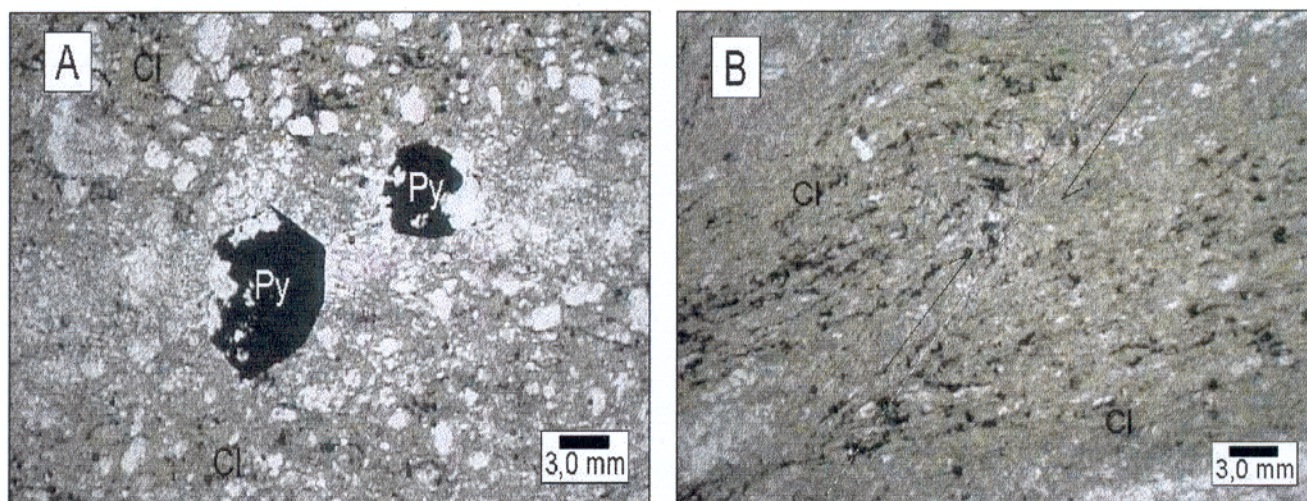


Figura 4.1-8- Fotomicrografias mostrando um tufo quartzo andesítico onde em (A) a textura tufácea é formada por fragmentos de quartzo e piratas euédricas sendo substituídas por quartzo secundário, e em (B) uma porção do mesmo tufo mostra textura mais milonítica e microfalamento (todos em nicóis paralelos - N//).

4.1.3- Derrames andesíticos, quartzo andesíticos e dacíticos

Os tipos aqui caracterizados geralmente exibem granulometria mais homogênea, formando arcabouços mais granulares, possivelmente resultado de derrames tabulares (*sills*) encaixados em estratos de rochas próximo à superfície. Entretanto alguns corpos podem apresentar feições levemente glomeroporfíricas ou indícios de um intenso processo de deformação associado a alteração hidrotermal.

As rochas de composição andesítica mais preservadas, são formadas primordialmente por cristais subédricos a anédricos de plagioclásio levemente sericitizados, imersos em uma matriz criptocristalina escura de composição desconhecida com cristais de sericita discretamente orientados (Figura 4.1-9A).

Os derrames andesíticos com feições mais deformadas são constituídos geralmente por cristais *augen* de plagioclásio, com matriz félsica criptocristalina e empobrecida em cristais de quartzo. Os cristais máficos apresentam-se estirados e quase sempre substituídos por cloritas hidrotermais, que são acompanhadas de palhetas de sericitas que mostram-se nitidamente orientadas principalmente em torno dos cristais de plagioclásio (Figura 4.1-9B).

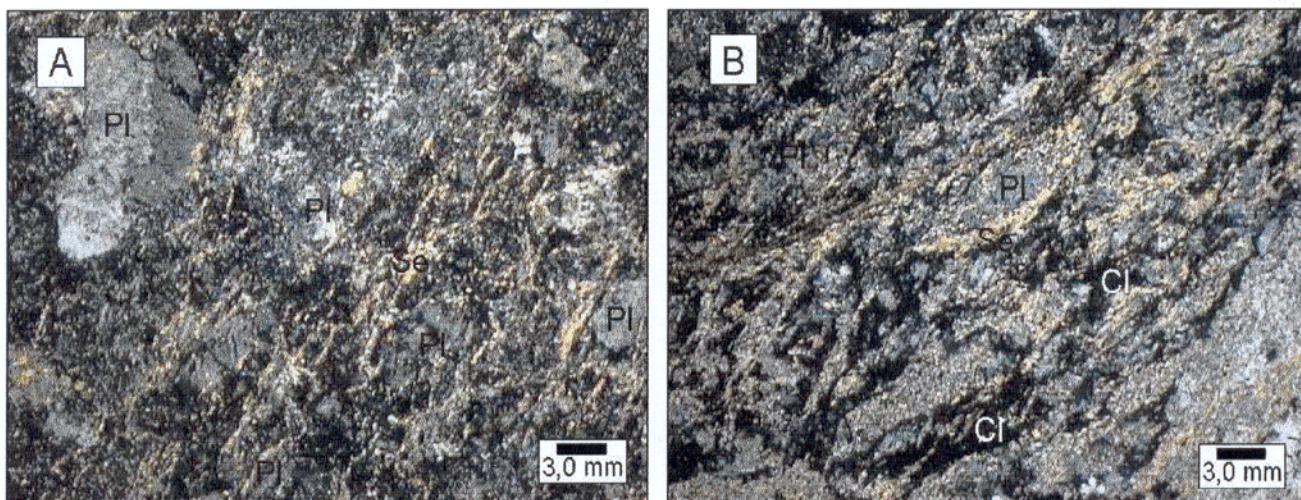


Figura 4.1-9- Fotomicrografias mostrando em (A) um derrame andesítico com textura levemente glomeroporfírica, e em (B) um derrame andesítico mais deformado mostrando *augens* cristais de plagioclásio.

Em suma, a presença de material piroclástico como fragmentos de cristais, aliados a rochas com leitos levemente orientados formados sobretudo por cinzas, leva a entender a formação dessas rochas a partir de um vulcanismo predominantemente subaéreo, já que não

foram encontrados indícios de lavas em almofadas (*pillow*) e junções colunares, mais típicas de ambientes submarinos (McPhie *et al.* 1993), bem como uma quantidade relevante de rochas sedimentares químicas e pelíticas intercalando essas seqüências, que indicassem relação dessas rochas com um vulcanismo submarino.

Os estudos geoquímicos nas rochas meta-sedimentares e metavulcânicas do Grupo Tucumã realizados por Macambira & Vale (1997) e Correia Junior (1997) mostram que esse conjunto de rochas é compatível com ambientes de subducção, sendo que as rochas de origem clástica, foram formadas por sedimentos imaturos constituindo uma paleoambiência correspondente a bacias não muito extensas tipo bacias trás-arco.

Quanto as rochas ácidas-intermediárias, essas apresentam uma composição cálcio-alkalina a qual Macambira & Vale *op cit.* as relacionam com ambientes semelhantes ao de arcos magmáticos. Por outro lado, os referidos autores salientam que o caráter toleítico das rochas basálticas podem também indicar ambientes do tipo trás-arco.

4.2- CONTROLE DA MINERALIZAÇÃO E MODO DE OCORRÊNCIA

A análise de fotografias aéreas e imagem de satélite da região de Tucumã (Figura 4.2-1), mostrou que os principais traços estruturais no regime dúctil representam foliações com direções NE-SW e NNE-SSW, sendo que essas direções se mantêm em torno do depósito do Cuca. Os traços de falha e/ou fratura apresentam três direções preferenciais são elas: NE-SW, NW-SE e ENE-WSW, as duas últimas correspondendo as zonas de cisalhamento regionais dúcteis oblíquas (NW-SE) e transcorrentes (E-W), definidos por Costa *et al.* (1993). Em torno do depósito estudado essas direções são bem marcadas e correspondem a estruturas mais detalhadas apresentadas na Figura 4.2-2.

Por ser o resultado de uma campanha preliminar de pesquisa, os testemunhos de sondagem aqui estudados, além de amostrar um volume reduzido dos corpos de minério, pouca informação podem fornecer sobre a forma e a situação espacial destes corpos, uma vez que não foram realizados em malhas com distribuição regular dos furos.

De acordo com os furos de sondagem os corpos mineralizados do Cuca estão situados a SW da vila do Cuca, entre as cotas de 250 e 350 m de profundidade, posicionados ou controlados em regiões plano axiais, regiões de charneiras e/ou longitudinalmente em flancos de duas estruturas dobradas de eixos ENE-WSW que mergulham para ENE. Essas estruturas são referidas na região como sinclinal do Cuca e anticlinal do Paçoca (Figura 4.2-2). Além das estruturas acima citadas a região estudada é cortada por zonas de cisalhamento, com falhas transcorrentes e de empurrões, que também condicionaram o desenvolvimento de armadilhas estruturais capazes de hospedar os veios mineralizados (Figura 4.2-3).

A zona de cisalhamento do Alan de direção NW-SE, a NE da vila do Cuca (Figura 4.2-2) afetou as rochas hospedeiras da mineralização, produzindo milonitos com planos de foliação que mergulham de 70° a 60° para NE e lineações de estiramento mineral com atitudes entre 55°/350 AZ e 65°/360 AZ (Figura 4.2-4 A e B). Essa zona de cisalhamento, em conjunto com as falhas transcorrentes destrais do Cuca e da Serrinha, além de deformar as rochas, produzindo desde proto a ultramilonitos, e condicionar estruturas singenéticas a mineralização, formou um conjunto heterogêneo de condutos estruturais que permitiram a migração dos fluidos mineralizantes do depósito do Cuca.

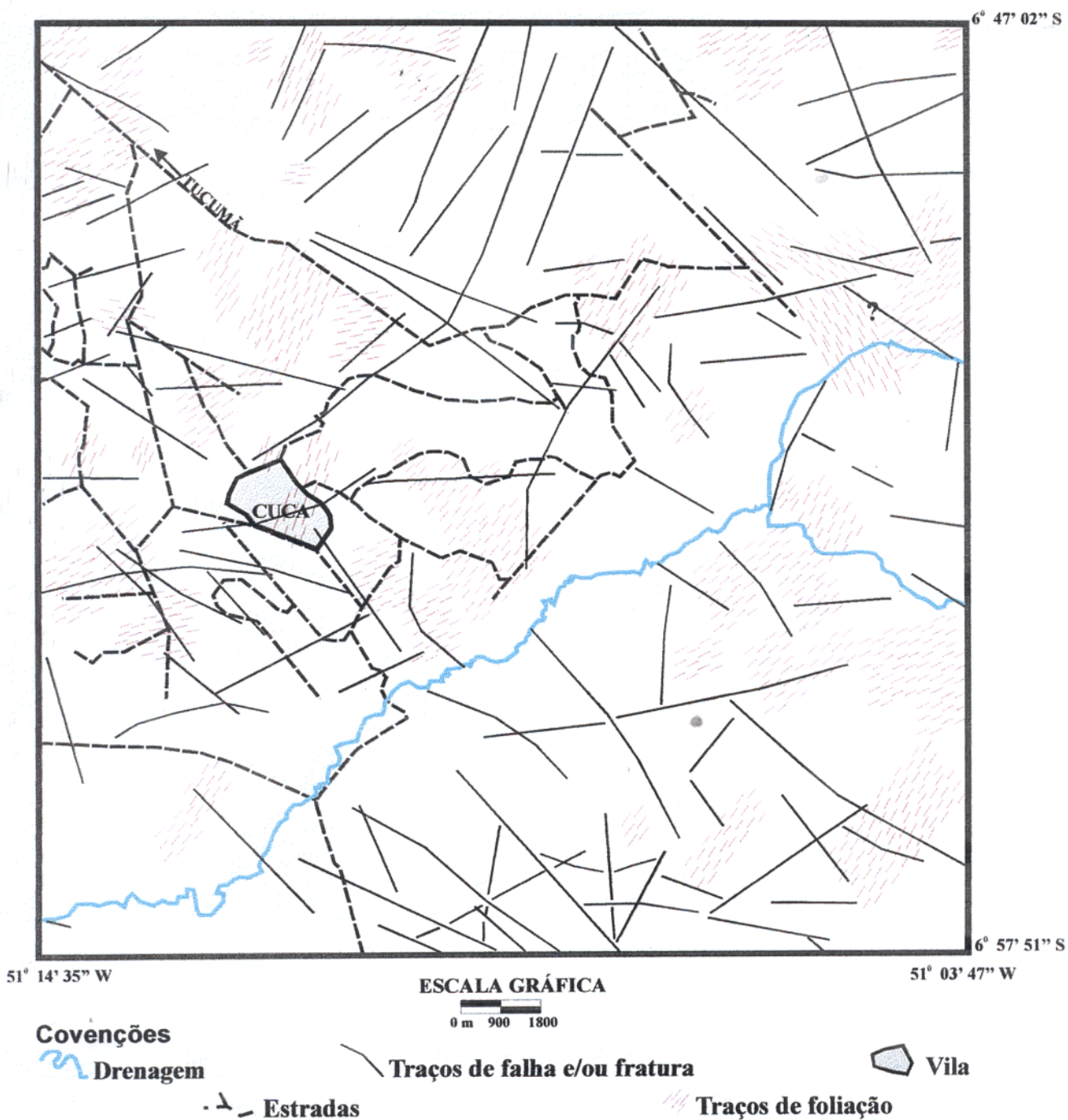
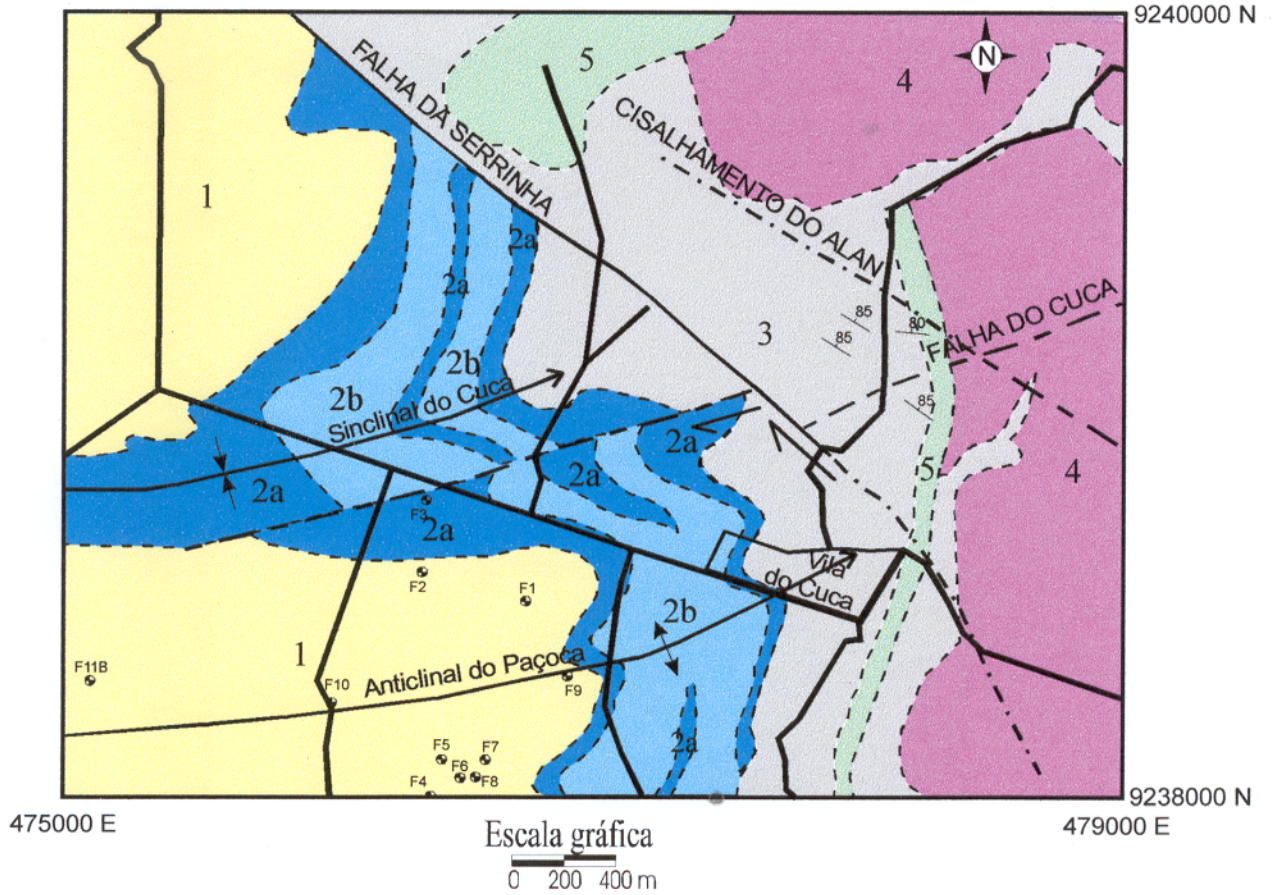


Figura 4.2-1- Mapa fotoestrutural da região de Tucumã. Baseado em fotografias aéreas de 1:45.000 e imagens de satélite Landsat (banda 5) de 1:100.000.



Legenda

Paleo Arqueano ao Neo Proterozóico

- 5** Gabro porfírico de granulação média a anfibolito maciço
- 4** Quartzo sericita xisto branco foliado
- 3** Unidade Epiclástica: conglomerados heterolíticos maciços e arenitos imaturos
- 2** Unidade sedimentar clástica e química: (a) Chert c/ laminação delgada, magnetito e argilito, (b) Laminação delgada de argilito + chert + magnetito
- 1** Unidade vulcânica félsica inferior: Brechas + tufo lapili riolítico a dacítico maciço, Intrusões subvulcânicas e/ou derrames quatzo fíricos riolíticos maciços

Convenções

- Contato geológico assumido e/ou aproximado
- Falha definida
- Falha aproximada
- Falha assumida
- Eixo de Anticlinal c/ plunge
- Eixo de Sinclinal c/ plunge
- Furos estudados
- Acamamento c/ mergulho
- Sentido aparente do movimento
- Estradas

Figura 4.2-2- Mapa geológico modificado do alvo do Cuca (cedido pela BRASILCA Mineração Brasileira Ltda.)

A falha do Cuca, de direção NE-SW, é paralela aos eixos das dobras do Cuca e do Paçoca, e pode ter desempenhado um importante papel no condicionamento dos corpos de minério. A falha tardia da Serrinha, de direção NW-SE, afetou a falha do Cuca e demais estruturas pré existentes causando a transposição de feições mais dúcteis (Figura 4.2-5), devendo também ter recondicionado os corpos de minério.



Figura 4.2-3- Fotografia mostrando veios de quartzo e geodos hospedados em uma rocha do Grupo Tucumã. Os geodos apresentam-se alongados na direção NE-SW.

Apesar da escassez de dados estruturais de detalhe no depósito do Cuca, as características deste depósito apontam para um controle estrutural envolvendo dobramentos e zonas de cisalhamento, semelhante àquele idealizado por Hodgson (1989) e Cox *et al.* (1991). Com base neste tipo de controle, a geometria e morfologia dos corpos mineralizados do Cuca foram modelados na Figura 4.2-6. A zona mineralizada, entre os eixos do sinclinal do Cuca e anticlinal do Paçoca, se estende por algumas centenas de metros, até 2 a 3 Km de comprimento,

com corpos mineralizados elipsoidais contínuos ou boudinados, alongados na direção dos eixos dessas estruturas, ocorrendo também corpos sigmoidais inclinados em alto ângulo em relação aos eixos das dobras.

O intenso processo dinâmico que transpôs e deformou as rochas desse depósito além de conduzir os fluidos mineralizantes deve ter contribuído para definir a geometria dos corpos alongados. Formas sigmoidais e elipsoidais desses corpos devem ser resposta ao conjunto de esforços (*stress*) que atingiram as suas encaixantes em níveis crustais predominantemente dúcteis. De acordo com a classificação de Hodgson (*op cit.*) e Cox *et al.* (*op cit.*), os corpos mineralizados do Cuca podem ser classificados como veios centrais ao cisalhamento (*central shear veins*) e veios tipo *gash*, e possíveis charutos tipo *saddle reefs* (Figura 4.2-7). A associação

de veios de cisalhamento e tipo *gash* em fraturas de distensão (Figura 4.2-8) foi definido por Hodgson (1989) como padrão “centopéia”.

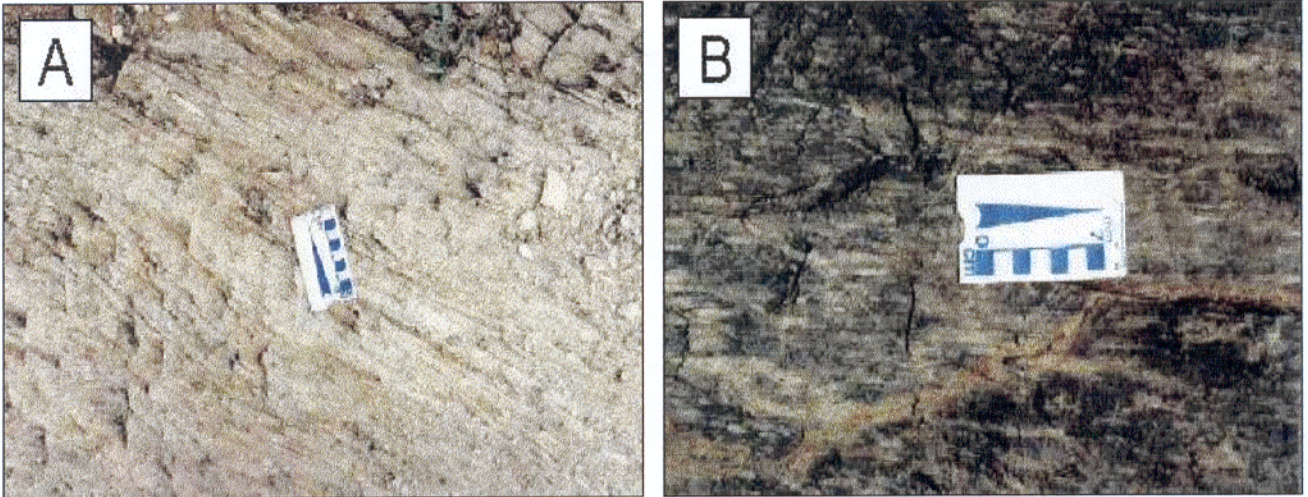


Figura 4.2-4- Fotografias mostrando rochas intensamente milonitizadas pelo cisalhamento. (A) Talco xisto epidotizado mostrando traços da foliação com atitude NW-SE. (B) Detalhe da lineação de estiramento mineral de uma rocha metavulcânica ácida.



Figura 4.2-5- Fotografia de testemunhos de sondagem mostrando pequenos conjuntos de falhamentos dentro de uma sinemática dúctil-rúptil. Esses falhamentos são responsáveis pela reorganização de estruturas dobradas e foliadas.

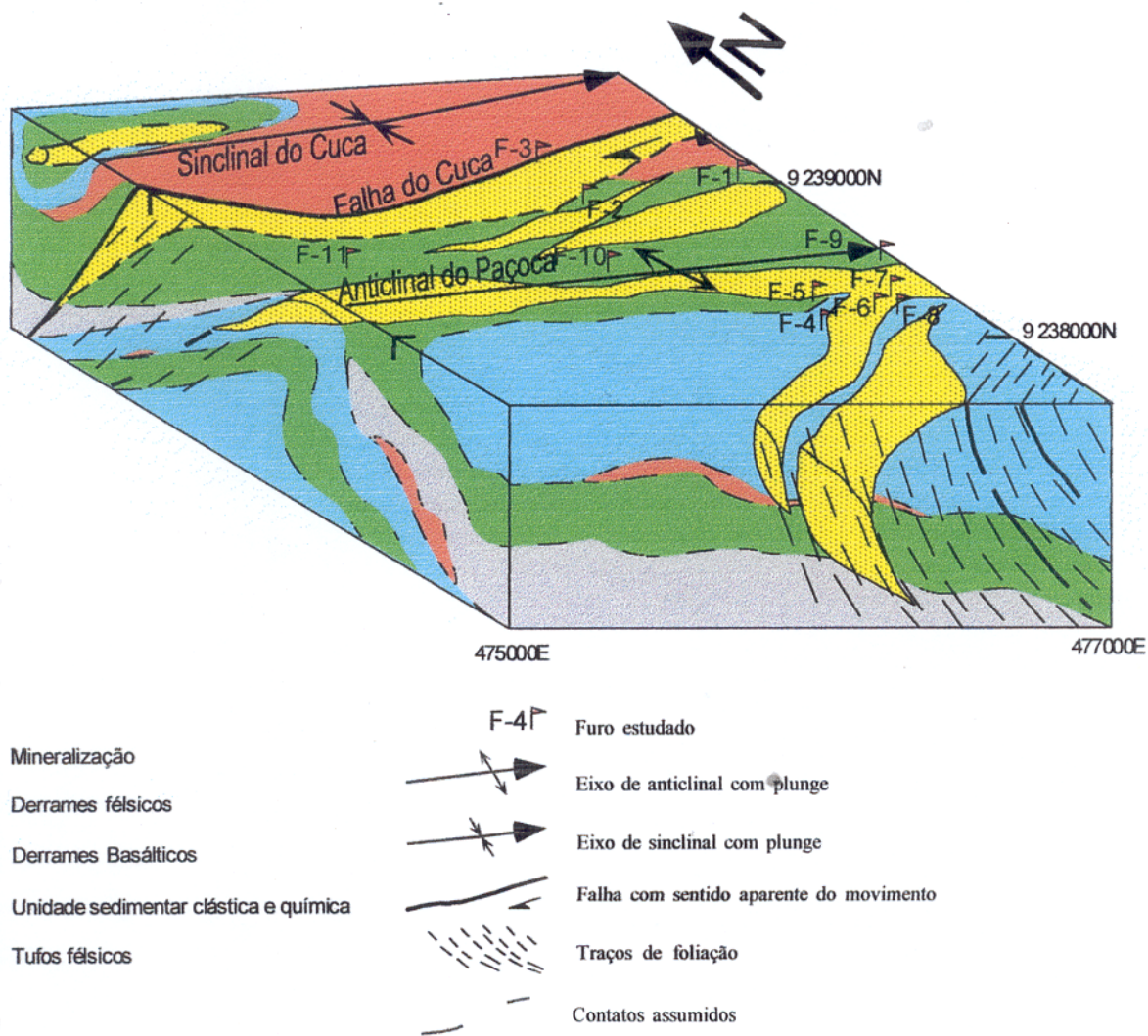


Figura 4.2-6- Bloco diagrama esquemático baseado nos testemunhos de sondagem mostrando a possível disposição dos corpos de minério em sub-superfície, controlados por estruturas geradas por dobras, falhas e zonas de cisalhamento.

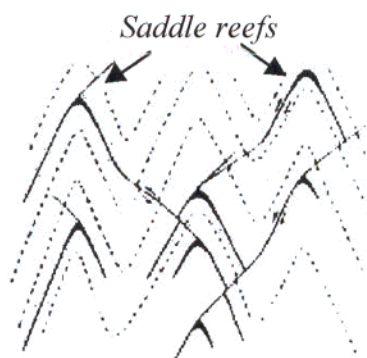


Figura 4.2-7- Modelo geométrico de dobras e mineralização idealizado por Cox *et al.* (1991).

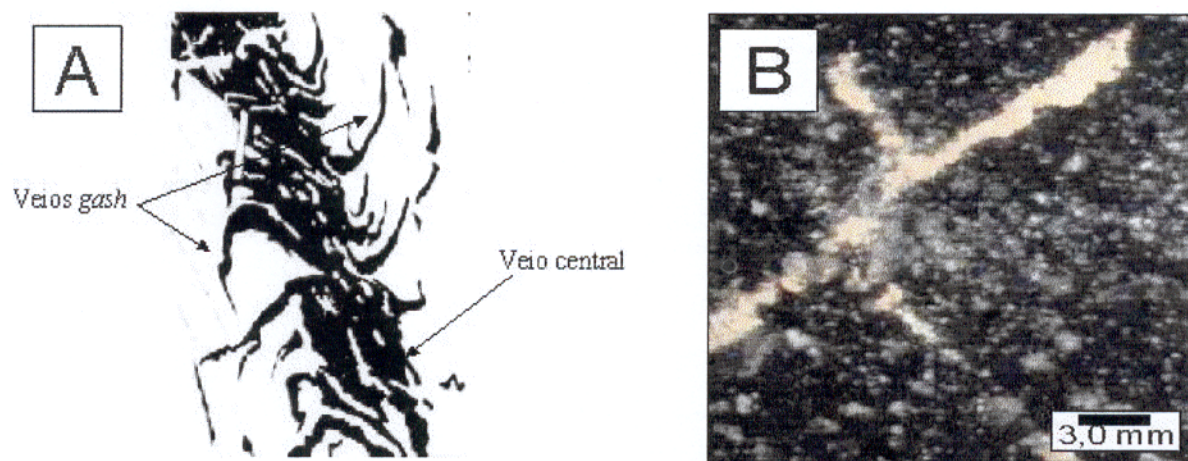


Figura 4.2-8- Em (A) padrão “centopéia” idealizado por Hodgson (1989) para configurar regiões de veios mineralizados em zonas de cisalhamento, em (B) fotomicrografia mostrando um padrão “microcentopéia” em um veio de calcita do depósito do Cuca.

Com base na morfologia e na relação minério/ganga dos corpos de minério, estes podem ser classificados em três seguintes grupos: veios ou filões, cavidades preenchidas (*vugs*) e minério disseminado. Um quarto tipo, representado por charutos tipo *saddle reefs* é esperado, porém não será descrito, porque foi apenas previsto no modelo morfológico e estrutural.

Os veios e *vugs* normalmente possuem dimensões diminutas (alguns milímetros a 4 cm de diâmetro) e frequentemente são envolvidos por minério disseminado representado por impregnações de sulfetos distribuídos aleatoriamente em rochas hidrotermalizadas.

4.2.1- Minério filoneano

Os veios mineralizados do Cuca se apresentam sob três formas seguintes: veios de quartzo, veios de carbonato e filonetes de sulfetos maciços.

Os veios de quartzo estão melhor representados nas amostras Tuc-53, 102, 123 e 134 (Prancha 4.2-IA). São veios de 1mm a no máximo 4 cm de espessura, concordantes com a foliação da rocha hospedeira e constituídos essencialmente de quartzo, com quantidades subordinadas de carbonatos e cristais de clorita e sericita estirados. Os sulfetos encontrados nesses veios apresentam-se geralmente em pequenos aglomerados de cristais anédricos a euédricos de pirita (Py), calcopirita (Cpy) e mais raramente molibdenita (Mo) e magnetita (Mag), com dimensões de alguns milímetros a 9 mm de diâmetro.

Os veios de carbonato podem ser observados nas amostras Tuc-27, 29, 33, 69, 132 e 135 (Prancha 4.2-IB). São veios mineralizados ou estéreis de 1 a 3 cm de espessura, concordantes com a foliação da rocha hospedeira e constituídos essencialmente por calcita, com quantidades subordinadas de quartzo \pm albita. Os sulfetos que ocorrem nesses veios são cristais anédricos a subédricos de pirita e calcopirita com alguns milímetros a no máximo 1,5 cm de diâmetro.

Os filonetes de sulfetos maciços ocorrem nas amostras Tuc-58, 66, 73, 75, 85 e 94 (Prancha 4.2-IC). São filonetes na forma de cordão (*stringer*), com alguns milímetros a 1 cm de espessura, e constituídos essencialmente de sulfetos (85 a 95%), com quantidades subordinadas de quartzo e por vezes carbonato. Os filonetes podem se apresentar intensamente deformados (dobrados, estirados, boudinados e até bandados) e podem ser tanto concordantes como discordantes com a foliação da rocha hospedeira, ou ainda estar contido em porções envelopadas por quartzo, feldspato \pm carbonato. Os sulfetos encontrados nesses filonetes são muito finos (até 5 mm de diâmetro) formando aglomerados de pirita e calcopirita.

4.2.2- Cavidades preenchidas

Essas cavidades parecem ser formadas em condições rúpteis-dúcteis e nem sempre estão mineralizadas. Não é um tipo freqüente de mineralização, podendo ser observada nas amostras Tuc-59 e 83 (Prancha 4.2-IIA). Essas cavidades exibem formas semi-circulares e elipsoidais, com até 2 cm de diâmetro, e são epidotizadas e hospedadas com magnetita e turmalina. A seqüência de cristalização dos minerais de preenchimento, quando bem desenvolvida, apresenta-se zonada e constituída, da borda para o centro, por uma auréola de epidoto \pm sericita \pm clorita, seguida de

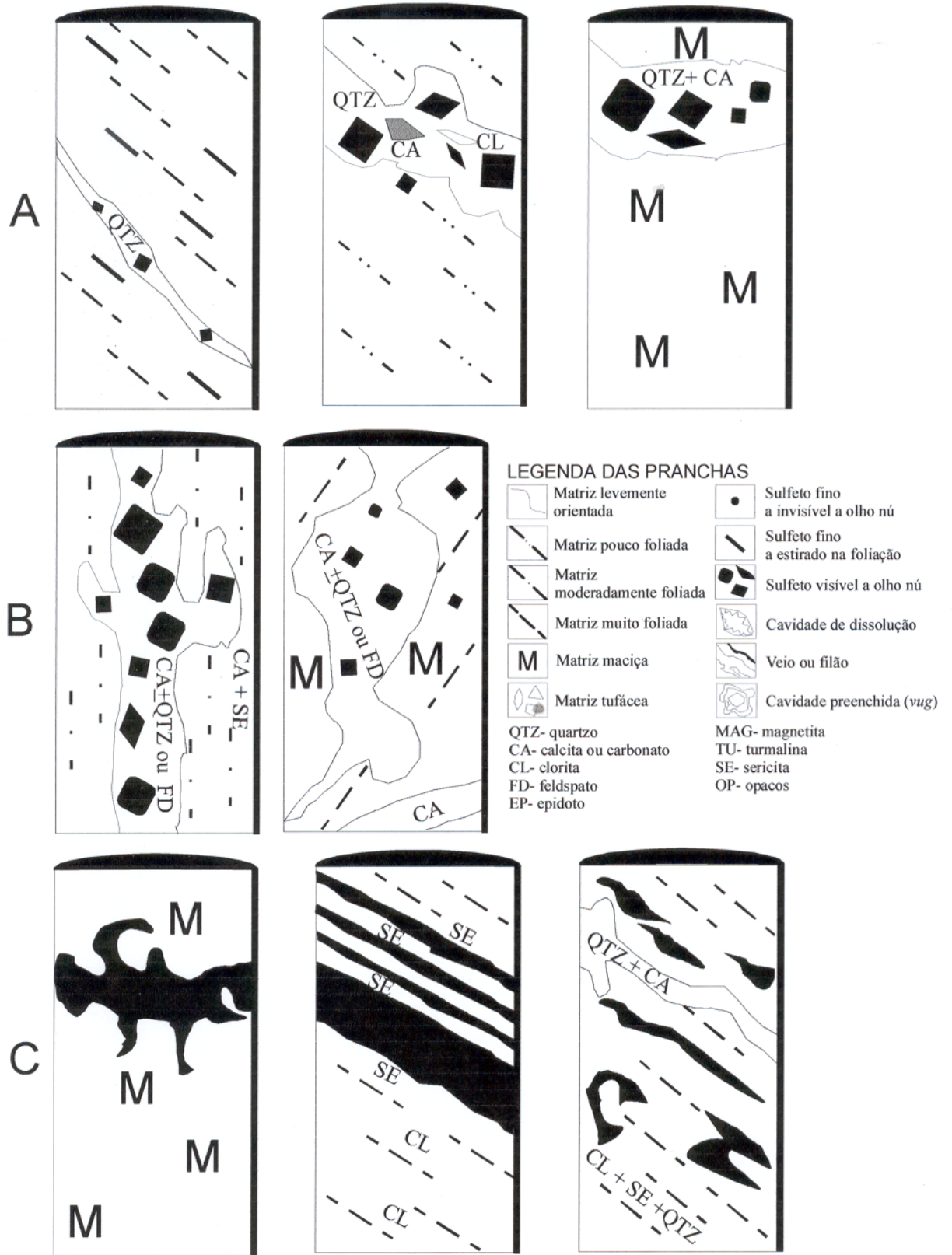
quartzo ou quartzo \pm clorita, passando para um núcleo de calcita. A auréola externa parece em alguns casos apresentar intensa reatividade com a rocha hospedeira, marcada principalmente por uma coloração verde rosada dada pela formação de clinozoizita. Os sulfetos que ocorrem nessas cavidades são aglomerados dispersos de calcopirita e pirita muito finas (< 2 mm de diâmetro).

4.2.3- Minério disseminado

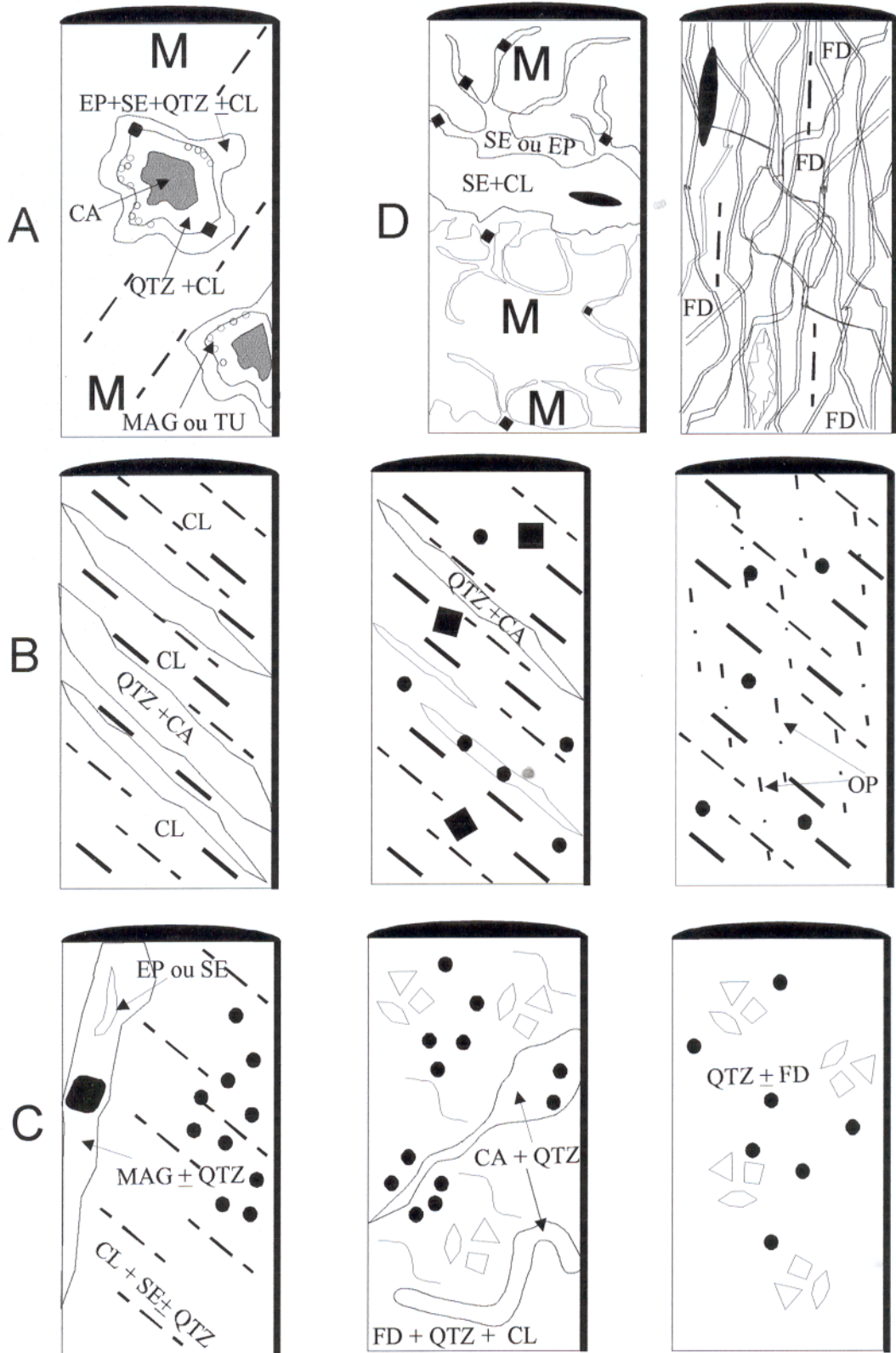
Este tipo de minério se apresenta como disseminações sulfetadas em rochas hidrotermalizadas ou como enxames de filonetes com sulfetos em padrão tipo *stockwork*.

As disseminações de sulfetos são freqüentes e podem ser observadas em quase todas as amostras de rochas com minério. Ocorrem como cristais diminutos (< 1mm) estirados de pirita, concordantes com a foliação da rocha hospedeira e normalmente envolvendo veios milimétricos estéreis de quartzo + calcita (Prancha 4.2-IIB). Os sulfetos disseminados podem também ocorrer com cristais maiores (> 3 mm) anédricos a subédricos de pirita, calcopirita e molibdenita não afetados pela deformação (Prancha 4.2.IIC). Este tipo de mineralização pode envolver veios com até 3 cm de espessura, mineralizados ou não, concordantes ou discordantes em relação a foliação da rocha hospedeira, e constituídos por quartzo \pm feldspato, magnetita \pm quartzo ou carbonato + quartzo.

Os filonetes de sulfetos em padrão *stockwork* não são freqüentes, ocorrendo somente nas amostras Tuc-112 e 129 (Prancha 4.2.IID). As vênulas exibem espessura de até 1 mm e são hospedadas em rochas bastante hidrotermalizadas constituídas por clorita e sericita. Os filonetes são constituídos por epidoto \pm sericita e/ou feldspato \pm quartzo, associados com cristais diminutos de calcopirita \pm molibdenita podendo aparecer cristais centimétricos de pirita geralmente estirados.



PRANCHA 4.2-I- Mineralizações filoneanas
(Sem escala)



PRANCHA 4.2-II- Mineralizações disseminadas e do tipo *vug*
(Sem escala)

4.3- ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Nas amostras de testemunho do depósito aurífero do Cuca, observa-se rochas saprolitizadas até uma profundidade média de 50 m, indicando ser esta profundidade o limite inferior médio de atuação dos processos supergênicos. A partir de 50 m observa-se que as rochas foram afetadas por processos de alteração hidrotermal, evidenciados principalmente nas rochas vulcânicas, pelas colorações esverdeadas e esbranquiçadas atribuídas pelas associações minerais de clorita + epidoto e quartzo + calcita respectivamente.

Cinco tipos de alteração hidrotermal foram identificadas no depósito do Cuca, são elas: propilitização, carbonatação, silicificação, alteração filica e sulfetação. A alteração propilitica é caracterizada pela formação de clorita e epidoto, enquanto que a carbonatação se manifesta pela ocorrência de calcita tanto na forma pervasiva como filoneana. A alteração de silicificação manifesta-se através de veios e vênulas de quartzo, ao passo que a alteração filica se caracteriza pela formação de sericita e muscovita. A mineralização está relacionada principalmente com a sulfetação, propilitização e a carbonatação, sendo as duas últimas as alterações mais proeminentes no depósito estudado. A sulfetação será tratada separadamente no tópico 4.4, referente à mineralização.

4.3.1- Propilitização

É o tipo de alteração mais freqüente no depósito. É representada principalmente pela clorita e epidoto, associados eventualmente com quartzo e sericita, e mais subordinadamente a albita e calcita. Manifesta-se de forma pervasiva predominantemente como cloritização, mas também na forma filoneana como vênulas de clorita e ou epidoto.

Entre as rochas estudadas petrograficamente, todas apresentam algum grau de cloritização com a clorita representando 5 a 35% da rocha, seja substituindo os cristais da matriz vulcânica, ou na forma de veios e em veios de quartzo, ou ainda, envelopando veios e cristais (clorita *selvage*) ou finalmente como sombra de pressão (*pressure shadow*) em cristais de sulfetos e quartzo (Figura 4.3-1). Os cristais de clorita apresentam-se sob a forma de lamelas, ripas, rosetas e no seu hábito vermicular tipicamente hidrotermal. (Figura 4.3-2). Apesar dos diferentes hábitos e cores de interferência, o estudo estatístico obtido por difração de raio-x para as cloritas hidrotermais indicou a ocorrência de clinocloro como principal mineral ferro-magnésiano filossilicático, bem como a presença de chamosita, indicada para as fácies mais oxidadas.

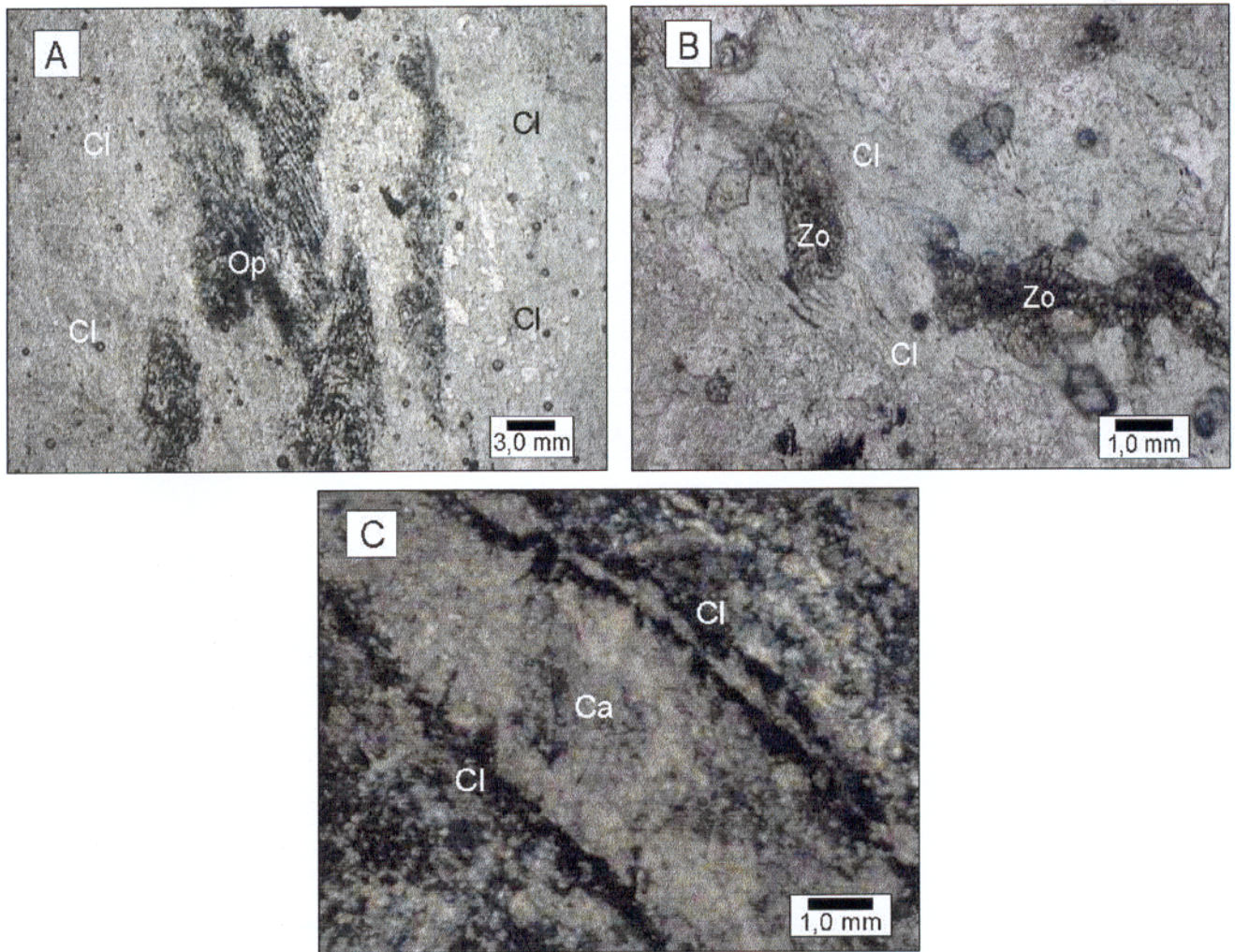


Figura 4.3-1- Fotomicrografias mostrando as formas de alteração clorítica. (A) Na matriz vulcânica substituindo minerais do protólito (N//), (B) em veios com zoizita (N//) e (C) clorita *selvage* em veio de calcita (NX).

A epidotização relacionada a alteração propilítica é representada por minerais como zoizita, epidoto e piemontitas subordinadas. Mais da metade do material estudado apresenta algum tipo dessa alteração cálcio-aluminosa, representada em grande parte pela zoizita. Essa alteração ocorre mais freqüentemente na forma de envelopes tanto de cavidades como de veios de quartzo ou calcita. Ela pode ser encontrada também substituindo porfiroclastos de plagioclásio cálcico formando estruturas esqueléticas, e ainda em vênulas, ou na matriz da rocha hospedeira, principalmente daquelas de composição basáltica. (Figura 4.3-3).

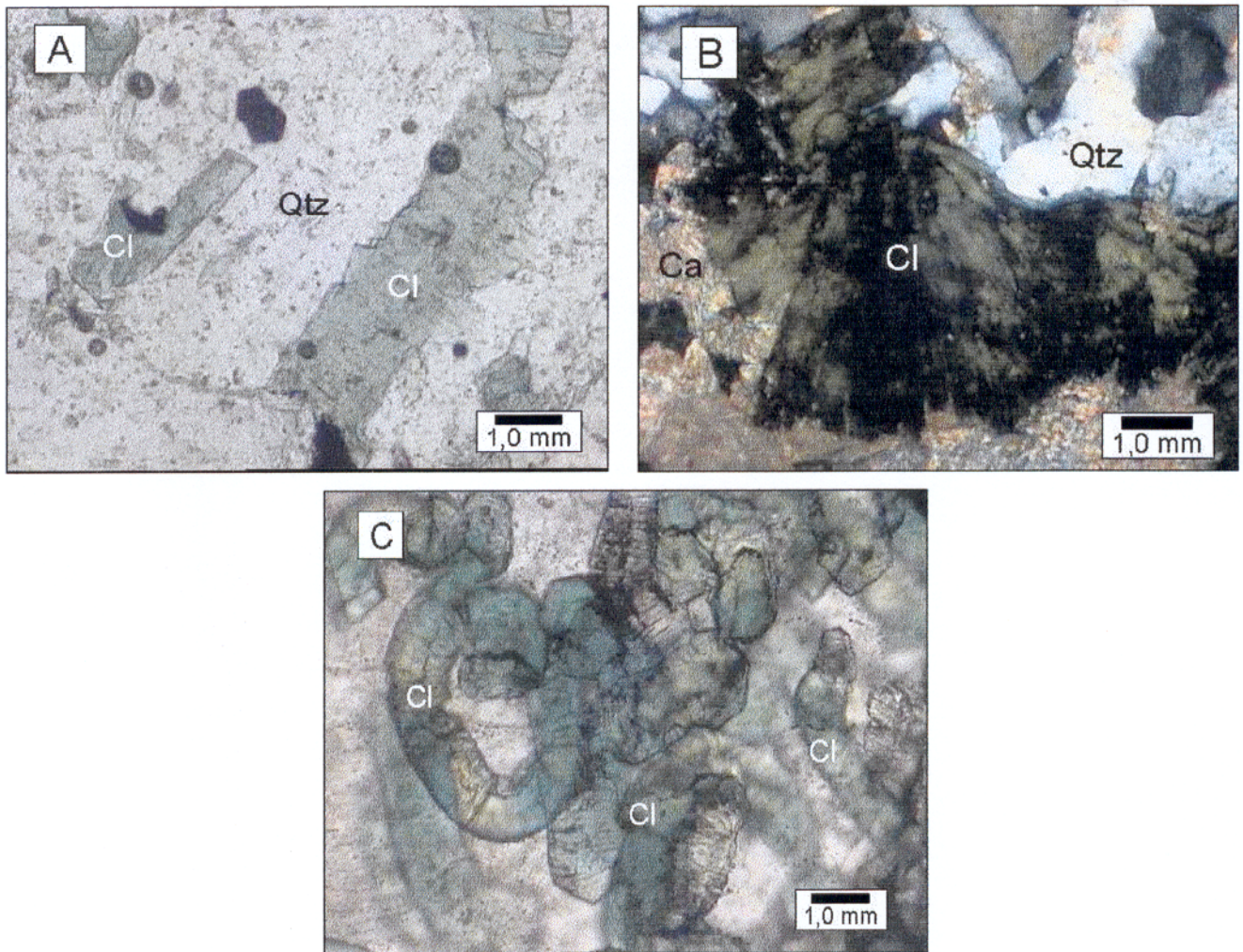


Figura 4.3-2- Fotomicrografias mostrando os hábitos cristalográficos das cloritas hidrotermais. (A) Lamelas (N//), (B) rosetas (NX) e (C) vermiculares (ripidolita) (N//).

No caso particular da alteração do plagioclásio em rochas andesítico-basálticas, a epidotização esta relacionada ao processo de saussuritização localizado que deve ser concomitante ao processo de propilitização mais abrangente. No processo de saussuritização o plagioclásio se modifica em detrimento da formação de zoizita, epidoto e discretas coroas de albita em plagioclásio mais cálcico (Figura 4.3-4).

Os minerais do grupo do epidoto ocorrem mais frequentemente com hábito prismático as vezes formando cristais geminados principalmente nos envelopes, cristais subédricos também aparecem nesses casos. Quando ocorrem na matriz das rochas, como material disseminado são geralmente anédricos a subédricos.

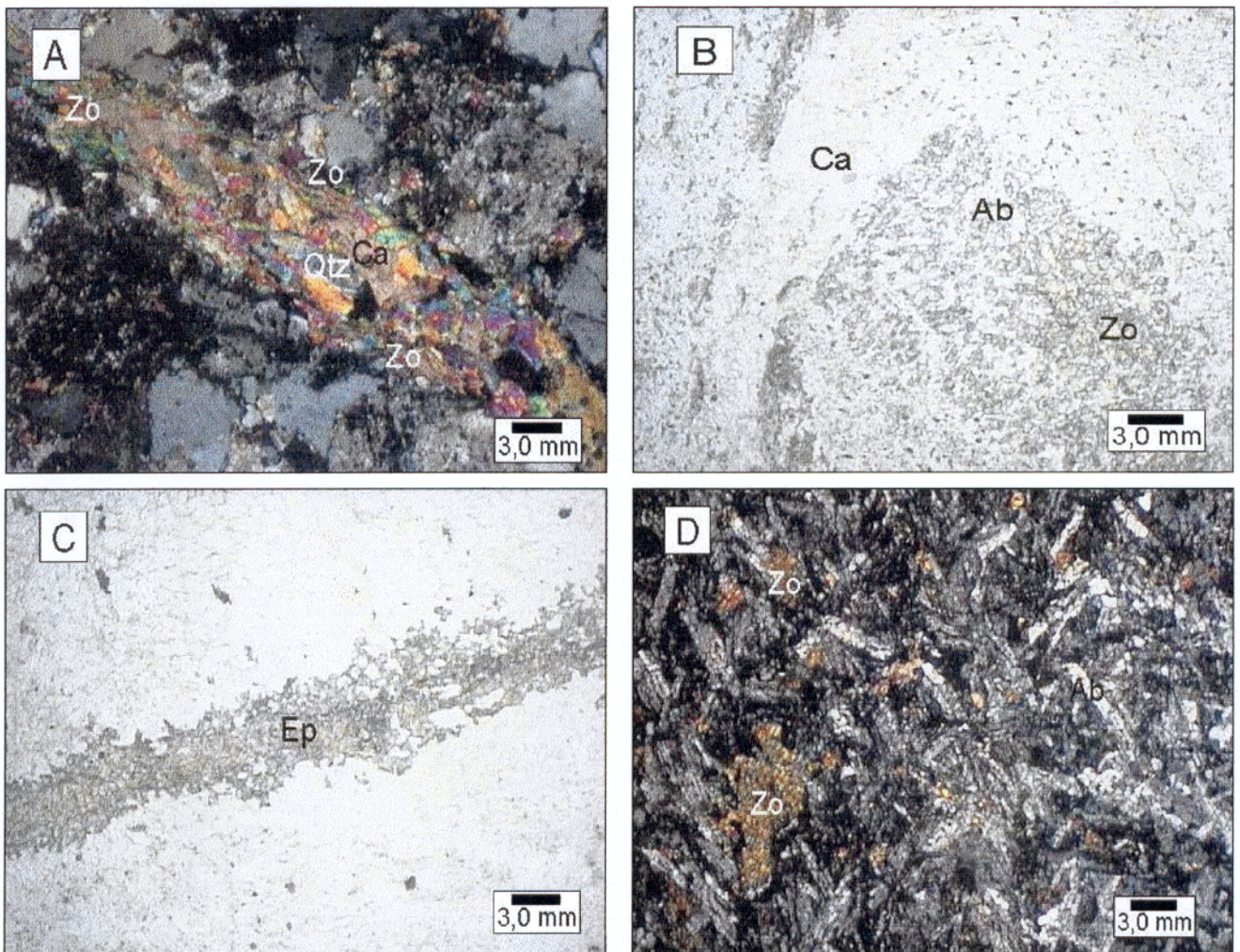


Figura 4.3-3- Fotomicrografias mostrando algumas formas de epidotização. (A) Envolvendo cavidades (*vugs*) de quartzo + calcita (NX), (B) substituindo cristais de plagioclásio (N//), (C) em fraturas preenchidas somente de epidoto (N//) e (D) disseminado em matriz de rocha basáltica (NX).

A albita hidrotermal é bastante localizada, ocorrendo principalmente em veios, ou como borda de alteração de plagioclásios. Albitização pervasiva é mais rara, ocorrendo somente em rochas mais enriquecidas em plagioclásio. A albitização tanto na forma pervasiva como em veios está associada a uma suave caolinitização que torna as regiões alteradas mais friáveis e esbranquiçadas. Nas vênulas a albita pode ocorrer como mineral principal ou estar intercrescida com cristais de calcita e quartzo, e associadas com muscovita e clorita. (Figura 4.3-5). Os cristais de albita são límpidos e normalmente prismáticos e freqüentemente maclados sob os tipos albita, albita-Carlsbad e Carlsbad, sendo que formas subédricas e anédricas também ocorrem.

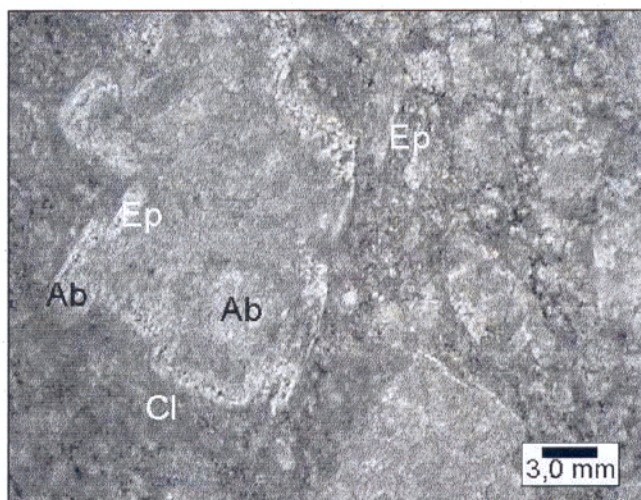


Figura 4.3-4- Fotomicrografia em N// mostrando a saussuritização localizada de plagioclásios cálcicos originando epidoto e albita.

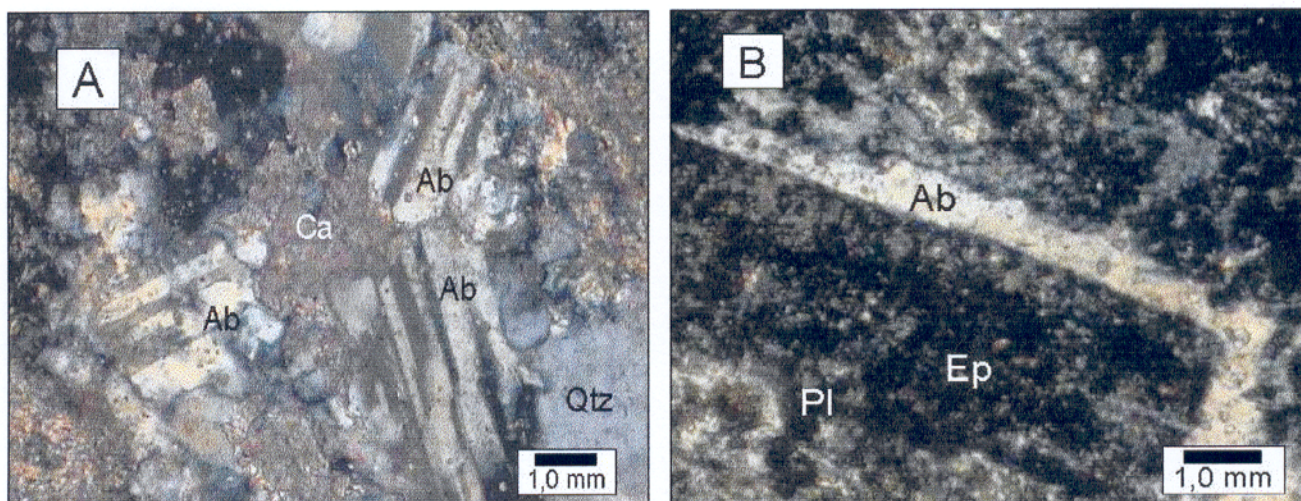


Figura 4.3-5- Fotomicrografias mostrando a albitização: (A) através de albitas intercrescidas com carbonato (ao centro) mais quartzo em veios hidrotermais e (B) como bordas de reação sódica contornando cristal euédrico de oligoclásio saussuritizado em rocha andesítico-basáltica.

Vênulas de magnetita, associada com pirita, clorita, epidoto, apatita e turmalina (dravita) ocorrem restritamente em rochas cloritizadas. Segundo Evans (1993) a formação de magnetitas associadas com pirita e sericita, seria um produto subordinado de oxidação relacionado a alteração propilítica.

4.3.2- Carbonatação

Cerca de 85% das rochas estudadas apresentam algum grau de carbonatação associada, a qual podem ocorrer em pequenas porções intersticiais, formando veios ou ocupar até 60% da rocha em alterações pervasivas (Figura 4.3-6). Esta alteração é representada principalmente pela formação de calcita constituída por cristais anédricos a subédricos. Entretanto dolomitas ou sideritas identificadas por direção de raios-x ocorrem de maneira mais subordinada em veios, os quais apresentam normalmente bordas de reação de clorita (tipo clorita *selvage*).

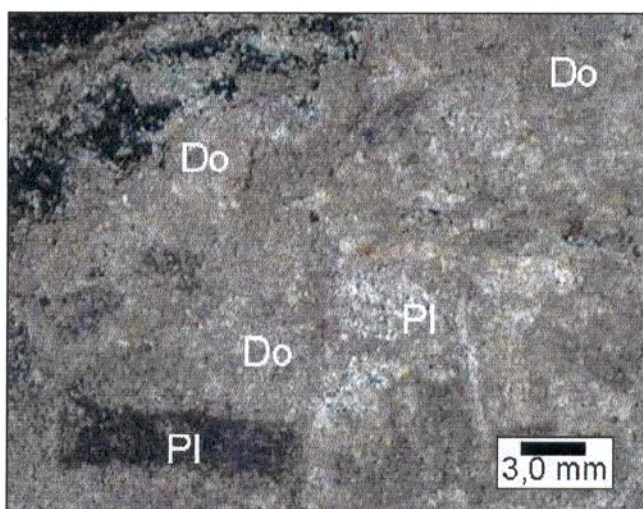


Figura 4.3-6- Fotomicrografia de uma rocha porfiroclástica reliquiar mostrando cristais fantasmas (*phantom crystal*) de feldspatos, totalmente tomada por carbonatação pervasiva cortada por veio de clorita tardio.(NX)

A alteração carbonática ocorre principalmente na forma de veios (Figura 4.3-3B), preenchendo visículas e cavidades (*vugs*) (Figura 4.3-3A), em veios de quartzo, substituindo feldspatos e epidotos, e também em sombras de pressão e zonas de boudinagem formados durante a deformação (Figura 4.3-7).

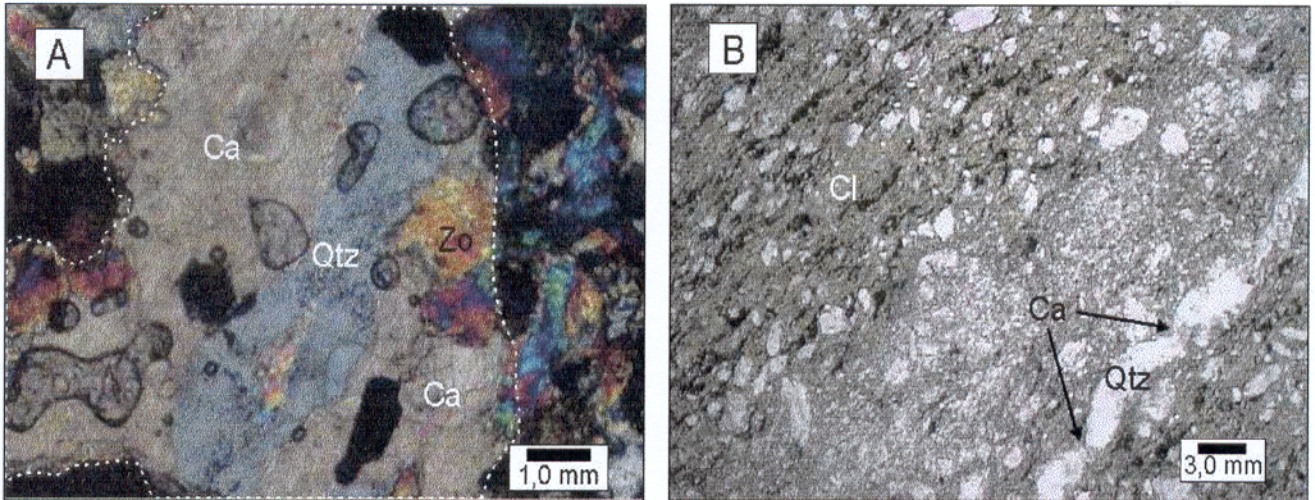


Figura 4.3-7- Fotomicrografias mostrando algumas formas de cristalização de calcita hidrotermal. (A) na parte central de um *vug* circular, com quartzo mais interno (NX) e (B) em zonas de boudinagem de veios de quartzo (N//).

4.3.3- Silicificação

Esta alteração é marcada principalmente por veios de quartzo de alguns milímetros a 2 cm de espessuras, e mais subordinadamente por preenchimento de cavidades. Manifestações pervasivas dessa alteração não foram observadas, porém cerca de 37% das amostras descritas apresentam quartzo em veios, tanto como único mineral como também associado com outros produtos de alteração hidrotermal.

É importante esclarecer que praticamente todas as amostras estudadas apresentam quartzo de origem vulcânica e que, por vezes, podem ocorrer como porfiroclastos. Desse modo, não pode-se descartar a possibilidade de alguma silicificação ter ocorrido, durante o processo de deformação proveniente da recristalização de quartzo vulcânico estabilizado em novas assembléias hidrotermais, inclusive associadas a sulfetos. Este quartzo, normalmente não pode ser observado mesoscopicamente mas está relacionado à matriz de rochas como milonitos e ultramilonitos, assim como em franjas de pressão (*pressure fringes*), principalmente em sulfetos.

Os veios de quartzo geralmente contém calcita, clorita e sulfetos, podendo ocorrer também albita, (apatita?) e subordinadas muscovitas ricas em vanádio e ilita. Quando a alteração silicosa se desenvolve através de preenchimento de cavidades, o quartzo apresenta uma estreita associação com a calcita, onde os dois minerais se revezam como principal mineral dos *vugs*, isto é, ora a calcita é intersticial, ora o quartzo toma essa posição nas partes mais centrais das

cavidades. Nessas observa-se também um zoneamento a partir da borda formado por um complexo halo de reação de zoizita e clinozoizita, seguido de sericita e clorita. Nessas estruturas podem ocorrer calcopirita, além de magnetita e (turmalina?). O quartzo também ocorre em veios de calcita, como componente menor associado com zoizita e feldspato ou como mineral intersticial (Figura 4.3-8). Os cristais de quartzo são normalmente anédricos a subédricos, com extinção ondulante. Podem ocorrer recristalizados em sub-grão ou em poligonização, principalmente aqueles relacionados a rochas muito deformadas.

4.3.4- Alteração filica

Essa alteração foi observada em cerca de 75% das amostras descritas, sendo representada pela ocorrência de sericita e muscovita, associadas com quantidades subordinadas de clorita, albita, epidoto, calcita, quartzo e sulfetos. A muscovita ocorre mais restritamente em hábitos bem definidos como em rosetas, em livros ou mesmo em lamelas, ao contrário das sericitas que são mais pervasivas e mostram uma morfologia restrita a diminutas palhetas que acompanham a orientação da milonitização ou substituindo os pórfiros de plagioclásio.(Figura 4.3-9).

A sericitização, embora normalmente pervasiva, freqüentemente preserva porções reliquiares do protolito, geralmente em rochas vulcânicas félsico-intermediárias. Esta situação pode diferenciar as sericitas e muscovitas hidrotermais das micas brancas de origem metamórfica.

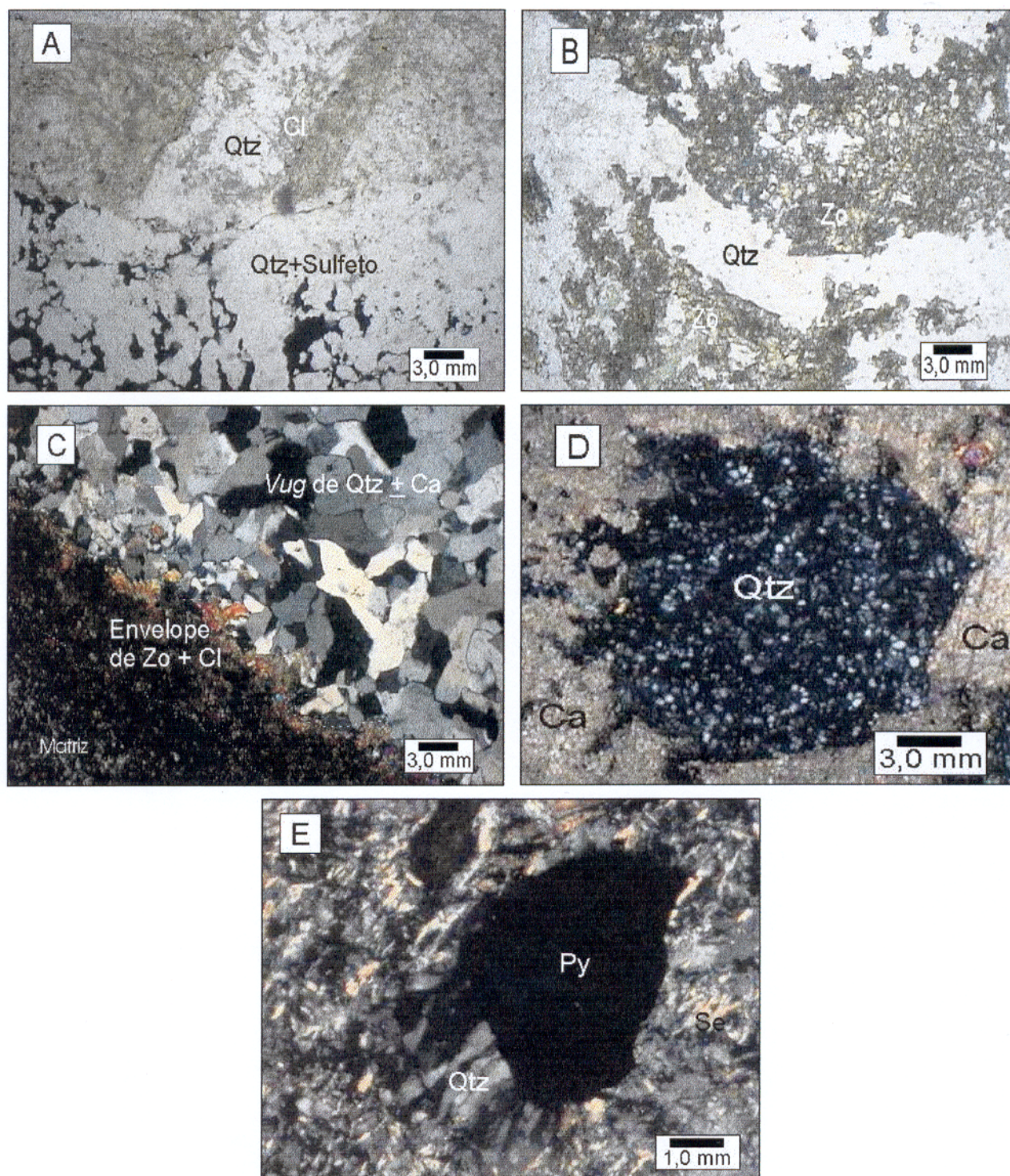


Figura 4.3-8- Fotomicrografias mostrando algumas formas precipitação do quartzo hidrotermal. (A) Em veios junto com a mineralização cortado por um outro veio de quartzo mais clorita (N//), (B) em veios não mineralizados envelopados por zoizita (N//), (C) detalhe de um *vug* de quartzo envelopado por zoizita + clorita, (D) como cristais subédricos em veios de calcita e (E) em franja de pressão de sulfetos em rocha milonitizada.

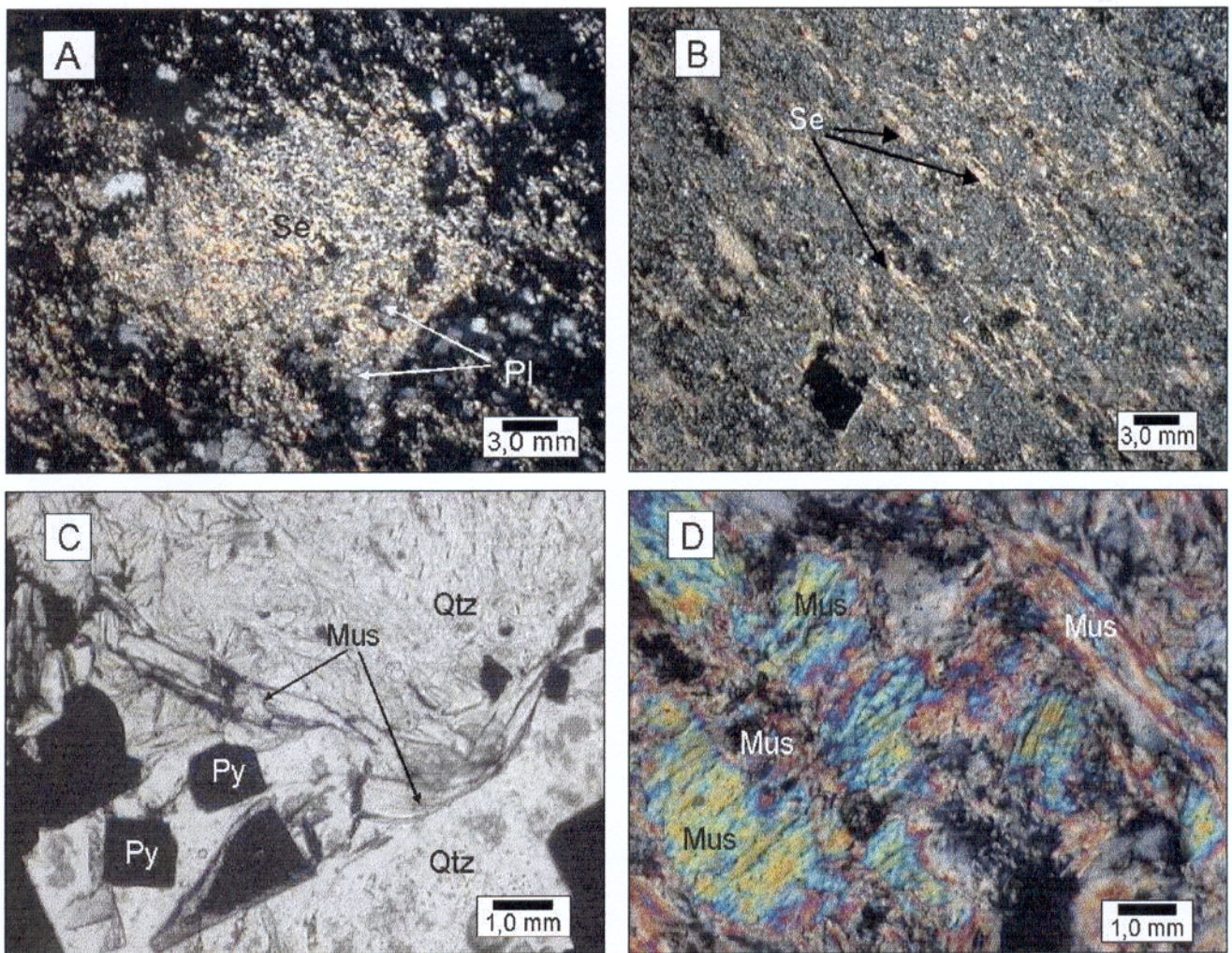


Figura 4.3-9- Fotomicrografias mostrando algumas formas de cristalização da alteração fílica. (A) Sericitização em pseudomorfos de plagioclásio (NX), (B) sericita em palhetas orientadas pela milonitização em matriz félsica (NX), (C) muscovita em lamelas (N//) e (D) muscovita em livros com crescimentos ortogonais (NX).

4.4- MINERALIZAÇÃO

O estudo da mineralização do depósito do Cuca foi realizado a partir da descrição petrográfica de 13 lâminas polidas de amostras de testemunhos selecionadas com base nas características macroscópicas do minério. Procurou-se definir a morfologia e as texturas das fases metálicas e suas relações paragenéticas, inclusive com os minerais da ganga.

A mineralização ocorre controlada por estruturas dúcteis-rúpteis na forma de veios principalmente de quartzo e carbonato, filões maciços e disseminada. No primeiro caso a parte sulfetada corresponde geralmente a menos de 10% desses veios e nos filões maciços os sulfetos representam cerca de 85 a 95% desses corpos. A mineralização disseminada é de baixo teor (< 10% de sulfetos), ocorrendo na forma de *stockwork* ou impregnação de sulfetos seguindo a foliação de rochas cloritizadas.

A mineralização é composta quase que totalmente por minerais sulfetados, com discreta ocorrência de minerais oxidados. A paragénese metálica é constituída em ordem abundância por: Pirita (Py), Calcopirita (Cpy), Esfalerita (Esf), Magnetita (Mag), Pirrotita (Pirr) ± Hematita (Hm), além de Molibdenita (Mo), observadas apenas em amostras de testemunho. De modo geral, a razão entre minerais metálicos e ganga é muito baixa, o que parece ser consequência do empobrecimento de complexos sulfetados nos fluidos hidrotermais, questão importante para tentar entender-se ao final o potencial aurífero do depósito.

Dentre os minerais metálicos encontrados, a pirita é indubitavelmente o mais comum, ocorrendo em quase 100% das amostras estudadas. Mesoscopicamente a pirita ocorre como pequenos cristais cúbicos geralmente milimétricos, esporadicamente chegando a no máximo 1,5 centimétricos, ou ainda como cristais geminados e massas ou agregados em veios e/ou filões. No minério disseminado, os cristais de pirita ocorrem dispersos com formas euédricas a subédricas, podendo também apresentar formas estiradas ou fortemente orientadas.

Microscopicamente a pirita mostra, além de formas irregulares (subédricas), seções cúbicas, piritóedricas e esporadicamente seções octaédricas, além de seções triangulares (piritoedro+octaedro). A pirita apresenta inclusões de calcopirita, esfalerita e pirrotita e por vezes pode apresentar-se como inclusões em calcopirita ou mesmo ser englobada por massas de magnetita em veios. O aparecimento de cristais rotacionados, bem como filões de pirita deformados, revelam texturas provocadas pela íntima relação entre o cisalhamento e a

mineralização. Além disso, foi observado também a ocorrência mais restrita de pirita na forma de remobilizados em fraturas (Figura 4.4-1).

Minerais com as mesmas propriedades ópticas da pirita (cor, reflectância e isotropismo), porém com formas cristalinas distintas (prismas, seções romboédricas, etc.) deixam dúvidas quanto a sua identificação (Figura 4.4-2). Apesar de apresentarem-se claramente ao microscópio petrográfico, as formas cristalinas lembram arsenopirita ou marcassita, mas as propriedades ópticas não correspondem a esses minerais.

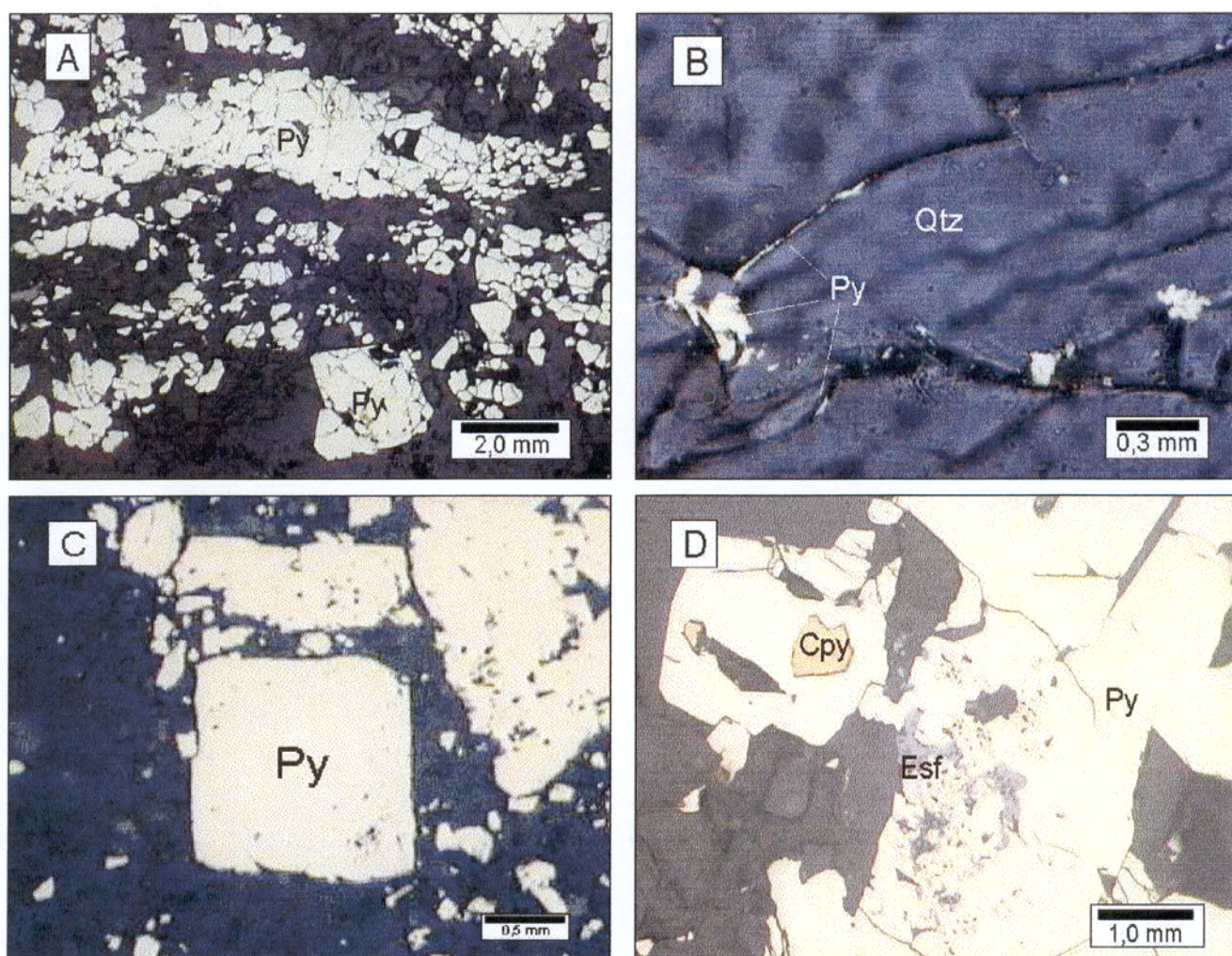


Figura 4.4-1- Fotomicrografias mostrando aspectos morfológicos e texturais da pirita. (A) Deformação heterogênea, onde acima o cristal é deformado por uma banda de cisalhamento e abaixo cristal mantém-se preservado, (B) remobilizada em fraturas tardias, (C) seção cúbica e (D) com inclusões de Cpy e intercrescida com Esf.

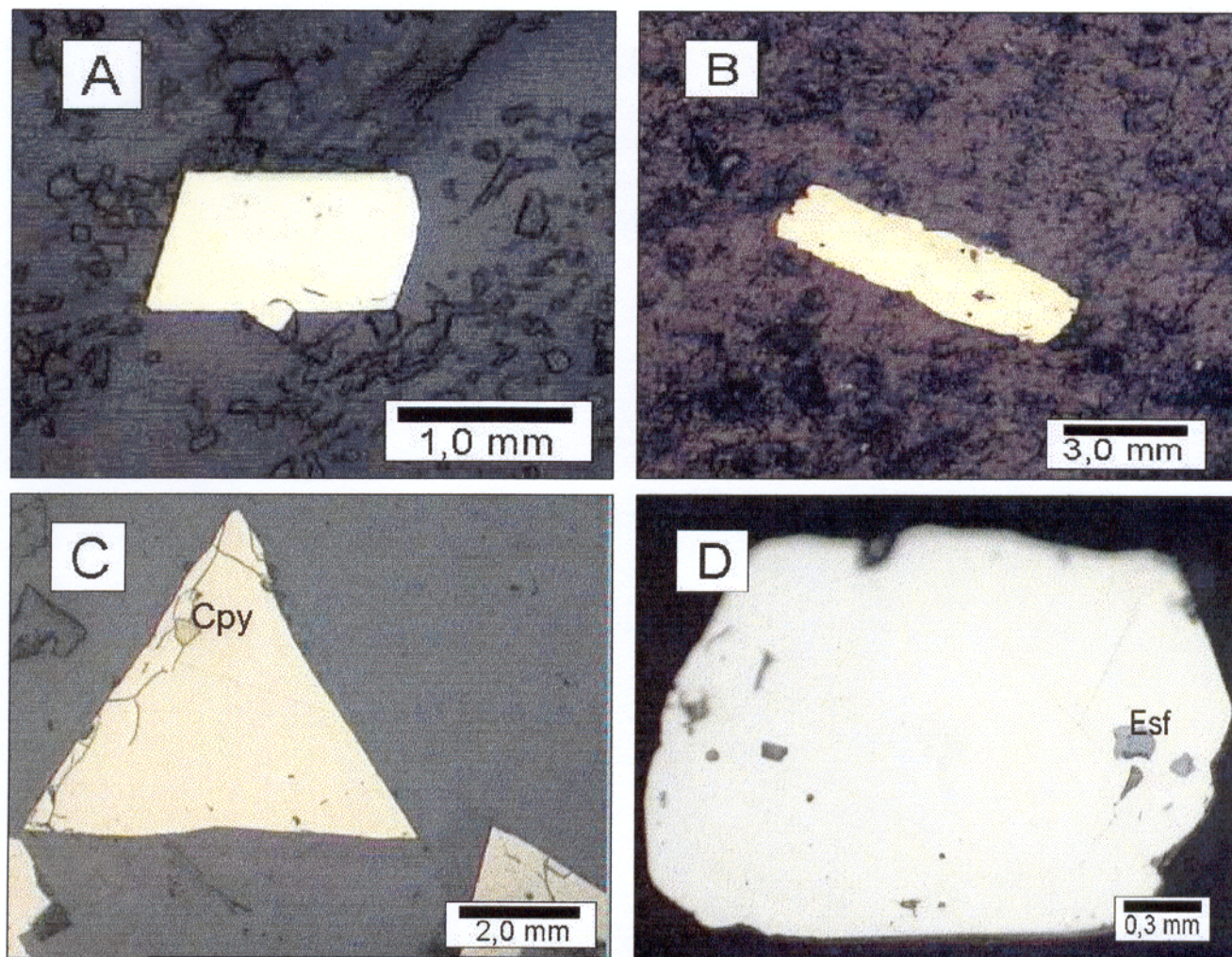


Figura 4.4-2- Fotomicrografia mostrando aspectos morfológicos e texturais de mineral não identificado. (A) Em seção romboédrica, (B) como prismas alongados no eixo em “C”, (C) em seções triangulares e inclusão de Cpy e (D) em seção hexagonal com inclusão de Esf.

O segundo mineral mais comum é a calcopirita, também observada em quase todas as amostras descritas em lâmina. Macroscopicamente a calcopirita é pouco observada, ocorrendo geralmente com pequenos cristais anédricos milimétricos, raramente centimétricos, e formando massas ou agregados imersos na ganga ou em de veios de quartzo, de magnetita ou em estruturas de preenchimento.

Nas lâminas estudadas a calcopirita mostra-se principalmente sob a forma de cristais anédricos, raramente apresentando faces regulares, ou como massas e agregados de sulfetos. A calcopirita apresenta-se mais freqüentemente como inclusões em pirita e vice-versa, ou associada

a esfalerita, ou intercrescida com esta na forma de *blebs*. Uma característica marcante na sua associação com a pirita é que por vezes a calcopirita dispõe-se remobilizada em fraturas dentro da pirita hospedeira, mostrando características tardi-tectônicas em condições mais rúpteis-dúcteis (Figura 4.4-3). A calcopirita também pode ocorrer associada com magnetita, tanto como inclusão nesse óxido, ou adjacientemente apresentando bordas de reação.

A esfalerita não foi observada macroscopicamente, no entanto em lâminas petrográficas esse mineral é freqüente nas amostras estudadas, apresentando-se principalmente sob a forma de cristais irregulares de tamanhos micrométricos a milimétricos, ou como feições de substituição (esqueletais), ou ainda em pequenos agregados, agulhas e/ou palhetas freqüentemente associados com a calcopirita.

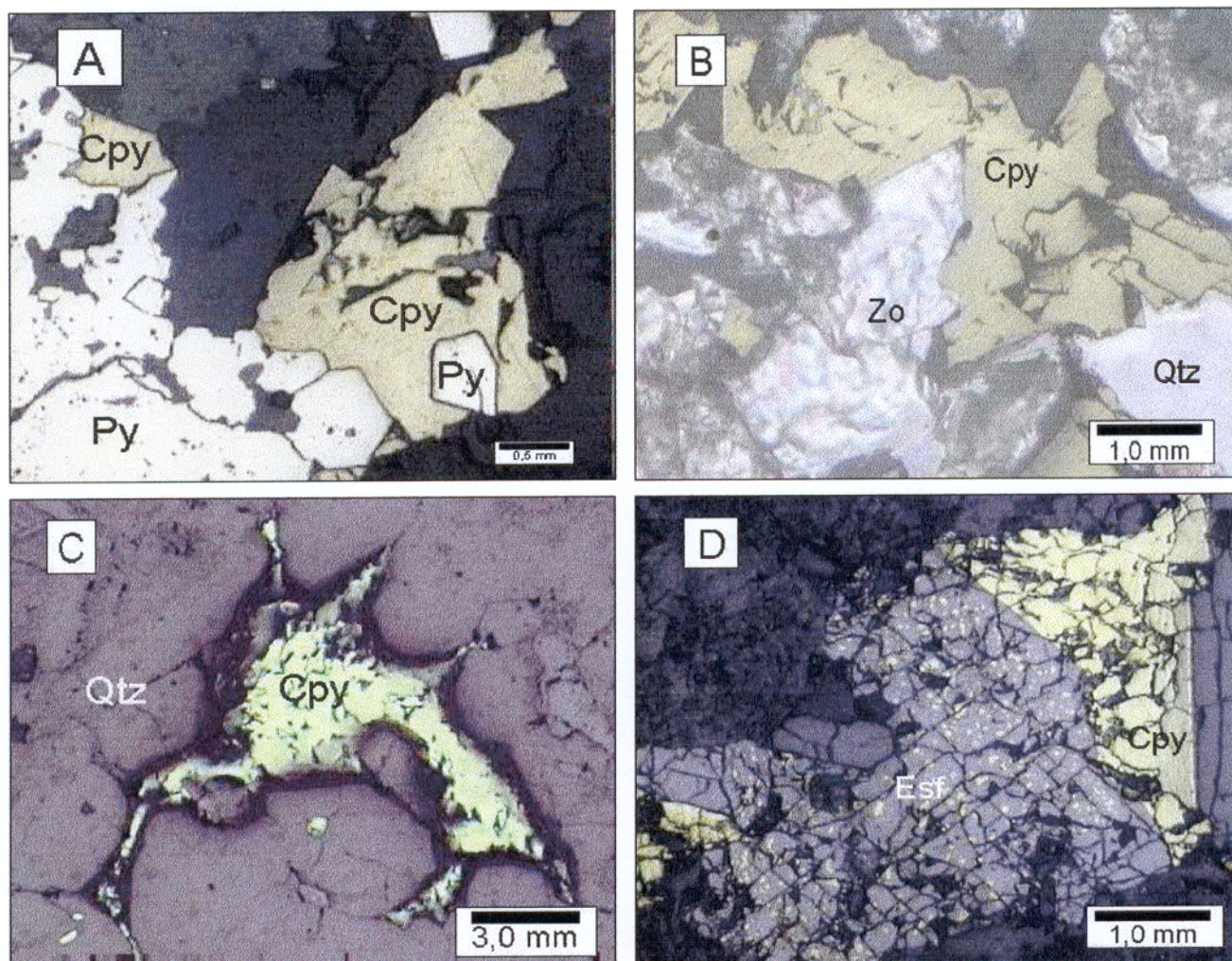


Figura 4.4-3- Fotomicrografia mostrando aspectos morfológicos e texturais da calcopirita. (A) Relação harmônica de crescimento com Py, (B) tardia a um cristal de zoisita, (C) crescendo intersticialmente, (D) em *blebs* de exsolução com Esf.

A esfalerita ocorre também como inclusão em pirita, e mais raramente associada com a magnetita. Esfaleritas em veios fragmentados e a presença de porfiroblastos desse sulfeto, mostram que esse mineral foi retrabalhado pela formação das bandas de cisalhamento possivelmente em condições mais rúpteis-dúcteis, assim com a calcopirita. (Figura 4.4-4).

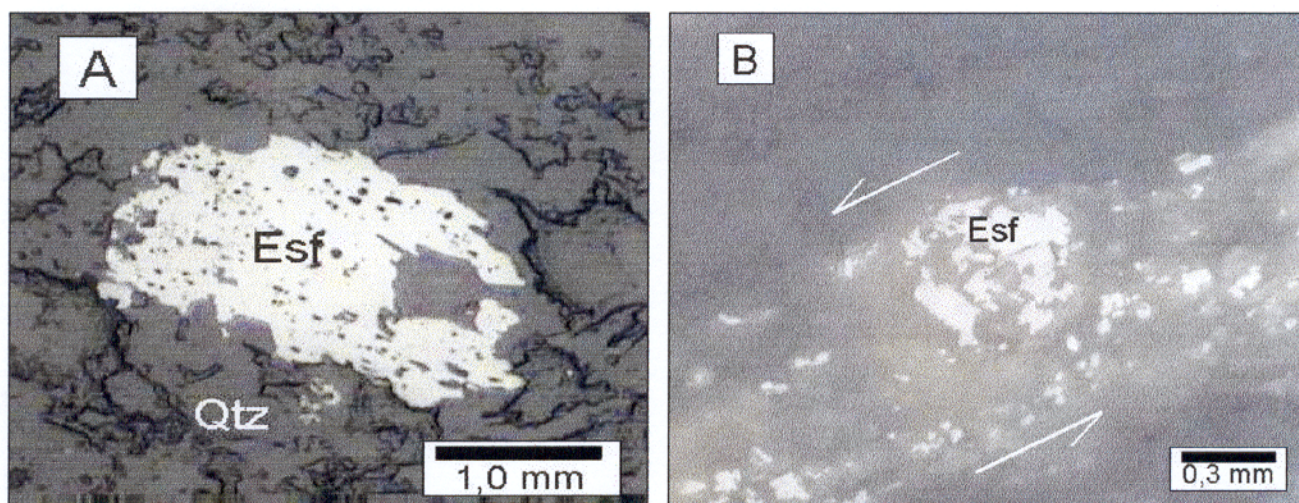


Figura 4.4-4- Fotomicrografia mostrando aspectos morfológicos e texturais da esfalerita. (A) cristal com feições de dissolução, (B) porfiroblasto com sombras de pressão de mesma composição.

A magnetita revela-se macroscopicamente como pequenas vênulas negras maciças, de brilho submetálico e suscetíveis ao imã, onde geralmente ocorre associada com pirita e calcopirita. Ela pode aparecer também em cavidades de preenchimento juntamente com calcita, clorita \pm quartzo e dravita, porém nesse caso apresentando-se bastante disseminada em pequenos cristais subéricos.

Em lâminas petrográficas a magnetita é representada em quase 30% das amostras, ocorrendo como cristais irregulares agregados, formando veios intercalados por pequenas porções de quartzo, ou com porfiroblastos. Nas cavidades esse óxido apresenta-se em cristais subédricos esqueletais, formado de pequenas agulhas distribuídas irregularmente e/ou radialmente e por vezes intercrescida com calcopirita e pirita (Figura 4.4-5). Neste último caso a magnetita parece substituir a calcopirita em feições de intercrescimento com este mineral, na forma de golfos ou apófises.

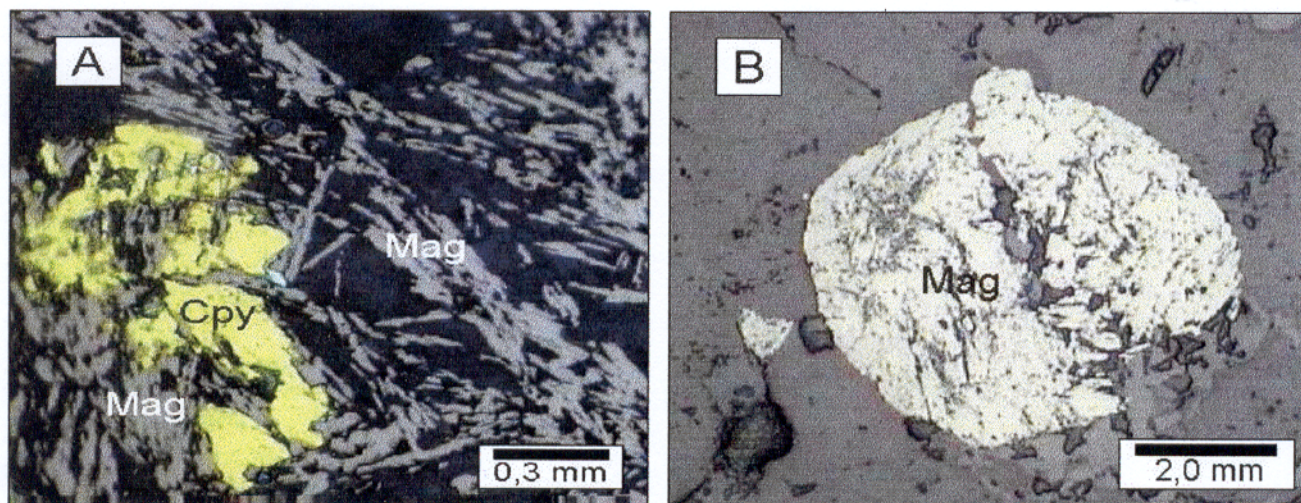


Figura 4.4-5- Fotomicrografia mostrando aspectos morfológicos e texturais da magnetita. (A) com hábito esqueletal e substituindo a Cpy e (B) como um profiroblasto com sombra de pressão de Qtz na direita abaixo.

Devido ao seu tamanho microscópico os cristais de pirrotita não podem ser observados macroscopicamente. Em lâminas petrográficas esse sulfeto é representado em apenas 25% das amostras estudadas, apresentando-se como cristais irregulares muito pequenos, bastante anisotrópicos e geralmente na forma de lamelas ou *blebs*.

A pirrotita mostra-se associada normalmente com pirita e calcopirita, na forma de intercrescimento ou como inclusões nesses minerais. A ausência de seções bem cristalizadas de pirrotita prejudicou a determinação do seu hábito cristalográfico, o que certamente ajudaria no entendimento das condições de cristalização.

Assim como a pirrotita, a hematita aparece ainda mais esporadicamente no depósito, não sendo possível sua observação macroscópica. A hematita mostra-se como pequenos fragmentos de cristais subédricos ou remanescentes substituídos e fragmentados de cor esbraquiçada, porém não se observa associações de contato com outros minerais metálicos. (Figura 4.4-6)

A molibdenita ocorre raramente, em cristais disseminados ou formando veios juntamente com quartzo, clorita \pm calcita.

Nesses veios a molibdenita aparece intercrescida com a calcopirita formando agregados ou massas de sulfeto, geralmente estiradas ao longo do comprimento desses veios. Os cristais de molibdenita também são formados de agregados cristalinos placóides de cor prata e brilho especular.

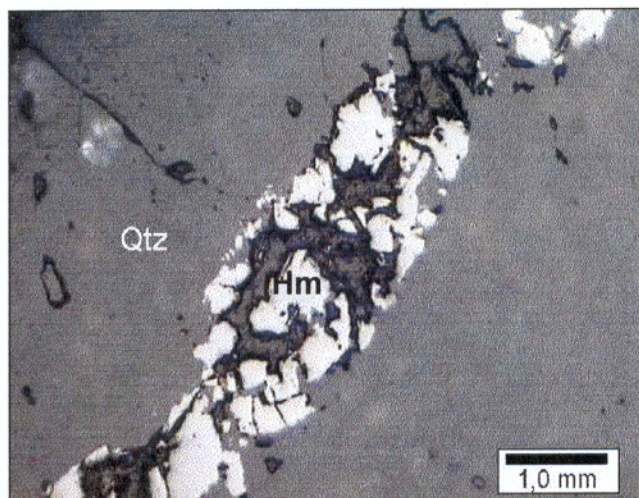


Figura 4.4-6- Fotomicrografia mostrando um cristal remanescente alongado de hematita.

Infelizmente não foram observadas claramente pintas ou cristais de ouro nas amostras estudadas do minério do Cuca, talvez pelo fato do ouro ser muito fino, ou mesmo não ocorrer como ouro livre, e sim associado a rede cristalina de minerais sulfetados. Essa situação é compatível com os baixos teores encontrados, em torno de 0,01 ppm (*background*), com picos entre 0,65 e 1,0 ppm.

A ocorrência de traços de ouro em sulfetos de ferro (pirita, pirrotita e arsenopirita) é atualmente bastante reconhecida (Boyle 1979; Romberger 1990). Ramdohr (1983) argumentou que, além do ouro, outros metais como prata, cobre e zinco podem ocorrer como traços em sulfetos de ferro, através do processo de misturas mecânicas (*mechanical admixtures*). A baixa concentração de ouro em sulfetos também foi observada por Pratt *et al.* (1998), que conseguiu quantificar a concentração de traços de ouro em cristais de pirita, através de análises em um espectrômetro de massa de íon secundário (SIMS).

4.5- SISTEMAS DE FLUIDOS

O estudo dos fluidos contidos em inclusões fluidas, é de suma importância para o conhecimento não só das condições físico-químicas que reinaram em um determinado depósito durante a migração dos complexos mineralizantes e deposição da mineralização, mas também para se compreender as interações desse fluido com as rochas hospedeiras. Desse modo a determinação da T, P, densidade e composição química desses fluidos durante a deposição dos metais, são parâmetros fundamentais para o entendimento da gênese do depósito.

Os veios de quartzo do depósito do Cuca representam parte da alteração hidrotermal que afetou as rochas desse depósito. Essa alteração de silicificação não mostrou grandes proporções em relação a alteração carbonática, considerada a mais importante juntamente com a cloritização, Mesmo assim os veios de quartzo estão intimamente ligados a mineralização sulfetada ao mesmo tempo que mostram-se excelentes trapeadores de inclusões fluidas.

4.5.1- Amostragem e procedimentos analíticos

O material utilizado para o estudo das inclusões fluidas é proveniente de veios de quartzo sulfetados encaixados nas rochas metavulcânicas do depósito do Cuca. Os veios estudados foram extraídos de testemunhos de sondagem com base na sua relação com a mineralização. Além disso, o quartzo dos veios deveriam apresentar maior transparência possível, fator importante para se obter melhores resultados ao microscópio petrográfico, já que o estudo é baseado nas observações diretas dos processos e mudanças físicas dos fluidos contidos nas inclusões. Foram feitas 10 lâminas bipolidas para o estudo das inclusões fluidas em quartzo, porém apenas 5 lâminas foram utilizadas. As demais lâminas foram descartadas por não apresentarem transparência suficiente ou por apresentarem inclusões menores que 6 μm , de difícil observação para o estudo.

As inclusões fluidas são previamente estudadas ao microscópio, procurando-se definir o seu modo de ocorrência, morfologia, tipologia e classificação. De acordo com suas características petrográficas, as inclusões fluidas são selecionadas para o estudo microtermométrico. Este estudo foi realizado em uma platina microtermométrica *Chaixmeca* acoplada a um microscópio petrográfico Zeiss, permitindo medições no intervalo de -180 a 600°C . Após a obtenção dos dados, os mesmos foram tratados no programa McFlincon (versão 0.92) e apresentados e discutidos em histogramas e diagramas.

4.5.2- Modo de ocorrência e tipo das inclusões fluidas

As inclusões fluidas estudadas são provenientes dos veios de quartzo mineralizados e, desse modo, devem representar, pelo menos em grande parte, os fluidos mineralizantes desse depósito.

Roedder (1984) e Shepherd *et al.* (1985) classificaram parageneticamente, as inclusões fluidas em primárias, secundárias e pseudosecundárias. As inclusões primárias são aquelas que ocorrem nas zonas de crescimento dos cristais, ou aleatoriamente em núcleos cristalinos, enquanto que as inclusões secundárias ocorrem em trilhas ou planos (microfraturas) que atravessam o cristal hospedeiro. As inclusões pseudosecundárias são aquelas que ocorrem em trilhas ou planos cicatrizados que se limitam aos domínios do cristal hospedeiro.

Em sua grande maioria, foram observadas inclusões associadas a aprisionamentos primários e pseudosecundários, principalmente estas últimas que forneceram grande parte das medidas obtidas nesse trabalho (Figura 4.5-1). As inclusões aprisionadas em trilhas consideradas secundárias não foram estudadas, pois além de mostrar baixa representatividade nas amostras, apresentam normalmente tamanhos muito inferiores a 5 μm e ocorrem em trilhas escuras de difícil observação.

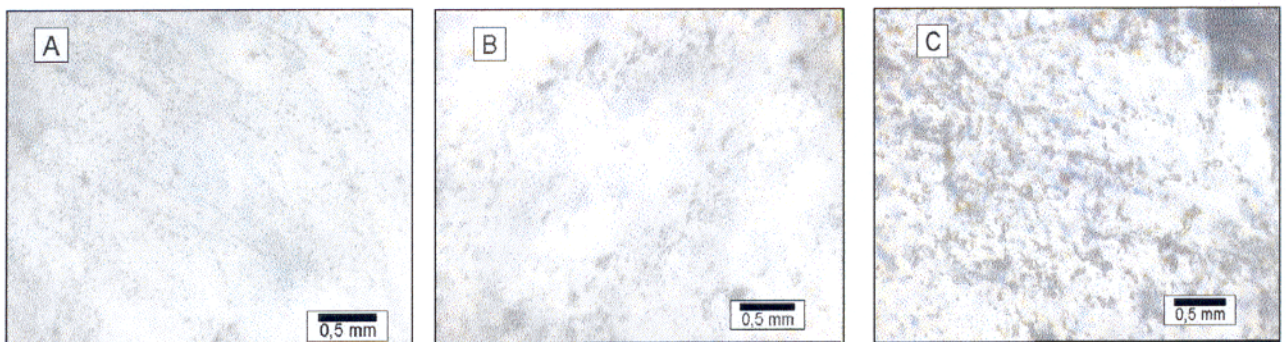


Figura 4.5-1- Fotomicrografias de inclusões fluidas pseudosecundárias em trilhas dentro de um cristal de quartzo (A) e (B), e de inclusões em trilhas secundárias (C).

A formação de rochas miloníticas nesse depósito, produziu importantes transformações a nível cristalino e nos cristais de quartzo em particular. Observou-se recristalizações e formação de subgrãos, além de um grande número de fraturas cicatrizadas que atravessam vários cristais e onde encontram-se as inclusões secundárias. Para se tentar escapar dos efeitos causados por essas transformações, procurou-se, dentro dos conjuntos estudados, enfatizar aquelas inclusões

encontradas em núcleos de cristais melhor preservados e menos sensíveis aos efeitos da deformação. No entanto, não se descarta a possibilidade de algumas medidas de inclusões terem sido tomadas nessas circunstâncias.

Com base nas observações em temperatura ambiente e através do estudo microtermométrico, foram reconhecidos quatro tipos de inclusões fluidas, de acordo com as suas características morfológicas e composicionais distintas.

a) TIPO 1- Inclusões aquosas não saturadas (sistema $H_2O-NaCl-MgCl_2-CaCl_2$)

Esse tipo de inclusão é a mais freqüentemente encontrada nos veios de quartzo do depósito estudado. As mesmas apresentam tamanhos mais comuns entre 10 e 15 μm , porém com valores variando entre 7,5 a 40 μm , e são representadas por aquelas inclusões que formam conjuntos aleatórios e/ou isoladas, podendo também aparecer normalmente em trilhas pseudosecundárias. Geralmente exibem formas irregulares, porém são as únicas que apresentam formas de cristais negativos, principalmente quando ocorrem em cristais de calcita.

Essas inclusões são ricas na fase aquosa e na temperatura ambiente apresentam uma coloração verde clara, relevo médio e, principalmente, bifásicas com líquido e vapor de água (Figura 4.5-2A). Em casos esporádicos foram observadas inclusões monofásicas desse tipo, bem como casos de estrangulamento. O valor de "F" (grau de preenchimento das inclusões; $F=V_l/V_t^{\#}$), nessas inclusões, apresenta-se mais freqüentemente entre 0,9 e 0,95 podendo apresentar com menor freqüência valores na faixa de 0,8 a 0,85.

b) TIPO 2- Inclusões aquosas saturadas (sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2-KCl-MgCl_2$)

Apesar desse tipo de inclusão ser abundante, não foi possível obter muitos dados das mesmas, pois em sua maioria são inclusões diminutas (em torno de 5 μm), e as de tamanho maior superior apresentavam-se geralmente com sinais de modificações pós-aprisionamento, tal como vazamentos, constatados por bordas em cunha e/ou pelo tamanho exagerado dos sais precipitados. As inclusões estudadas apresentam tamanhos mais freqüentes entre 10 e 14 μm , alcançar no máximo 24 μm . Essas inclusões ocorrem normalmente isoladas, podendo aparecer alguns casos mais esporádicos em trilhas pseudosecundárias. Apresentam formas irregulares, e em alguns casos ligeiramente elípticas.

[#] Proporção volumétrica da fase líquida aquosa (V_l) em relação ao volume total da inclusão (V_t)

Como as do tipo 1, essas são inclusões também ricas na fase aquosa e em temperatura ambiente apresentam-se bastante transparentes, com leves tons esverdeados, relevo baixo e trifásicas, contendo líquido e vapor de água, mais cristal de halita (NaCl) que apresenta maior diâmetro em torno de 0,5 a 3,5 μm . Em alguns casos pode haver mais de um sal precipitado, o tamanho diminuto das inclusões impossibilitou o estudo desses casos. Também é possível que haja, além da halita, outro tipo de sal precipitado, como por exemplo a silvita (KCl), porém sua identificação não foi bem definida durante os estudos petrográficos já que a maioria dos cristais precipitados apresentam formas pouco regulares (Figura 4.5-2B). Nesse tipo de inclusão os valores de F são bem marcados entre 0,9 e 0,95, porém este último é o mais freqüente.

Observações petrográficas mostram que em cristais de quartzo onde predominam inclusões do tipo 1 raramente são reconhecidas inclusões do tipo 2. No entanto existem também regiões em cristais de quartzo onde predominam inclusões do tipo 2 sobre as do tipo 1, porém nesses casos a relação de predomínio é de aproximadamente $\frac{3}{4}$, mostrando uma certa mistura dos tipos de fluidos.

c) TIPO 3- *Inclusões aquo-carbônicas ricas em CO₂* (sistema H₂O-CO₂-NaCl- MgCl₂-CaCl₂)

Essas inclusões são caracterizadas por conter CO₂ puro nas suas composições. Apresentam-se bem representadas no interior dos cristais de quartzo, no entanto devido a sua menor freqüência com relação as do tipo 1, seu tamanho tipicamente reduzido e com contornos escuros, um conjunto menor de medidas foi realizada nessas inclusões. As inclusões estudadas apresentam tamanhos mais comuns entre 10 e 12 μm , porém com valores variando entre 4,0 a 25 μm . Ocorrem tanto como conjuntos aleatórios (mais freqüentes), inclusões isoladas, como também em trilhas pseudosecundárias. Apresentam-se com formas irregulares, mas a o desenho elipsoidal também é comum nesse tipo de inclusão. Quando observadas na temperatura ambiente essas inclusões apresentam-se com uma coloração escura a negra, relevo alto, podendo ser bifásicas ou trifásicas (mais freqüentes) o que indica que a temperatura de homogeneização do CO₂ é próxima a temperatura ambiente. Aquelas inclusões com temperatura de homogeneização do CO₂ inferior a temperatura ambiente apresentam-se de maneira trifásica (com a bolha de CO₂ gasoso) Figura 4.5-2C, caso contrário, apresentam-se de modo bifásico (H₂O + CO₂ líquido).

Essas inclusões são normalmente ricas na fase aquosa, com valores de F mais freqüentes entre 0,7 e 0,8. Valores de F entre 0,6 e 0,7 e menores que 0,5 também foram observados,

indicando a possibilidade de aprisionamento heterogêneo para essas inclusões desse tipo. A morfologia e a variação do F dessas inclusões são características marcantes que as diferenciam dos outros tipos.

Mais raramente foram observadas inclusões do tipo carbônicas (sem fase aquosa perceptível) com cristais esverdeados formando uma das fases, porém a dificuldade nas observações aliada a um possível vazamento nessas inclusões, indicada pelo tamanho exagerado dos cristais, prejudicaram a tomada de medidas nas mesmas.

d) TIPO 4- Inclusões aquo-carbônicas com CO_2 e CH_4 (sistema $H_2O-CO_2-CH_4-NaCl-MgCl_2-CaCl_2$)

Essas inclusões não podem ser distinguidas daquelas do tipo 3 na temperatura ambiente, pois suas características morfológicas são muito similares, tal como as suas formas de ocorrência. Como as observações petrográficas não mostram diferenças entre elas, as mesmas só podem ser identificadas a partir do estudo microtermométrico, pois as inclusões do tipo 4 apresentam-se sempre associadas as do tipo 3 ou isoladas dentro dos cristais de quartzo.

As inclusões do tipo 4 apresentam-se mais freqüentemente, com tamanhos entre 8 e 15 μm , e valores de F variando na mesma faixa das inclusões do tipo 3, esse tipo também pode ser trifásica ou bifásica. Em alguns casos de inclusões bifásicas (Figura 4.5-2D), o líquido de CO_2+CH_4 mostra-se com uma coloração clara apesar do relevo alto.

Petrograficamente observou-se que tanto as inclusões do tipo 3 quanto as do tipo 4 dificilmente aparecem juntos aos grandes agrupamentos de inclusões do tipo 1 ou 2. Porém quando os grupos de inclusões do tipo 3 e 4 ocorrem juntas com as inclusões aquosas, essas são principalmente do tipo 1. Tal situação indica que se houve mistura entre os fluidos aquo-carbônicos e os aquosos, foi de forma restrita.

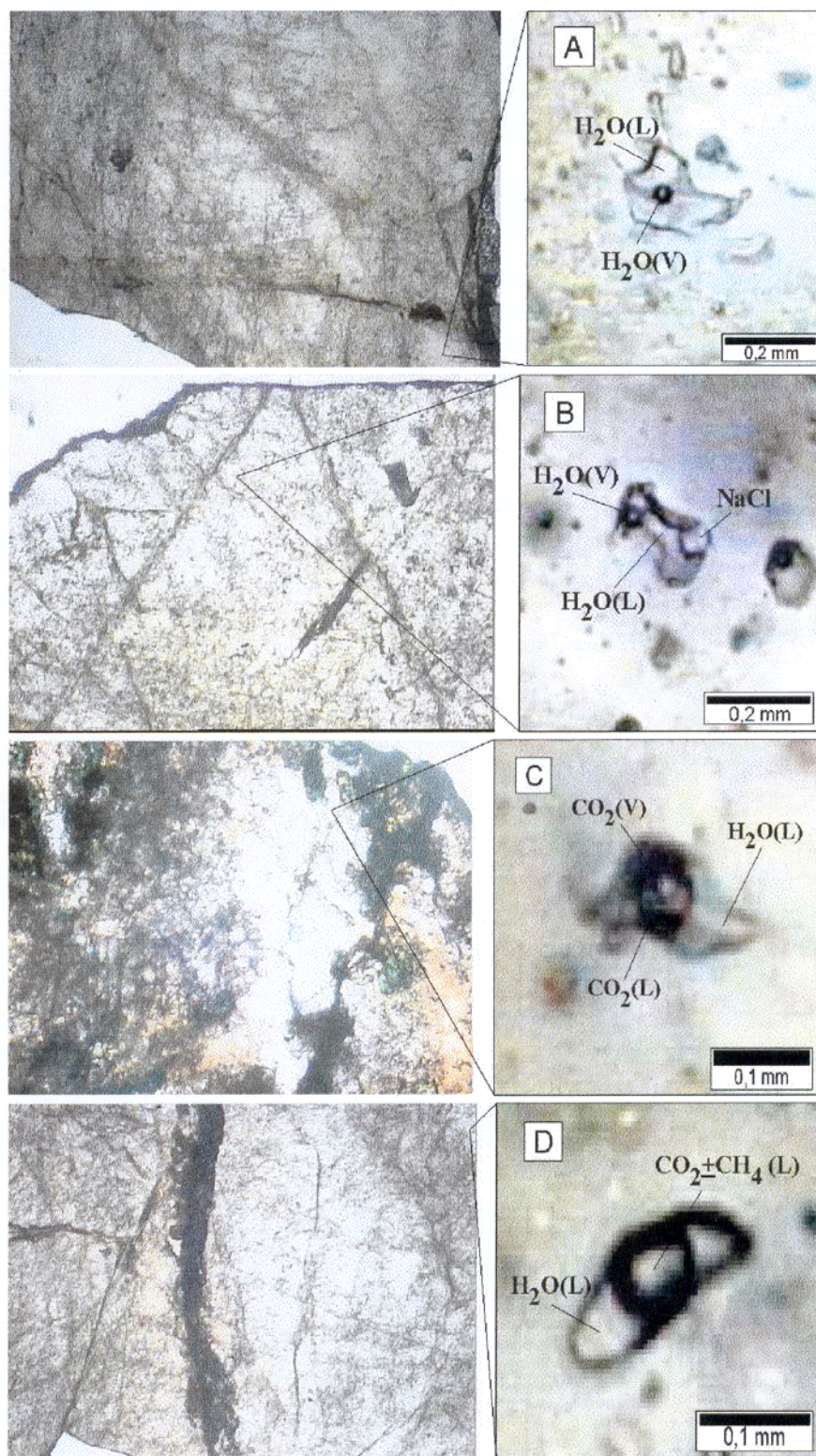


Figura 4.5-2- Fotomicrografias de inclusões fluidas mostrando os tipos de inclusões caracterizadas nos veios de quartzo do depósito do Cuca. (A) Tipo 1, (B) Tipo 2, (C) Tipo 3 e (D) Tipo 4.

4.5.3- Microtermometria

O estudo microtermométrico é realizado através da observação direta, no microscópio petrográfico, das mudanças de fases das inclusões fluidas, e de medidas em platina microtermométrica.

Essas mudanças de fases são observadas a medida que são impostas modificações térmicas nos ambientes das inclusões confinado na platina. As mudanças de fases referidas são a fusão do gelo (e da hidrohalita), fusão do CO_2 (e do clatrato) e homogeneização do CO_2 (obtidas no resfriamento) e homogeneização total (obtidas no aquecimento). Para se obter essas medidas deve-se primeiramente resfriar o conjunto das inclusões (mais recomendado) e depois de terminada as medidas do resfriamento, desse conjunto, deve proceder-se o aquecimento do mesmo.

No caso do depósito estudado, o resfriamento foi realizado baixando-se paulatinamente as temperaturas até -90°C (para inclusões aquosas), ou até -120°C (para inclusões aquo-carbônicas). Após o congelamento total do sistema, procede-se o reaquecimento natural ao longo do qual são feitas as observações e as medidas. As medidas de temperatura negativas bem como aquelas obtidas para homogeneização total foram devidamente corrigidas pelas curvas de correção apresentadas na Figura 1.3-1 do tópico 1.3 dessa tese. Nas inclusões aquosas (tipos 1 e 2) foram medidas no reaquecimento temperatura da primeira fusão do gelo ou eutético (TE), e a temperatura de fusão do gelo (Tfg). Em algumas inclusões, foi possível medir a temperatura de fusão da hidrohalita (Tfh). Segundo Shepherd *et al.* (1985) a precipitação de sais de hidrohalita ($\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$) é comum em soluções relativamente concentradas em sal, podendo se desenvolver junto com o gelo.

Nas inclusões aquo-carbônicas (tipos 3 e 4) foram medidas as temperaturas de fusão do CO_2 (TfCO_2), de fusão do clatrato ($\text{CO}_2\cdot 5\frac{3}{4}\text{H}_2\text{O}$) (Tfcla) e de homogeneização do CO_2 (THCO₂). A grande quantidade da fase carbônica, em relação a fase aquosa, nas inclusões 3 e 4, dificultou a tomada de um número mais consistente de medidas da temperatura do eutético (TE) bem como das temperaturas de fusão do gelo (Tfg) da fase aquosa nessas inclusões. Próximo da temperatura ambiente (Figura 4.5-3), em temperaturas positivas, foram medidas as Tfcla e as THCO₂, sendo eventualmente necessário, para esta última, um pequeno aquecimento adicional, acima da temperatura ambiente.

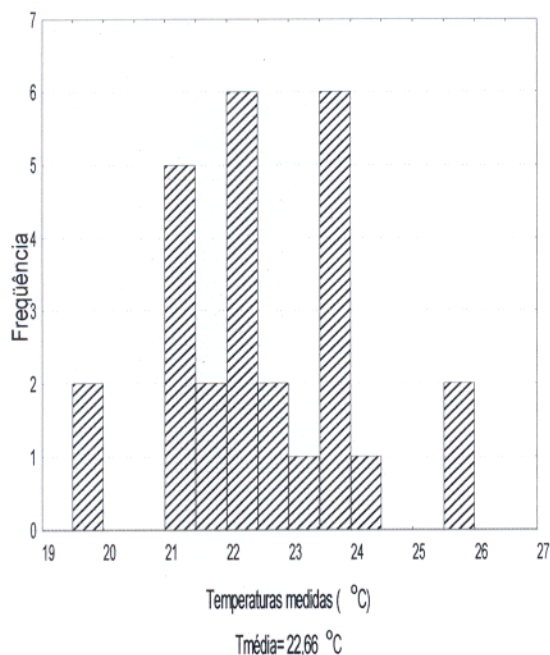


Figura 4.5-3- Histograma de frequência mostrando as temperaturas ambientes medidas durante as análises tanto de resfriamento como de aquecimento.

No aquecimento as temperaturas foram aumentadas paulatinamente a partir da temperatura ambiente (de 10 em 10°C), até as temperaturas de 100 a 550°C. Nessa etapa foi possível medir as temperaturas de homogeneização total (THT) de todos os tipos de inclusões, bem como as temperaturas de dissolução da halita, ou seja, as temperaturas de homogeneização total das inclusões aquosas saturadas (THTaqsat), representadas pelas

do tipo 2.

Os estudos das inclusões fluidas a partir de dados microtermométricos ainda estão em busca de muitas respostas, sobretudo no que se refere a sistemas composicionais muito complexos ou pouco estudados. Desse modo, na falta de equações adequadas para um determinado sistema estudado, aproxima-se ao máximo este sistema a um outro sistema disponível já conhecido que por fim é usado para os cálculos.

Os valores da salinidade e da densidade dos fluidos, obtidos a partir das medidas microtermométricas das inclusões fluidas, foram calculados usando o *software* MacFlincon. Para as inclusões aquosas (tipo 1 e 2) utilizou-se o sistema H₂O-NaCl-KCl e a equação de Brown & Lamb (1989). Para as inclusões aquo-carbônicas (tipo 3 e 4) utilizou-se o sistema H₂O-CO₂-CH₄-NaCl com a equação de Kerrick & Jacobs (1981), sendo que para as inclusões do tipo 3 (CO₂ puro) atribui-se sempre o valor -56,6°C para a TfCO₂.

4.5.3.1- Inclusões aquosas não saturadas (Tipo 1)

A primeira fusão do gelo obtida para essas inclusões ocorrem entre -80 à -20°C, com maior frequência entre os valores -60 e -35°C (Figura 4.5-4) indicando ponto eutético (TEaq) para um sistema de fluidos bastante complexo, possivelmente de H₂O-NaCl-MgCl₂-CaCl₂. Quanto maior o número de componentes de um sistema, maior a dificuldade para

identificá-lo, pois os eutéticos de cada componente influenciam-se entre si e os dados experimentais são restritos a algumas combinações.

As temperaturas de fusão final do gelo ($T_{f\text{gaq}}$), observadas para essas inclusões registraram medidas consistentes entre -21 a -3°C com maior frequência entre -4 e -9°C (Figura 4.5-5), porém as temperaturas registradas entre -4 e -9°C indicando salinidades entre 0 e 15 eq. % peso de NaCl e densidades totais entre 0,8 e 1,1 g/cm^3 .

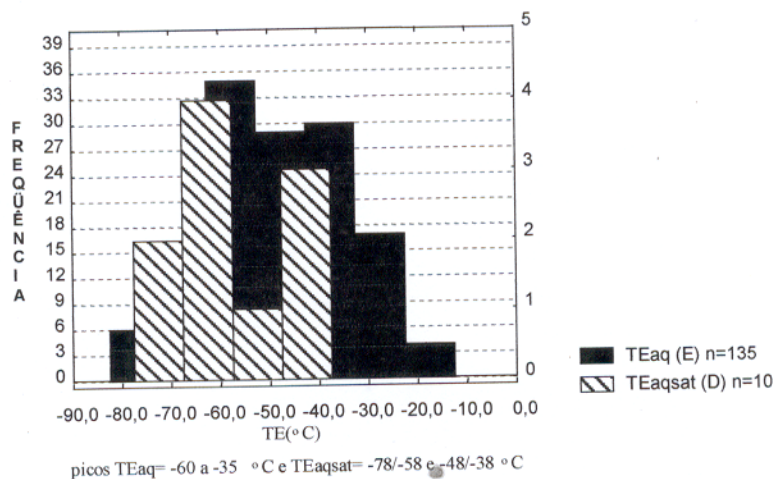


Figura 4.5-4-Histograma de frequência das temperaturas da primeira fusão para as inclusões do tipo 1 (TEaq) e do tipo 2 (TEaqsat). (E = ordenada esquerda, D = ordenada direita e n = número de medidas).

A homogeneização total entre as fases líquida e de vapor ocorreu em todas as inclusões do tipo 1 estudadas, sempre para a fase líquida, com maior frequência das temperaturas de homogeneização ($T_{HT\text{aq}}$) situando-se entre 125 e 225 $^\circ\text{C}$ (Figura 4.5-6A), indicando fluidos de temperaturas médias a baixas.

4.5.3.2- Inclusões aquosas saturadas (Tipo 2)

A primeira fusão do gelo obtida para essas inclusões ocorre entre -78 à -38°C , com dois picos de maior frequência dos valores ($-78/-58$ e $-48/-38^\circ\text{C}$), com apenas dez medidas (Figura 4.5-4). A distribuição das medidas em dois picos pode ter sido consequência da mistura das salmouras com o fluido aquoso não saturado (tipo 1), que pode ter adicionado magnésio nas salmouras e rebaixado as temperaturas da primeira fusão do gelo dessas inclusões fluidas. O pico de temperaturas mais altas ($-48/-38^\circ\text{C}$) é compatível com um eutético de um sistema complexo, possivelmente $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{KCl}$, porém o número reduzido de medidas obtidas e a

possibilidade de mistura de fluidos não respalda com segurança este sistema. Por outro lado, a ocorrência de inclusões com mais de um sal (halita e provavelmente silvita) indica a complexidade do sistema e a compatibilidade, pelo menos em parte, com aquele interpretado pelas temperaturas da primeira fusão do gelo.

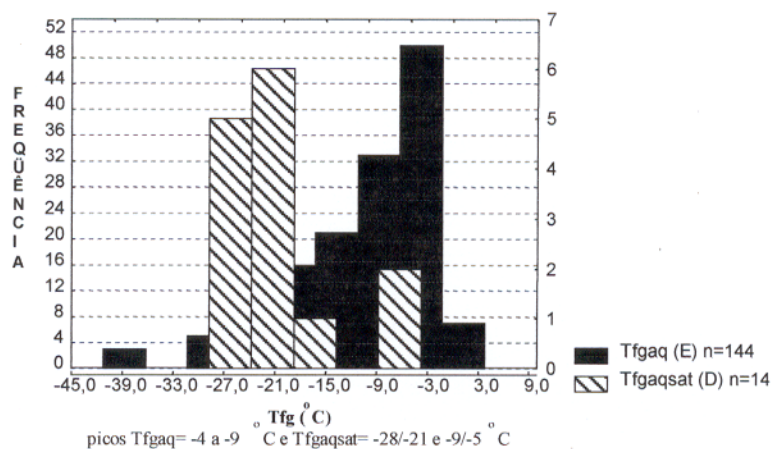


Figura 4.5-5-Histograma de frequência das temperaturas finais de fusão do gelo para as inclusões do tipo 1 (Tfgaq) e do tipo 2 (Tfgaqsat).

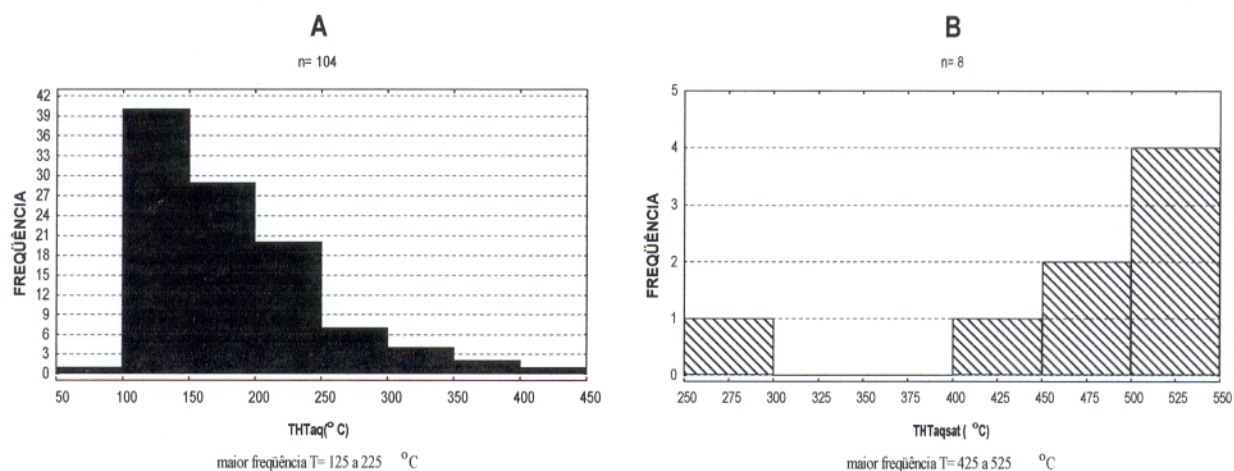


Figura 4.5-6- Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total para as inclusões do tipo 1 (THTAq) (A) e do tipo 2 (THTAqsat) (B). (n = número de medidas).

As medidas da fusão final do gelo (Tfgaqsat), ocorrem entre -28 e -5°C , novamente com picos bimodais compreendidos em $-28/-21$ e $-9/-5^{\circ}\text{C}$, com apenas 14 medidas (Figura 4.5-5). O pico de temperaturas mais altas ($-9/-5^{\circ}\text{C}$) é incompatível com a condição saturada do fluido aquoso e deve ser reflexo da interação com o fluido aquoso não saturado (tipo 10). O pico de

temperaturas mais baixas ($-28/-21^{\circ}\text{C}$) representa melhor essas salmouras, correspondendo a densidades totais de 1,34 a $1,45\text{ g/cm}^3$.

Assim como nas inclusões do tipo 1, a homogeneização total entre as fases líquida e vapor das salmouras ocorreu sempre para a fase líquida e as medidas registradas para essas temperaturas (THTaqsat) correspondem às temperaturas de dissolução da halita. Os valores mais freqüentes de THTaqsat situam-se entre 425 e 525°C (Figura 4.5-6B), indicando fluidos de temperaturas elevadas possivelmente de origem magmática, com salinidade entre 37 e 65 eq. %peso NaCl. A incidência de uma medida muito baixa (289°C) em relação as outras medidas obtidas pode ser um reflexo da mistura com o fluido tipo 1.

Nos dois tipos de inclusões aquosas (tipo 1 e tipo 2) foram observadas a presença de sais de hidratos identificados como hidrohalita. As medidas das temperaturas da fusão da hidrohalita (Tfh) nos dois tipos de inclusão aquosa situaram-se entre -11 e -32°C (Figura 4.5-7). Em alguns casos a Tfh foi fundamental para auxiliar no cálculo das salinidades do fluido.

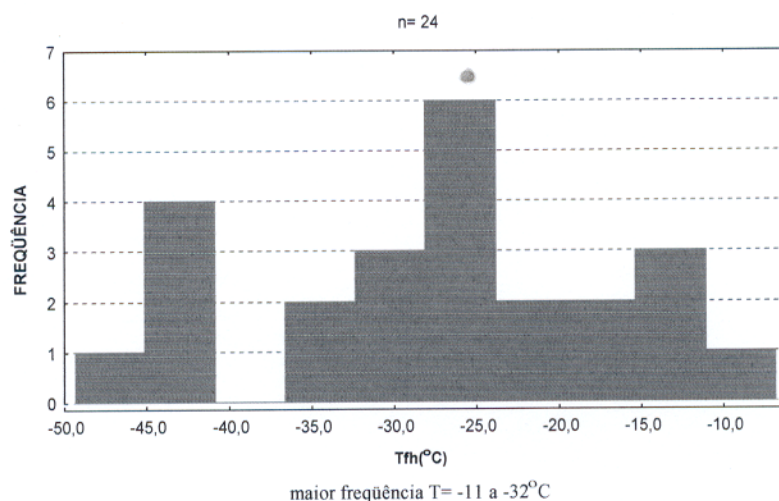


Figura 4.5-7-Histograma de freqüência das temperaturas da fusão da hidrohalita (Tfh) para as inclusões do tipo 1 e 2. (n = número de medidas).

4.5.3.3- Inclusões aquo-carbônicas com CO_2 puro (Tipo 3) e com CH_4 (Tipo 4)

Praticamente todas as medidas de temperatura de fusão do CO_2 (TfCO_2) para as inclusões do tipo 3, incidiram em torno do ponto triplo do CO_2 ($-56,6^{\circ}\text{C}$), indicando que são inclusões de CO_2 puro (Figura 4.5-8). Por outro lado, as TfCO_2 para as inclusões do tipo 4 mostraram-se depreciadas em relação ao ponto triplo, com maior freqüência das medidas entre $-56,8$ e $-57,3^{\circ}\text{C}$

(Figura 4.5-8), evidenciando a presença de outros componentes voláteis, como CH_4 e N_2 , dissolvidos na fase carbônica (Swanenberg 1979).

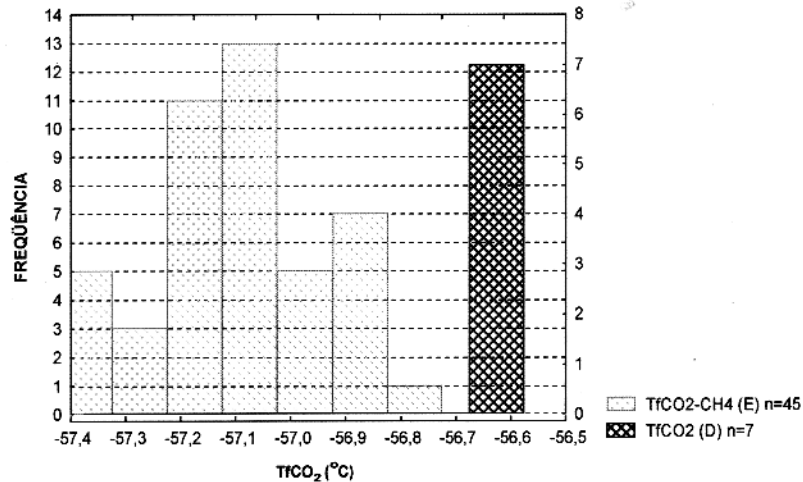


Figura 4.5-8- Histograma de frequência das temperaturas de fusão do sólido de CO_2 (TfCO_2) para as inclusões do tipo 3 e 4. (n = número de medidas).

As medidas da primeira fusão do gelo obtidas para a fase aquosa das inclusões aquo-carbônicas dos tipos 3 e 4 (TEaq) são de difícil observação. As poucas medidas obtidas apresentaram maior frequência entre os valores -70 e -60°C , com duas medidas entre -35 e -30°C e uma apenas entre -60 e -55°C (Figura 4.5-9). Esses valores são compatíveis com o ponto eutético de um sistema complexo, possivelmente $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2$, para a fase aquosa das inclusões aquo-carbônicas (tipo 3 e 4).

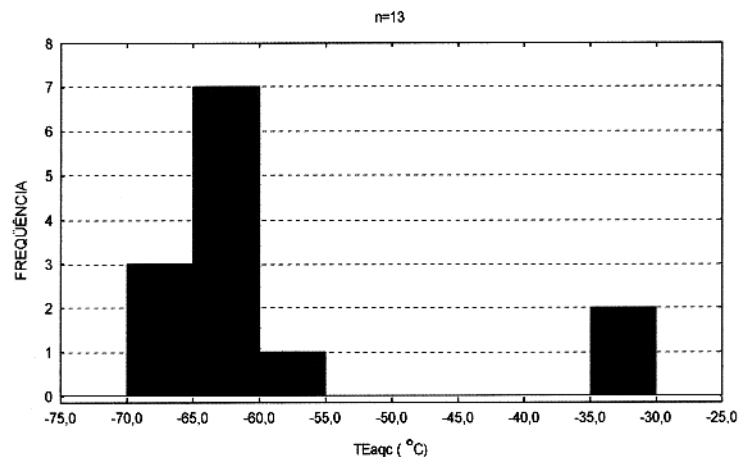


Figura 4.5-9- Histograma de frequência das temperaturas do eutético (TEaq) para as inclusões do tipo 3 e 4.

Durante o reaquecimento das inclusões aquo-carbônicas, a água reage com o CO_2 , logo após a fusão do gelo, formando um hidrato de gás carbônico chamado clatrato ($\text{CO}_2 \cdot 5\frac{3}{4}\text{H}_2\text{O}$) que é estável em uma faixa muito restrita de temperaturas baixas. A fusão do clatrato (T_{fcla}) foi notada apenas em algumas amostras através de pequenos movimentos da bolha de CO_2 líquido, pois a proximidade do índice de refração deste hidrato com o da água dificulta a sua observação. Tanto nas inclusões do tipo 3 e do tipo 4 em que a fusão do clatrato foi registrada esse processo foi bem marcado sempre antes da homogeneização da fase carbônica, entre $0,2$ e $10,9^\circ\text{C}$, com um pico entre $5,0$ e $8,5^\circ\text{C}$ (Figura 4.5-10).

A salinidade calculada a partir da fusão do gelo, em presença do clatrato, é superestimada, pois a formação deste hidrato requer moléculas de água que são assimiladas do sistema, aumentando a concentração dos sais (Seitz & Pasteris 1990). Desse modo, a salinidade da fase aquosa das inclusões aquo-carbônica foi calculada a partir da equação de Parry (1986) com base na T_{fcla} .

O cálculo da densidade total das inclusões tipo 3 e tipo 4, forneceu valores similares entre $0,85$ e $1,0 \text{ g/cm}^3$. A densidade da fase aquosa nessas inclusões é bem marcada em torno de 1 g/cm^3 podendo variar até $+0,11$ e $-0,1$. Por outro lado, a densidade da fase carbônica diverge entre as inclusões tipo 3 e 4, com valores de $0,54$ a $0,69 \text{ g/cm}^3$ para as inclusões do tipo 3, e entre $0,47$ a $0,82 \text{ g/cm}^3$ para aquelas do tipo 4. Os valores mais baixos da densidade para fase carbônica das inclusões do tipo 4 são decorrentes da presença de CH_4 dissolvido na sua fase carbônica. composição.

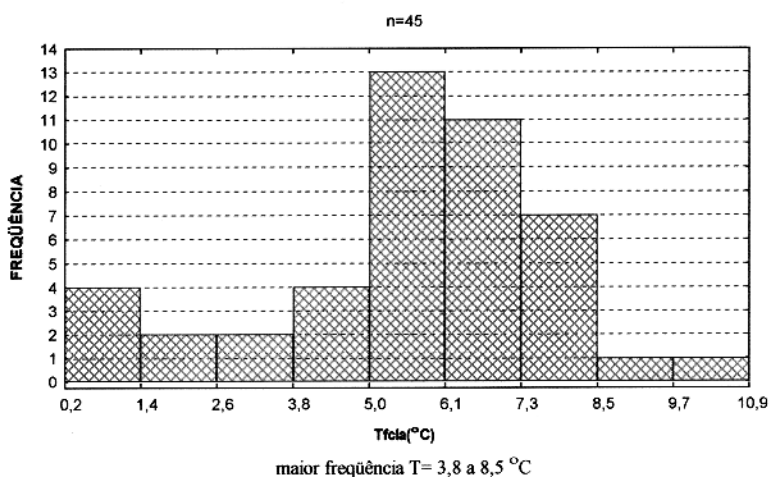


Figura 4.5-10- Histograma de frequência das temperaturas de fusão do clatrato (T_{fcla}) para as inclusões do tipo 3 e 4. (n = número de medidas).

A homogeneização da fase carbônica em todas as inclusões do tipo 3 e tipo 4 estudadas, ocorreu para o CO₂ líquido, com valores entre 13,5 e 31°C (Figura 4.5-11), e um pico entre 25,2 e 31°C para as temperaturas de homogeneização do CO₂ (THCO₂), mostrando que muitas delas atingiram o ponto crítico do CO₂.

A homogeneização total entre as fases aquosa e carbônica nas inclusões do tipo 3 e tipo 4 ocorreu em maior parte das inclusões para a fase aquosa, mas também para a fase carbônica líquida em algumas inclusões. As medidas obtidas para essas temperaturas (Figura 4.5-12) situam-se entre 265 e 305°C para as inclusões do tipo 3 (THTCO₂) e entre 250 a 395°C para as inclusões do tipo 4 (THTCO₂-CH₄), sendo que essas últimas apresentam uma frequência bem marcada entre 255 e 335°C, indicado fluidos de temperaturas médias.

A fração molar de CO₂ (X_{CO2}) obtida para as inclusões do tipo 3 mostram valores entre 0,1 a 0,24, compatíveis com os valores encontrados para depósitos de ouro arqueanos tipo *lode* (Groves & Foster 1991; Hodgson 1993). Para as inclusões do tipo 4 os valores de X_{CO2} registrados caíram para 0,01 a 0,18.

A fração molar de metano (X_{CH4}) na fase carbônica é foram obtida graficamente, a partir dos valores de F e THCO₂ (Swanenberg 1979). Para as inclusões do tipo 4, a X_{CH4} apresenta valor freqüente de 0,01, considerado coerente com a depressão da TfCO₂.

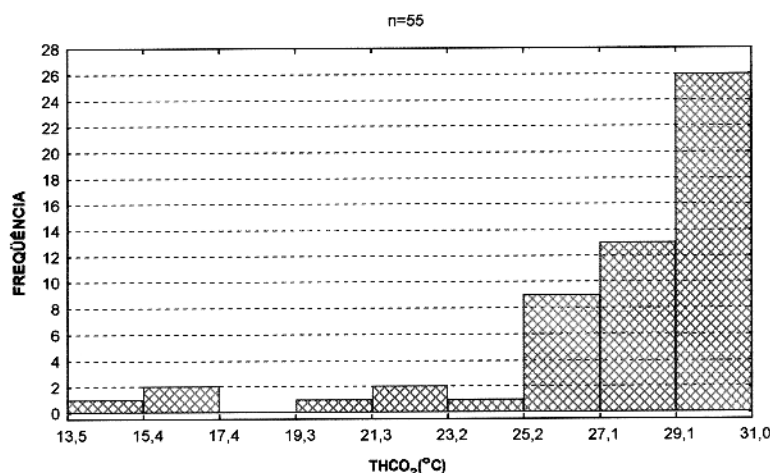


Figura 4.5-11- Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização parcial da fase carbônica (THCO₂) para as inclusões do tipo 3 e 4. (n = número de medidas).

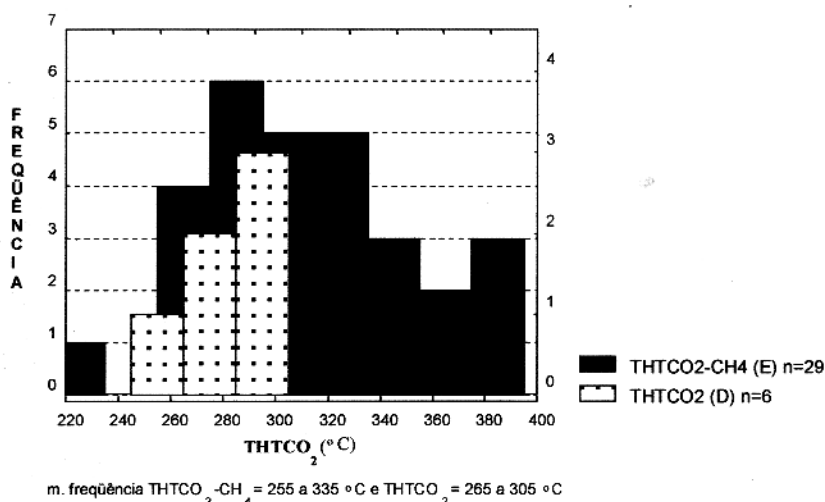


Figura 4.5-12- Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total (THT) das inclusões do tipo 3 e 4. (E= ordenada esquerda, D= ordenada direita e n= número de medidas).

Enfim, os dados microtermométricos obtidos pelo estudo das inclusões fluidas para caracterizar os fluidos mineralizantes do depósito aurífero do Cuca, estão apresentados na Tabela 4.5-1, e esses resultados são melhores discutidos no capítulo 5.3, onde pode-se entender a gênese dos mesmos e a sua importante contribuição para o modelo genético desse depósito.

Tabela 4.5-1- Tabela mostrando o resumo dos dados analíticos das inclusões fluidas do depósito do Cuca. (T= temperatura em °C; X= fração molar total; D= densidade total em g/cm³; *valores extremos)

Tipo	F(%)	TE	Tfg	Tfh	THT	TfCO ₂	THCO ₂
1	90/95	-60/-35	-4/-9	-11/-32	125/225	-	-
2	95	-65/-43	-21/-28	-	425/525	-	-
3	70/80	-64,8/-66,6	-	-	258/310	-	29,1/30,8
4	70	-70/-60	-3,0/-10,3*	-	267/337	-57,3/-56,8	25,2/31
Tipo	Tfcla	%NaCl	D. total*	D. fase H ₂ O	D. fase CO ₂	X _{CO2}	X _{CH4}
1	-	0,1/15	0,8/1,1	-	-	-	-
2	-	37,3/65,6	1,34/1,45	-	-	-	-
3	6/7	4,7/15,7	0,96/1,05	1,03/1,11	0,54/0,69	0,02/0,11	-
4	5/8,5	3,89/15,7	0,82/1,1	0,99/1,06	0,44/0,82	0,02/0,18	0,001/0,002

4.6-ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

4.6.1-Princípios da Metodologia Pb-Pb

O Pb é um elemento presente na composição da crosta terrestre, e sua abundância nas rochas que compõem a crosta é relativa, dependendo em parte da sua associação geoquímica com outros elementos. Segundo Mason (1971), o teor de Pb em rochas félsicas como o granito, apresenta um valor médio de 48 ppm, enquanto que, em rochas como o diabásio esse pode chegar a 8 ppm, sendo que os valores crustais podem apresentar até 13 ppm em média. As médias globais de abundância são inferior a 1 ppm em rochas ultramáficas, 8 ppm em máficas, 15 ppm em intermediárias e cerca de 20 ppm nas rochas félsicas (Krauskopf 1967).

O Pb possui quatro isótopos, a partir desses isótopos é que se baseia a metodologia aqui estudada. Esta é fundamentada a partir do princípio do decaimento radioativo, quando núclídeos instáveis também conhecidos como isótopos radioativos, que ao procurarem a sua estabilidade, decaem espontaneamente emitindo partículas e/ou energia até encontrarem estados de menor energia chamados isótopos radiogênicos. A metodologia Pb-Pb baseia-se na desintegração radioativa em cadeia dos isótopos radioativos ^{238}U e ^{235}U para os isótopos ^{206}Pb e ^{207}Pb (Pb uranogênicos) respectivamente, e do ^{232}Th para o isótopo radiogênico ^{208}Pb (Pb toriogênico). Além desses, existe o isótopo ^{204}Pb , no qual os demais são expressos em razões com esse, pois ele tem sua meia vida muito elevada ($t^{1/2} = 1,4 \times 10^{17}$ anos) (Holden & Walker³ *apud* Faure 1977) e é considerado estável, sendo dessa forma usado como isótopo de referência para a avaliação dos acréscimos sofridos pelos outros três, já que a sua abundância é considerada inalterada desde a formação da Terra (Pb primordial).

Usualmente o Pb ocorre como elemento traço na maioria dos minerais, entretanto pode apresentar concentrações maiores em sulfetos como piritas, calcopiritas, molibdenitas ou feldspatos. Em minerais como a anglesita e a cerusita esse elemento passa a ser um constituinte principal, sendo que é na galena (PbS) que ele forma seu mineral mais importante.

Quando presente na paragênese mineral, a galena é utilizada para os estudos de composição isotópica de Pb. Apesar de enriquecida em Pb, a galena é desprovida ou muito pobre em urânio, sendo assim esse mineral “congela” a composição isotópica de Pb no momento de sua formação, fornecendo dessa forma um informação genética sobre a fonte do Pb.

³ HOLDEN, N.E. & WEALKER, F.W. 1972. Chart of the nuclides (11th ed.). Educational relations, General Eletric Co. Schenectady. New York, N.Y. 12345.

No entanto, quando a galena está ausente da paragênese, o uso de feldspatos e sulfetos de ferro tem auxiliado bastante para a determinação da assinatura isotópica de muitos depósitos minerais. (Gulson 1986; Ho *et al.* 1994).

Historicamente Nier⁴ *apud* Gariépy & Dupré (1991) fez as primeiras medidas e Pb por espectrometria de massa em galenas de diversos depósitos e sugeriu que as composições isotópicas variavam para diferentes depósitos minerais, representando misturas do Pb primordial com o Pb radiogênico ($Pb_{hoje} = Pb_{inicial} + Pb_{radiogênico}$).

Inicialmente essa metodologia foi utilizada para determinar a idade da Terra e de meteoritos, e assim vários modelos foram elaborados para estudar a evolução do Pb terrestre ao longo do tempo geológico. Entre esses, criou-se o modelo de estágio simples através do estudo de galenas (modelo de Holmes-Houtermans⁵ *apud* Faure 1977). Neste modelo os autores consideram que antes da formação da crosta primitiva, ou seja, da diferenciação manto-crosta, a Terra teria uma composição isotópica homogênea do Pb. Em seguida o Pb evoluiria em diferentes reservatórios terrestres com razões U/Pb e Th/Pb distintas, proporcionando modificações na composição isotópica do Pb primordial, resultando assim em diferenças nas razões $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$. Assim todo esse Pb presente em um magma fonte teria um μ de evolução, que corresponderia a razão $^{238}U/^{204}Pb$ do reservatório geoquímico da Terra onde o Pb evoluiu. De acordo com os valores de μ , estes podem indicar uma evolução na crosta Inferior para $\mu < 7,5$, no manto superior quando esse valor se estender entre 7,5 e 8,2, ou evoluir na crosta superior quando o μ apresentar valores superiores a 8,2 (Oversby⁶ *apud* Moorbath & Taylor 1980).

Modelos como o de Cumining & Richards (1975) ressaltam que as razões U/Pb e Th/Pb variam continuamente segundo um *trend* linear desde o reservatório de origem até o aprisionamento do isótopo de Pb no momento em que cristaliza a mineralização no depósito metálico. Segundo esses autores, ambas as idades e as razões encontradas são tão bem ajustadas geologicamente quanto o modelo de dois estágios de Stacey e Kramers (1975).

Exemplos de modelos mais complexos (Stacey e Kramers 1975, Zartman e Doe 1981) que relatam a mistura do Pb radiogênico na crosta, com evoluções de dois ou mais estágios tentam melhor explicar o valor do Pb médio terrestre.

⁴ NIER, A.O. 1938. Variations in the relative abundances of isotopes of common lead from various sources. *J. Amer. Chem. Soc.* 60, 1571-1576.

⁵ HOLMES, A. 1946. An estimate of the age of the earth. *Nature*. 157, 680-684/ HOUTERMANS, F.G. 1946. Die isotope-häufigkeiten im natürlichen Bley und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften*, 33, 185-186, 219.

⁶ OVERSBY, V.M. 1974. A men look at the lead isotope growth curve. *Nature*. 248 (1974) 132.

Segundo o modelo de Stacey & Kramers (1975), o valor médio do Pb terrestre é oriundo de uma evolução em dois estágios distintos, dessa forma assume-se que a composição isotópica do Pb primordial quando a Terra se formou deveria ser idêntica a composição inicial de certos meteoritos. Assim, os autores tomaram como referência a composição isotópica inicial do Pb da troilita de Cãnyon Diablo nos USA ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) $_{t_0} = 9.307$, ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) $_{t_0} = 10.294$ e ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) $_{t_0} = 29.476$, inferindo à Terra uma idade de aproximadamente 4,5 Ga. Este modelo foi elaborado admitindo-se que no primeiro estágio de evolução a média das razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ corresponderiam respectivamente à 7,19 e 32,11, evoluindo isotopicamente assim desde a formação da Terra, porém a aproximadamente 3,7 Ga atrás os autores sugerem um evento de diferenciação que gerou condições para a formação do segundo estágio, com novas razões médias $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ de 9,74 e 37,19 respectivamente, tal evento possivelmente proporcionado por refusões teve proporções terrestres que geraram processos de mistura e originaram o Pb médio terrestre.

Um outro modelo desenvolvido para estágios de evolução do Pb foi introduzido inicialmente por Doe & Zartman (1979) e posteriormente por Zartman e Doe (1981). Usando a composição isotópica de galenas Zartman & Doe (*op cit.*) elaboraram o modelo “*Plumbotectonics*” que tentava determinar as possíveis fontes de Pb com base em curvas de crescimento do Pb de diversos reservatórios terrestres, mas com restrições quanto a idade que por vezes não apresenta significado geológico, principalmente para condições geológicas do Arqueano. Este modelo tenta explicar a variação da composição média dos diferentes reservatórios geoquímicos da Terra entre eles a crosta superior, inferior e o manto, verificando assim que as diferenças isotópicas dos reservatórios eram provenientes do fracionamento químico e do decaimento radioativo, que durante os períodos de isolamento, definiram um domínio suplementar denominado orogênico que representa uma mistura entre esses diferentes reservatórios, devido a ação de processos geodinâmicos atuantes nos mesmos.

Com a evolução dos estudos, constatou-se que essa metodologia Pb-Pb era capaz de contribuir com os estudos da evolução da crosta continental, particularmente para rochas de idade arqueana, podendo gerar informações sobre a origem do material estudado, bem como relacionar processos de diferenciação intracrustal. Contudo, essa evolução da composição isotópica do Pb, que por sua vez, está presente nos minerais que contém U e Th, pode ser expressa na forma de três equações fundamentais:

$$\text{I- } ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_h = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i + ({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_8 t} - 1)$$

$$\text{II- } ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_h = ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i + ({}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_5 t} - 1)$$

$$\text{III- } ({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_h = ({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i + ({}^{232}\text{Th}/{}^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

Onde o primeiro membro representa as razões isotópicas do Pb presentes no mineral hoje, o segundo membro diz respeito as razões isotópicas iniciais do Pb incorporado ao mineral durante a sua formação e o terceiro e último representa a quantidade de Pb radiogênico produzido pela desintegração do U e Th, donde “t” é o tempo decorrido desde o fechamento do mineral para o U ou idade de cristalização, e λ (λ_2 , λ_5 , λ_8) a constante de desintegração para cada isótopo do U e Th. Observadas essas equações, certas premissas são fundamentais para o funcionamento do método. As rochas investigadas tem que apresentar a mesma idade, serem cogenéticas e terem evoluído dentro de um sistema fechado onde as mudanças das razões isotópicas durante a evolução da rocha se devam apenas ao decaimento radioativo.

A idade pode ser determinada, quando as razões isotópicas atuais (ou medidas no espectrômetro de massa) de um conjunto de amostras cogenéticas são plotadas em um diagrama ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs. ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ e definem um alinhamento cuja a inclinação é dada por uma expressão matemática correspondendo a equação de uma reta linear $(Y-Y_0)/(X-X_0) = A$, obtida pela razão II/I das equações anteriores, gerando dessa forma a Equação 4.6-I:

$$\text{Equação 4.6-I: } \frac{({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_h - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i}{({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_h - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i} = 137,88 \frac{(e^{\lambda_8 t} - 1)}{(e^{\lambda_5 t} - 1)}$$

4.6.2-Amostragem e procedimentos analíticos

As amostras utilizadas para este estudo foram piritas (FeS_2) oriundas da mineralização sulfetada do depósito de ouro do Cuca. O material coletado inicialmente foi identificado para garantir a segurança dos dados a serem obtidos. Em seguida, as amostras foram estudadas por petrografia macroscópica e entre elas foram selecionadas aquelas com as mineralizações tipo para o estudo isotópico.

A quantidade reduzida de material sulfetado aliada a problemas técnicos, proporcionou o uso de somente 11 (onze) amostras dos sulfetos para a determinação das composições isotópicas (Tabela 4.6-1). Os sulfetos estudados nessa etapa chegaram a apresentar em média 0,5 cm de maior diâmetro do cristal, entretanto a mineralização sulfetada do Cuca apresenta

em geral cristais com tamanho da ordem do milímetro até no máximo 1,5 cm no seu diâmetro maior.

Tabela 4.6-1- Relação das amostras utilizadas para o estudo isotópico.

FUROS	LOCALIZAÇÃO (UTM)		AMOSTRAS		
	N	E	sigla	Profundidades (m)	quantidade
01	9 238718.2	476810.3	Tuc 03	67,9	1
02	9 238854.7	476237.8	Tuc 27	112,4	1
03	9 239140.4	476290.5	Tuc 57	167,8	1
05B	9 238163.336	476457.637	Tuc 73	249,7	1
06	9 238079.063	476527.620	Tuc 75 e 85	157,8 e 293,1	2
08	9 238079.770	476634.212	Tuc 105	124,1	1
09	9 238450.968	476667.151	Tuc 123	148,2	1
10	9 238357.231	475182.885	Tuc 129 e 132	100,5 e 109,3	2
11B	9 238433.485	475182.885	Tuc 94	181,7	1
09	Total de furos		Total de amostras		11

4.6.2.1- Sulfetos analisados e rochas hospedeiras correspondentes

As amostras de sulfetos utilizadas são oriundas de porções principalmente carbonáticas, silicificadas e sulfetadas da zona de alteração hidrotermal. Apesar dos diferentes modos de ocorrência, o material usado para esse estudo foi selecionado das ocorrências tipo minério disseminado e filoneano (filão e veio), melhor decritos no tópico 4.2 dessa tese.

Freqüentemente as rochas estudadas apresentam-se bastante transformadas pela alteração hidrotermal, e intensamente deformadas o que na maioria dos casos transformou-as em milonitos e ultramilonitos. As características geológicas gerais obtidas macroscopicamente para as rochas que hospedam os sulfetos tratados nesse tópico, e os seus respectivos modo de ocorrência podem ser vistos a seguir.

a) Sulfetos disseminados

Esses estão hospedados em um metadacito com alteração clorítica e feldspática e \pm sericítica, cortado por veios de calcita, próximo aos sulfetos ocorre cloritização e sericitização associada e traços de carbonato (amostra Tuc-03).

Na amostra Tuc-57 os sulfetos estão associados a clorita e sericita, e traços de carbonato. Este encontra-se hospedado em um metabasalto foliado cortado por vênulas de

carbonato e quartzo em cristais anédricos, e apresentando alterações de cloritização e sericitização ressaltadas pela foliação.

b) Sulfetos em veios

O sulfetos da amostra Tuc-27 estão associados a veios carbonático-feldspáticos com traços de clorita, este encontra-se hospedado em um metabasalto com relíquias amidaloidais e intensas alterações de cloritização.

Na amostra Tuc-105 os sulfetos hospedam-se em um veio de quartzo, com sericita e carbonato associados. Esse veio é encaixado em um meta-andesito com alterações de cloritização, carbonatização e suave silicificação.

A amostra Tuc-123 corresponde a um metabasalto foliado com intenso processo de cloritização e suave sericitização, onde o sulfeto hospeda-se em um veio com quartzo e traços de carbonato.

A amostra Tuc-129 hospeda sulfetos que ocorrem em um veio bastante deformado, esse forma *boudins* de composição essencialmente feldspática com caulinitização e cloritização associada. Este encontra-se encaixado em um meta-andesito intensamente foliado e bastante alterado pela caulinitização.

Ainda em um meta-andesito ocorrem sulfetos hospedados em um veio carbonático com traços de quartzo, essa rocha ainda contém alterações de cloritização, sericitização e suave silicificação (amostra Tuc-132).

c) Sulfetos em filão

Um desses sulfetos está associado a um filão com quartzo e \pm feldspato que ocorre na amostra Tuc-73, entretanto essa amostra corresponde a uma rocha félsica milonitizada com alterações de cloritização e sericitização cortado por vênulas essencialmente de feldspatos com envelopes de clorita.

Na amostra Tuc-75 os sulfetos estão em um filão com quartzo, carbonato e traços de clorita e feldspato. Este encontra-se hospedado em uma rocha félsica milonitizada com alterações de cloritização e sericitização

A amostra Tuc-85 corresponde a um metadacito com alterações de cloritização e vênulas de sericita e quartzo que hospeda sulfetos em um filão com carbonato, sericita e traços de clorita.

Os sulfetos hospedados na amostra Tuc-94 ocorrem em um filão deformado e associado com quartzo e traços de clorita e carbonato. Esse conjunto sulfetado encontra-se encaixado em um metadacito com alterações de sericitização e cloritização, com vênulas tardias de carbonato.

4.6.2.2- Preparação das amostras

Todas as etapas de preparação e análise das amostras foram realizadas em laboratórios do Centro de Geociências da UFPA.

Inicialmente as amostras de sulfeto foram processadas no Laboratório de Sedimentologia, para a separação dessas da rocha hospedeira. Em seguida, separou-se o Pb dos sulfetos e realizou-se as análises isotópicas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso).

No procedimento experimental utiliza-se 15g a 20g de amostras de rocha mineralizada. Sendo que a quantidade final utilizada de sulfetos dependerá sempre do teor da mineralização e do teor de Pb contido nos sulfetos. Recomenda-se o uso da lupa binocular para uma separação cristal a cristal antes de proceder a pulverização, caso os mesmos sejam pequenos e disseminados nas encaixantes, como é em parte o caso do depósito do Cuca. Após separados somente os cristais de sulfetos, segue-se a pulverização dos mesmos em um grau de ágata previamente limpo de modo que o material esteja bem homogeneizado no fundo do grau. É importante destacar que ao final da pulverização o grau deve ser limpo a cada nova pulverização de amostra para evitar contaminação.

Depois de pulverizada, a amostra é peneirada (peneira metálica) e o material colhido para estudo deve ser aquele que ficar retido na peneira 0,125 mm, desse modo evita-se frações muito argilosas principalmente de outros minerais. Em seguida, é feita a lavagem do material pulverizado, com 1 ml de H₂O***(água tridestilada) e 1 ml de HCl** (6N) e 4 ml de H₂O*** que são levados ao ultrassom, depois do ultrassom retira-se do béquer o excesso de solução ácida e coloca-o em uma estufa aproximadamente a 80⁰ C até secar a amostra (a secagem perdura por aproximadamente 3 h).

Após a secagem, o material é pesado e identificado em cadinhos de abertura para as etapas seguintes. Normalmente utiliza-se no Pará-Iso cerca de 150 mg de amostra de pirita para esse tipo de análise. Nesse trabalho, as piritas do Cuca mostraram teores médios de Pb

entre 30 e 40 ppm, não impedindo dessa forma que a quantidade usada seja inferior a 150 mg, como visto na Tabela 4.6-2.

Tabela 4.6-2- Quantidade de sulfetos utilizados para a etapa seguinte de abertura química.

Amostra	Tuc-03	Tuc-27	Tuc-57	Tuc-73	Tuc-75	Tuc-85
Peso (mg)	81,5	86,6	93,3	74,5	81,8	80,7
Amostra	Tuc-94	Tuc-105	Tuc-123	Tuc-129	Tuc-132	padrão (NBS983)
Peso (mg)	80,7	74,5	92,2	98,0	99,4	68,7

4.6.2.3- Abertura química, solubilização da amostra e separação do Pb.

A amostra é identificada com os seus respectivos números nos cadinhos. Para cada conjunto de no mínimo 6 amostras estudadas é feito um branco, que tem composição isotópica conhecida e serve como padrão isotópico da análise, neste caso o utilizado como traçador foi o padrão NBS-983, este também é identificado em um cadinho e a partir de então é feita a pesagem do material. Em seguida, é realizada a abertura química, descrita no fluxograma da Figura 4.6-1:

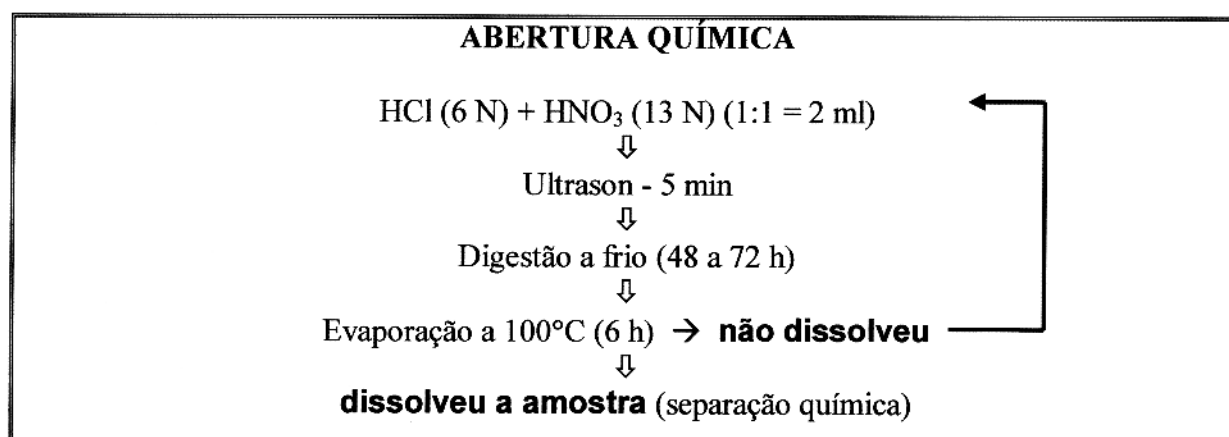


Figura 4.6-1- Fluxograma mostrando a etapa de abertura química do Pb para os sulfetos estudados.

Após esta etapa, as amostras são solubilizadas em cada cadinho com cerca de 7 ml de HBr** 0,5 N (4 + 3 ml), até que ao final somente 6 ml seja solubilizado para a separação. O processo de separação também requer cuidados como todos os outros para que se evite

contaminações. Na separação (Figura 4.6-2) foi utilizada uma resina trocadora de íons do tipo DOWEX AG 1x8 (200-400 *mesh*).

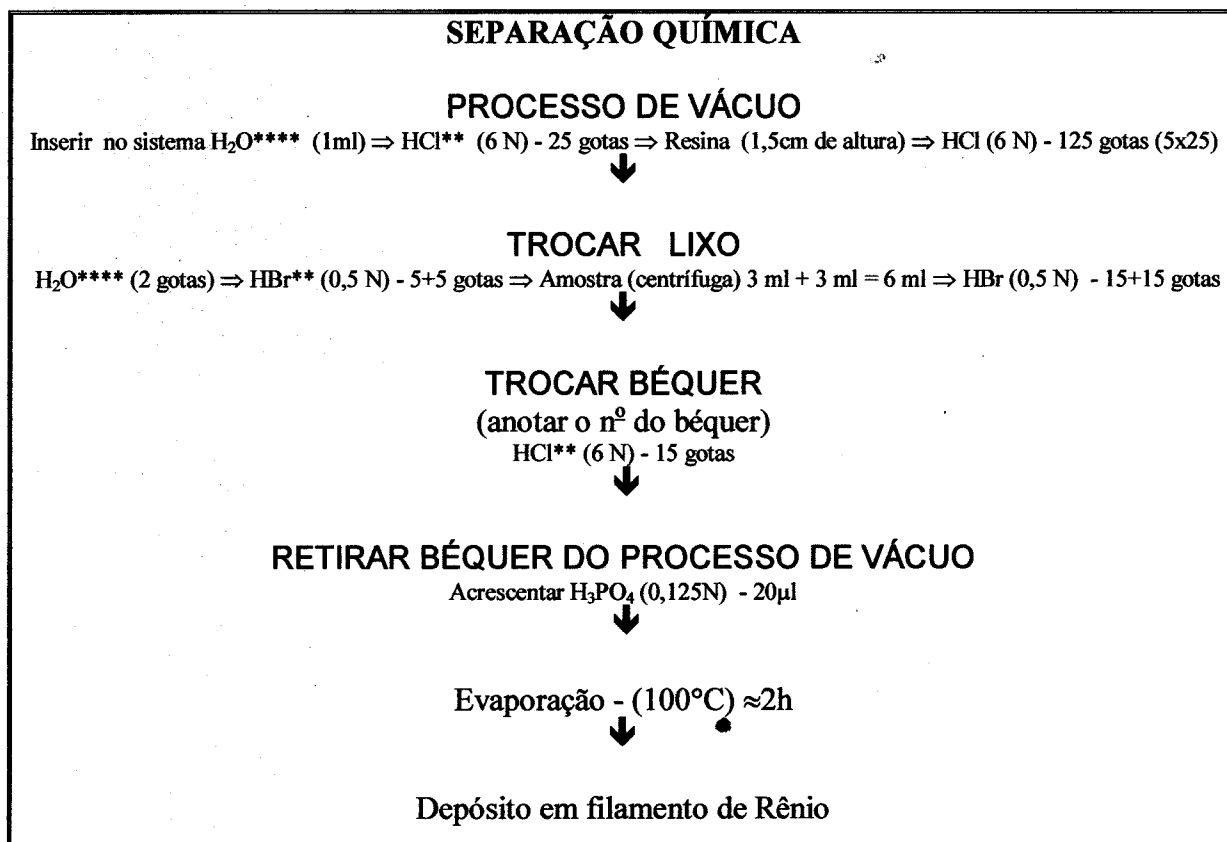


Figura 4.6-2- Fluxograma mostrando a etapa de separação química do Pb da amostra em solução.

Quando os béqueres são retirados do processo de vácuo ao fim da separação, é acrescentado em cada um deles 20 μ l de H_3PO_4 (0,125 N), para que ao final da evaporação este consiga concentrar todo o resíduo que contém Pb das amostras de sulfeto.

Após a solução evaporar e os cadinhos esfriarem, os mesmos são vedados e reservados até a etapa do depósito de Pb.

4.6.2.4- Preparação para a análise isotópica no espectrômetro de massa

Nesta etapa são preparados os suportes que receberão as amostras enriquecidas em Pb. Esses suportes são constituídos de filamentos de Rênio, e após a montagem os mesmos são lavados e degaseificados, ficando dessa forma prontos para receber a amostra que será introduzida no tambor.

O Pb é depositado com sílica gel. Esse ativador provoca a formação de uma película vítrea de Pb no filamento de Rênio permitindo que durante as análises no espectrômetro de massa as temperaturas necessárias (1100 - 1400 °C) sejam alcançadas sem grandes perdas de Pb, favorecendo também a ionização. Nesta etapa de depósito, o uso de luvas de algodão e máscara são recomendados para diminuir os riscos de contaminação.

O depósito propriamente dito é feito com auxílio de uma micro-seringa, onde coleta-se através dela 5 µl de sílica gel (16,36 mg/g), transferindo-os para o béquer com o concentrado de Pb + H₃PO₄ para efetuar a diluição do resíduo evaporado no fim da separação química. Depois de diluído, coleta-se somente uma alíquota de 2 µl da solução (amostra + sílica gel) que é depositada e em seguida vaporizada no centro do filamento que encontra-se ligado ao banco de depósito. Depois de depositada a amostra, aguarda-se a montagem do tambor.

O espectrômetro utilizado nesse procedimento foi o VG Isomass 54-E, com capacidade de analisar 6 amostras (6 filamentos) em um conjunto de análise. Após lavado e secado o tambor deve ser montado com luvas de algodão, para evitar que gordura e outras impurezas entrem no espectrômetro. No espectrômetro de massa, para cada nova análise de conjuntos de amostras recomenda-se a análise conjunta de um padrão (NBS 983). A partir de então as amostras são analisadas segundo rotinas estabelecidas no equipamento para essa metodologia. Ao final das análises, aparelho é capaz de armazenar as informações para o devido tratamento posterior. Dessa forma., os resultados obtidos são gerados como tabelas, no caso das razões ou composições isotópicas, ou através de diagramas isocrônicos Pb-Pb, quando faz-se referência a idade das amostras analisadas.

4.6.3- Resultados analíticos

Este capítulo apresenta as composições isotópicas de Pb de 11 amostras de piritas, e essas podem ser observadas na Tabela 4.6-3, onde são apresentadas as razões isotópicas corrigidas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente para esses sulfetos.

Tabela 4.6-3- Razões isotópicas de Pb para os sulfetos da mineralização aurífera do depósito do Cuca.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
Tuc-105	14,060	0,009	14,697	0,014	34,010	0,040
Tuc-132	14,085	0,009	14,684	0,013	33,815	0,041
Tuc-129	14,181	0,011	14,731	0,015	34,014	0,047
Tuc-85	17,482	0,011	15,976	0,015	36,134	0,043
Tuc-03	18,267	0,011	16,024	0,015	37,907	0,046
Tuc-75	18,990	0,012	16,169	0,015	38,128	0,046
Tuc-73	21,057	0,013	16,269	0,015	39,567	0,049
Tuc-57	21,397	0,014	16,864	0,016	40,109	0,051
Tuc-27	22,158	0,014	16,965	0,016	42,417	0,052
Tuc-123	22,730	0,014	16,810	0,016	40,814	0,054
Tuc-94	45,805	0,028	20,680	0,019	50,622	0,061

As composições isotópicas obtidas não apresentaram uma homogeneidade composicional. Assim, verificou-se através das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que quatro grupos de amostras podem ser distinguidos. O primeiro grupo (G1) é representado pelas amostras Tuc-105, 132 e 129, essas apresentaram razões isotópicas entre 14,06 e 14,181, e 14,684 e 14,731 para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente. O segundo grupo (G2) com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18,267 e 18,99 é representado pelas amostras Tuc-85, 03 e 75. Com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 21,057 e 22,73, o terceiro grupo (G3) é representado pelas amostras Tuc-73, 57, 27 e 123. Entretanto, os grupos G2 e G3 apresentam razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muito próximas entre 15,976 e 16,965. O quarto grupo (G4) é por convenção atribuído apenas a amostra Tuc-94, que apresenta razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente a 45,805 e 20,680 (Figura 4.6-3). O tratamento em conjunto das composições isotópicas das 11 amostras analisadas forneceu uma idade isocrônica de 2708 ± 216 Ma (2σ) (MSWD= 686). Esse resultado corresponde a uma idade obtida por um difícil alinhamento dos pontos experimentais. Além do mais, parte das amostras são bastante radiogênicas indicando a possibilidade de não terem evoluído em um sistema simples, ou mais provavelmente, contém urânio que decaiu em Pb. Contudo, essa idade encontrada não deve apresentar algum sentido geológico, pois talvez a premissa de evolução em sistema fechado deva ter se corrompido.

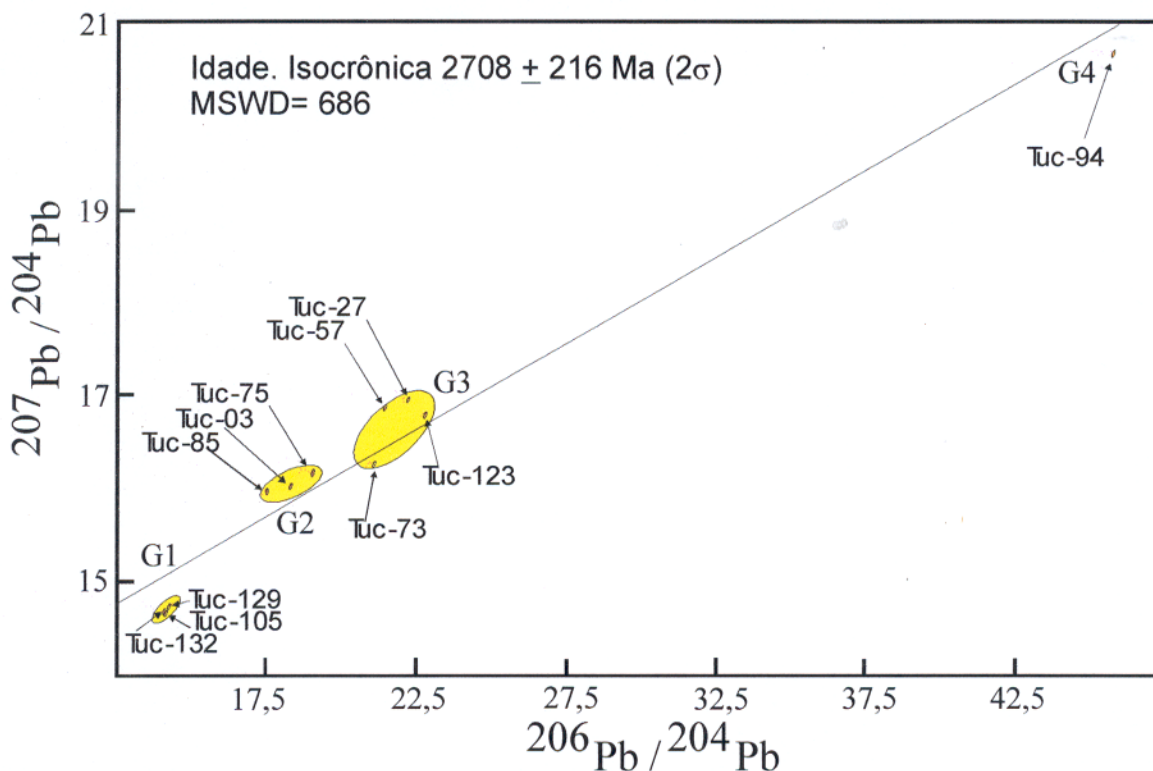


Figura 4.6-3- Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando os pontos analíticos para os sulfetos do Cuca.

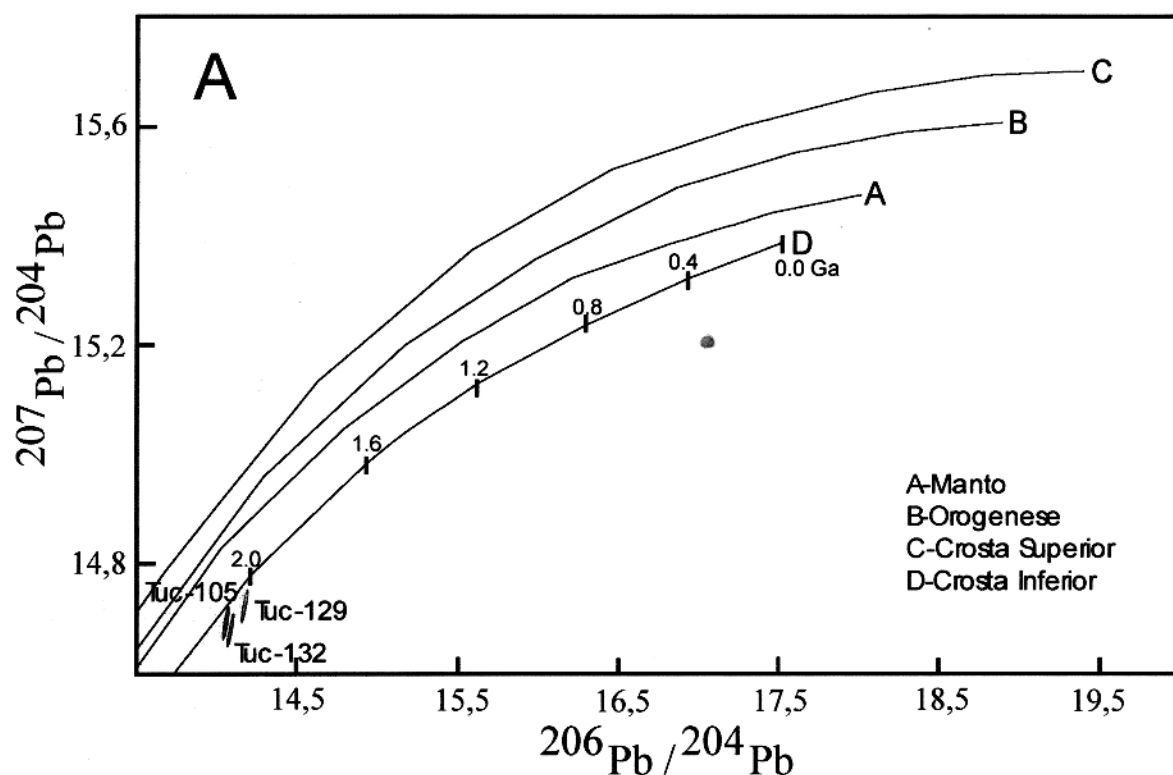
As composições isotópicas dos sulfetos do depósito do Cuca apresentadas no diagrama de Zartman & Doe (1981) (Figura 4.6-4), mostram que apenas o G1 apresenta algum tipo de informação nessas curvas de crescimento. Os demais pontos analíticos posicionam-se fora do campo das curvas de crescimento devido a assinatura isotópica bastante radiogênica do Pb presente nos sulfetos dos outros grupos analisados, não apresentando dessa forma, respostas relevantes nesses diagramas. Deve-se ressaltar que no modelo acima não há uma boa adaptação dos resultados para rochas pré-cambrianas e sobretudo arqueanas.

Observados na Figura 4.6-4 (A) os sulfetos do G1 agrupam-se bem distintamente próximo a curva de crescimento da crosta inferior registrando uma idade próximo ao ponto de 2.0 Ga. Na Figura 4.6-4 (B) esses mesmos sulfetos apresentam-se entre as curvas de crescimento da orogênese e da crosta inferior, próximo aos pontos de idade entre 2.4 e 2.5 Ga, mostrando uma tendência de participação de materiais da crosta inferior. Enfim, a disposição dessas amostras devem indicar com restrições, a idade em que os reservatórios desempenharam alguma contribuição significativa para a evolução do Pb e talvez outros metais que compõe os sulfetos da mineralização do depósito do Cuca.

Quando as composições isotópicas dos sulfetos do Cuca são representadas no diagrama uranogênico da Figura 4.6-3, essas mostraram uma disposição dos pontos analíticos desde valores pouco radiogênicos, até valores bastante radiogênicos com altas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Segundo Gulson (1986), os sulfetos mais pobres em Pb são mais suscetíveis a mudanças devido misturas de Pb de diferentes fontes durante a remobilização e o metamorfismo, isto é, quanto mais Pb existir em um sulfeto menos contaminado ele será, apresentando assim razões Pb-Pb menos radiogênicas, e cada vez mais próximas das razões obtidas por galenas.

A variação de razões pouco e muito radiogênicas obtidas no depósito do Cuca reforça a teoria de que os sulfetos aqui estudados tenham evoluído em um sistema bastante complexo.



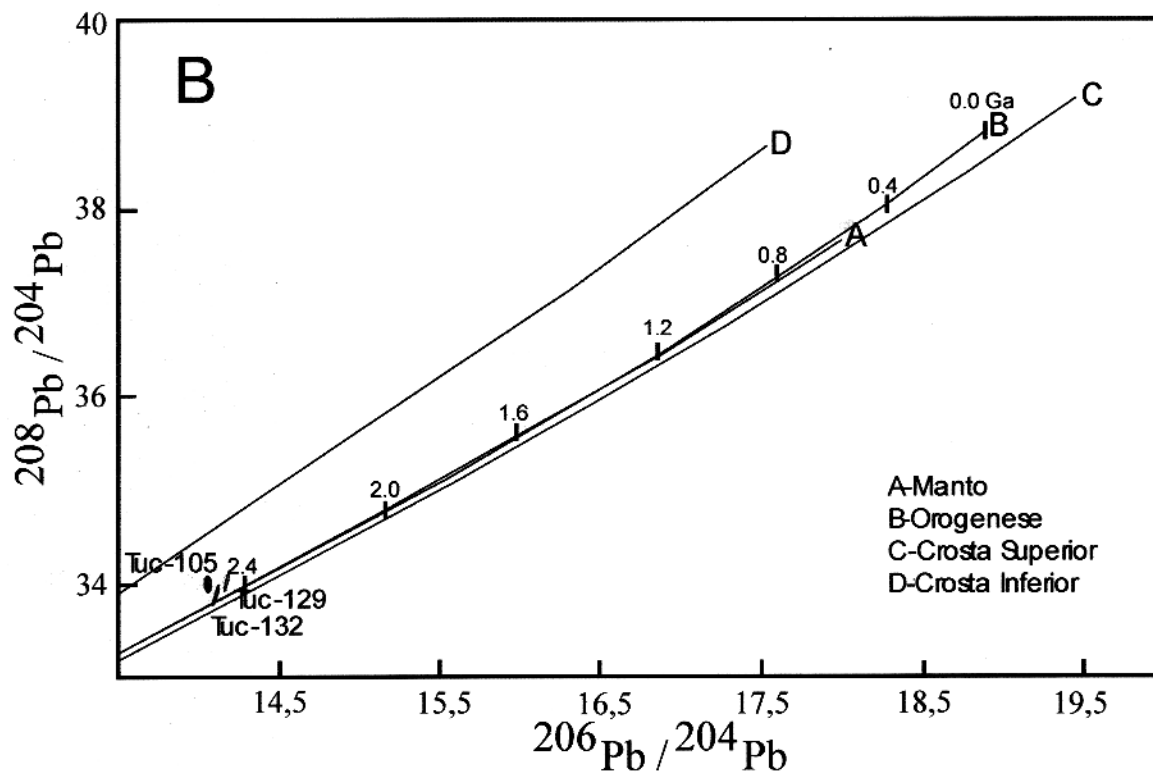


Figura 4.6-4- Diagramas das razões Pb-Pb com base em Zartman & Doe (1981). (A) Razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e (B) Razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras do G1.

5- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1- ASPECTOS DO METAMORFISMO

As paragêneses metamórficas foram quase que completamente destruídas pelos processos hidrotermais epigenéticos que atuaram no depósito do Cuca. Em amostras menos alteradas podem ser reconhecidas porções com feições reliquiares das rochas protolitas, normalmente texturas ígneas de derrames ou tufos. Em outras situações a alteração hidrotermal preservou cristais fantasmas de plagioclásio (prováveis fenocristais ígneos) e possíveis biotitas e anfibólios de origem metamórfica.

É possível que nem todas as cloritas e epidotos que ocorrem no depósito do Cuca sejam de origem hidrotermal, pois estes dois minerais são comumente formados nos processos metamórficos de baixo grau, de acordo com a seguinte equação (Deer *et al.* 1992).

Equação 5.1-I:



A ocorrência de cristais prismáticos, provavelmente de actinolita, em zonas de deformação (Figura 5.1-1) e o reconhecimento de fluidos aquo-carbônicos, indicam que as condições do segundo membro da Equação 5.1-I podem ter sido atingidas no depósito do Cuca. O reconhecimento de texturas magmáticas reliquiares, sem indícios evidentes de deformação e metamorfismo, desfavorece a atuação de metamorfismo regional na área, ou seja, se ela ocorreu deve ter sido em grau muito baixo, preservando a textura primária. As ocorrências localizadas de pumpelita e granada, também pode ser relacionadas a atuação desses processos metamórficos de amplitude regional (Figura 5.1-2). É possível que todos os registros reliquiares de processo metamórfico, referidos acima, estejam relacionados com o metamorfismo dinâmico, o qual, ao contrário do metamorfismo regional, atua de maneira localizada, deixando porções praticamente intactas (*pods*) que não foram atingidas pelas zonas de cisalhamento.

A produção de CO₂ e H₂O, tal como mostrada na Equação 5.1-I, é perfeitamente compatível com o metamorfismo dinâmico, o qual pode ter extraído esses fluidos em profundidade das rochas encaixantes, por descarbonatação e hidrólise, e canalizando-os para porções superiores da crosta através de zonas de cisalhamento.

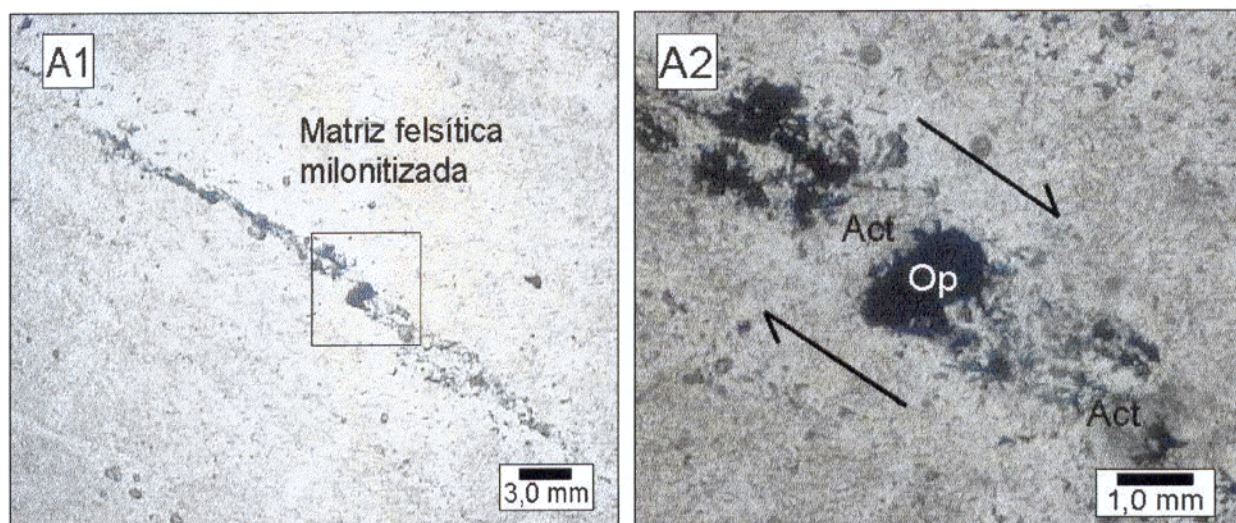


Figura 5.1-1- Fotomicrografia em N// mostrando cristallitos de actinolita em sombra de pressão resultado dos reajustamentos retrógrados durante o metamorfismo dinâmico em condições do fácies xisto-verde alto (A1), em A2 detalhe da sombra de pressão causada pela deformação de movimentação destal.

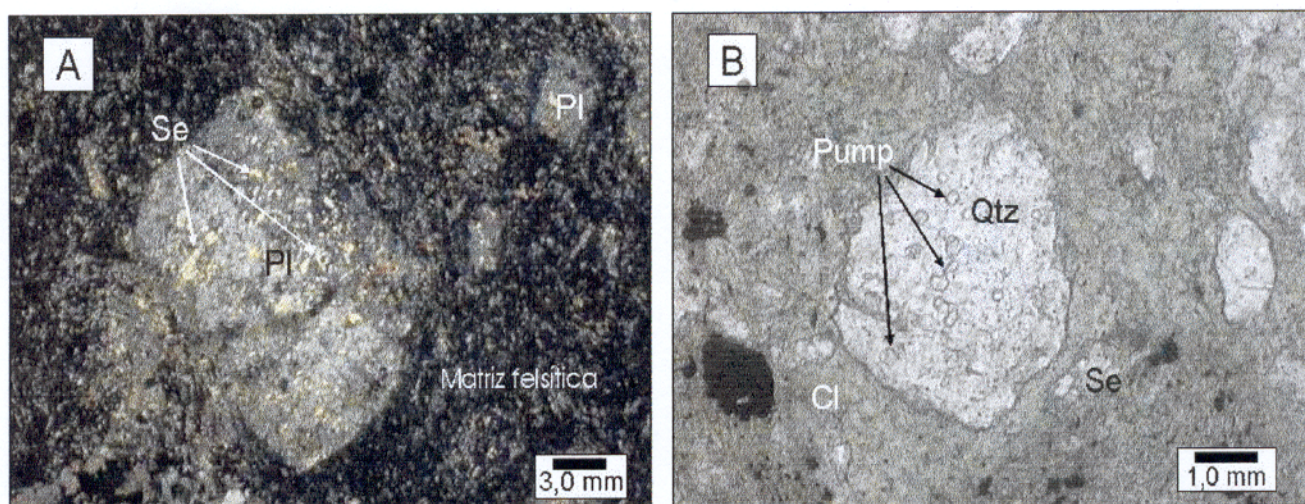


Figura 5.1-2- Fotomicrografias mostrando prováveis feições petrográficas que podem estar relacionadas com o metamorfismo regional. (A) Porfiroclasto de plagiocásio levemente sericitizado em rocha não e/ou pouco alterada hidrotermalmente (NX), (B) porfiroclasto de quartzo em um derrame ácido levemente alterado por sericita e clorita, com inclusões de pumpelita reliquiar (N//).

5.2- DISCUSSÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os processos de alteração hidrotermal em muitos depósitos de ouro tipo *lode* tem sido identificados temporalmente logo após o pico do metamorfismo, e freqüentemente possuem uma relação sincrônica com a mineralização de ouro associada (Groves & Foster 1991, Groves 1993).

Além disso, em muitos depósitos tem sido constatado a ocorrência de vários eventos mineralizantes relacionados com a deformação compressiva (Colvine *et al.* 1988). Groves & Foster (1991) reconhecem que múltiplas fases de mineralização são comum nesses depósitos, mas argumentam que elas podem estar relacionadas a um único fluido mineralizante gerador.

No depósito do Cuca os processos de alteração hidrotermal (propilitização, carbonatação, silicificação, alteração filica e sulfetação) modificaram as paragêneses primárias das rochas hospedeiras e contribuíram para a precipitação do ouro. Desse modo a relação espacial e temporal entre os tipos de alteração hidrotermal é muito importante para a compreensão dos processos de deposição da mineralização.

5.2.1- Alteração filica

As relações temporais e de intercrescimento indicam que, apesar da sericita se cristalizar com quase todos os minerais hidrotermais, esse mineral é basicamente formado em dois eventos hidrotermais principais.

O primeiro evento estaria relacionado a etapa imediatamente seguinte ao pico do metamorfismo dinâmico. Nessa etapa, a alteração filica consiste em cristalitos de sericita formada a partir de albitas de rochas miloníticas e ultramiloníticas, reagindo com fluido contendo potássio, conforme a Equação 5.2-I, ou mesmo, de forma mais atenuada, a partir de plagioclásios porfiríticos de tufos e derrames levemente deformados. Nas rochas mais deformadas o crescimento intenso de sericita em estruturas planares geram acumulação de cristalitos que parecem formar um único cristal maior de muscovita (Figura 5.2-1)

Equação 5.2-I:



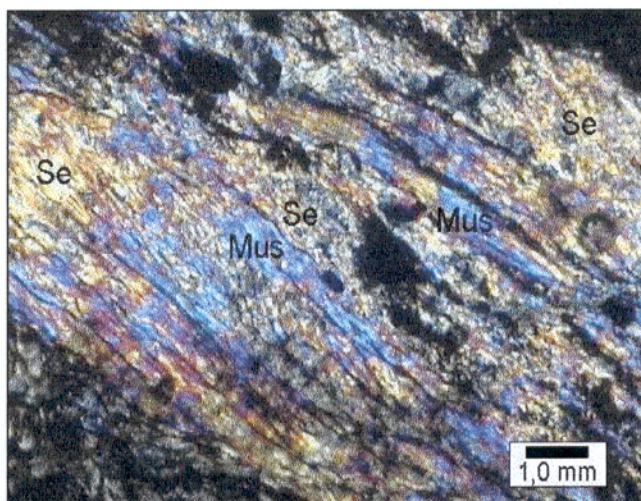


Figura 5.2-1- Fotomicrografia mostrando a junção ou agregado de cristalitos de sericita que parecem formar um único cristal de muscovita (NX).

Um segundo evento de formação de mica branca está relacionado a períodos de quiescência, quando os fluidos são aprisionados em estruturas de preenchimento como veios e cavidades, ou mesmo em espaços intersticiais, mediante alívio de pressão dirigida no pacote litostático. Nesses episódios, muscovitas em lamelas, rosetas e livros podem crescer, assim como estruturas cristalinas geminadas e zoneamento em veios e cavidades. Neste evento a clorita hidrotermal é substituída pela mica branca (Figura 5.2-2), relação que pode ser melhor explicada a partir da Equação 5.2-II.

Equação 5.2-II:



De acordo com Spray (1974), o crescimento ordenado de minerais em franjas de pressão na borda de minerais já formados e envolvidos durante a deformação, podem estar relacionados com a alteração hidrotermal. Segundo esse autor, os minerais da franja de pressão nucleiam os espaços vazios deixados em volta de porfiroblastos e/ou porfiroclastos durante a deformação, de tal modo que os mais afastados dos porfiroblastos (clastos) são os que primeiro se cristalizaram (Figura 5.2-3). Esta relação foi muito importante para se compreender a seqüência de cristalização dos minerais hidrotermais no depósito do Cuca, registrada nas franjas de pressão dos sulfetos, principalmente de pirita (Figura 5.2-4).

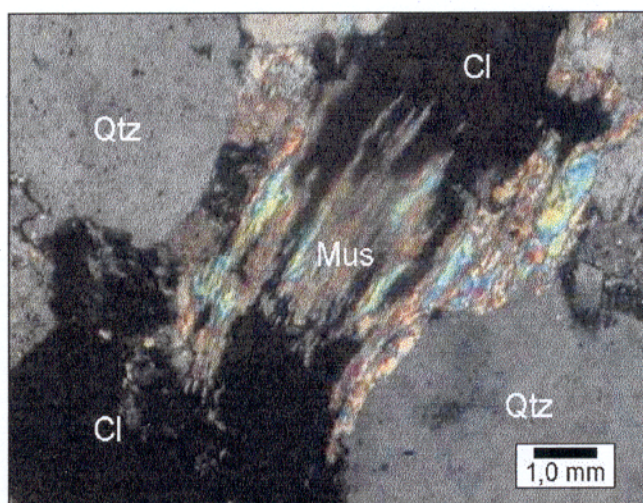


Figura 5.2-2- Fotomicrografia mostrando a substituição de clorita hidrotermal por muscovitas hidrotermais (NX).

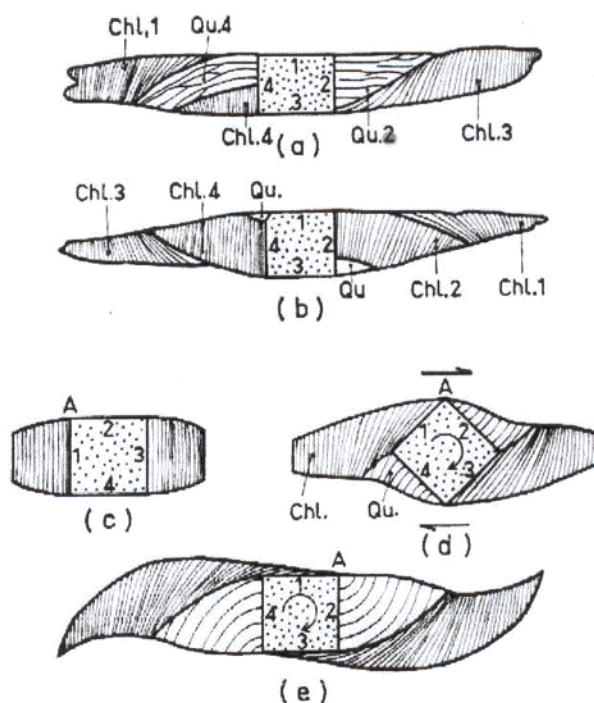


Figura 5.2-3- Esquema de franjas de pressão com fibras curvadas simples (c) e compostas (a, b, d e e) mostrando seqüências de crescimento sintectônico de espécies minerais como clorita (Chl) e quartzo (Qu), segundo Spry (1974).

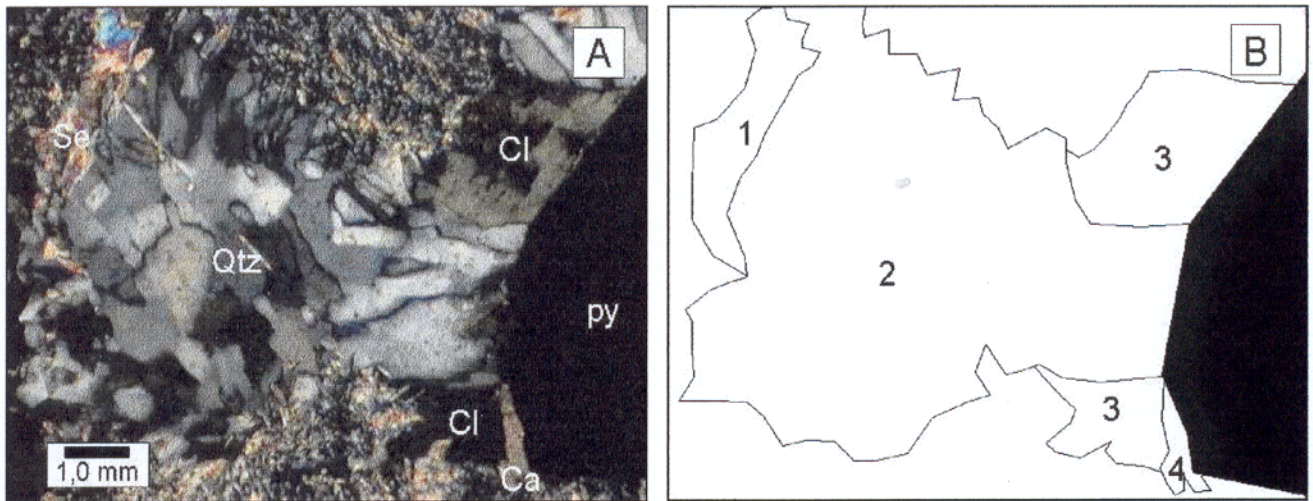


Figura 5.2-4- Fotomicrografia mostrando parte da seqüência de cristalização dos produtos da alteração hidrotermal gerados em sombra de pressão de pirita, durante a formação de ultramilonitos (A) (NX). Em (B) tem-se a seqüência cronológica da cristalização sugerida por Spry (1974) para franja de pressão composta.

A identificação da seqüência de cristalização nessas franjas foi fundamental para relacionar a sericitização a um pulso hidrotermal mais precoce (mais próximo ao pico do metamorfismo) em relação as demais alterações.

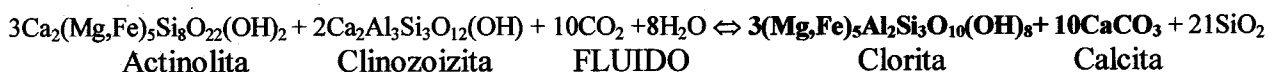
5.2.2- Cloritização

As relações temporais dos processos estudados levam a entender que a cloritização em um primeiro estágio tem um certo sincronismo com a sericitização. Entretanto, nesse estágio, essa última alteração se limita as condições físico-químicas do final do pico do metamorfismo dinâmico (Figura 5.2-7). Além de palhetas de clorita espalhadas pela matriz, sobretudo seguindo as direções da foliação, observa-se localmente palhetas de sericita contornando cristais *augen* de clorita que sugerem paleo lamelas de biotitas metamórficas. Essa relação em parte sugere que o processo de sericitização deve se estender um pouco mais durante a deformação, porém as evidências são restritas.

Em uma nova etapa, provavelmente em condições dinâmicas menos atuantes e de fugacidades de CO_2 (f_{CO_2}) mais elevadas, um novo pulso hidrotermal que é capaz de precipitar minerais ferro-magnesianos como clinocloro e chamosita além de carbonatos. As relações petrográficas mostram que essa etapa pode se estender até o final da mineralização sulfetada.

Se partirmos do produto da Equação 5.1-I, que mostra a formação de alguns minerais da paragênese metamórfica, e a ele adicionarmos fluidos aquo-carbônicos, bem caracterizados no sistema hidrotermal do Cuca, pode-se compreender o início da geração da paragênese hidrotermal daquele depósito. Essa reação é mostrada pela Equação 5.2-III que tem como produto clorita e calcita hidrotermal, minerais que se formam a partir da reação entre os minerais metamórficos e os fluidos aquo-carbônicos que ascendem em profundidade pelas zonas de cisalhamento.

Equação 5.2-III:



Nota-se que a Equação 5.2-III é uma inversão da Equação 5.1-I proporcionada pelas novas condições físico-químicas reinantes, os quais podem ser entendidas, no caso do Cuca, como a alavanca desse processo de alteração hidrotermal.

5.2.3- Carbonatação

Dentre as demais alterações, acredita-se que a carbonatação é a que mais modifica as rochas do depósito do Cuca, visto que ela está presente e associada com a maioria delas, e praticamente, com todos os minerais hidrotermais. As associações mais comuns são com a muscovita, quartzo, epidoto e/ou piemontita, zoizita e clorita. Desse modo, imagina-se que ela esteja presente em todas as etapas do processo de alteração, seja nas condições iniciais, na formação da paragênese sulfetada, bem como em processos tardios.

A Equação 5.2-III retrata a formação de calcita a partir da ação de fluidos aquo-carbônicos hidrotermais. Entretanto, além da calcita, foi observado a presença de dolomita formando veios, as quais podem ser explicadas com a continuidade da alteração, através da reação entre os minerais ferromagnesianos, calcita e os fluidos hidrotermais (Equação 5.2-II).

A disponibilidade de H^+ e Fe^{2+} , no produto da reação dada pela equação referida acima, deve contribuir para a desestabilização de complexos metálicos em solução, e para a posterior precipitação dos sulfetos de ferro associados com a mineralização.

5.2.4- Silicificação

Assim como a carbonatação, acredita-se que a silicificação esteja associada aos vários processos de alteração hidrotermal. Na evolução dos sistema hidrotermal do Cuca (Figura 5.2-7), entende-se que ela estaria presente durante os mesmos episódios de alteração no qual a carbonatação atuou, ora mais intensa que esta ou vice-versa. Tal afirmativa estaria também relacionada aos processos tardios que geraram veios estéreis somente de quartzo e de calcita. (Figura 5.2-5). Os dados petrográficos indicam que tanto a cloritização como a carbonatação tenham afetado mais intensamente as rochas do depósito do Cuca e por um período mais extenso que os processos de silicificação. As equações 5.2- I, III e IV mostram no seu segundo membro a disponibilidade de sílica no sistema hidrotermal, que explicaria a origem da alteração silicosa desde os estágios hidrotermais iniciais.

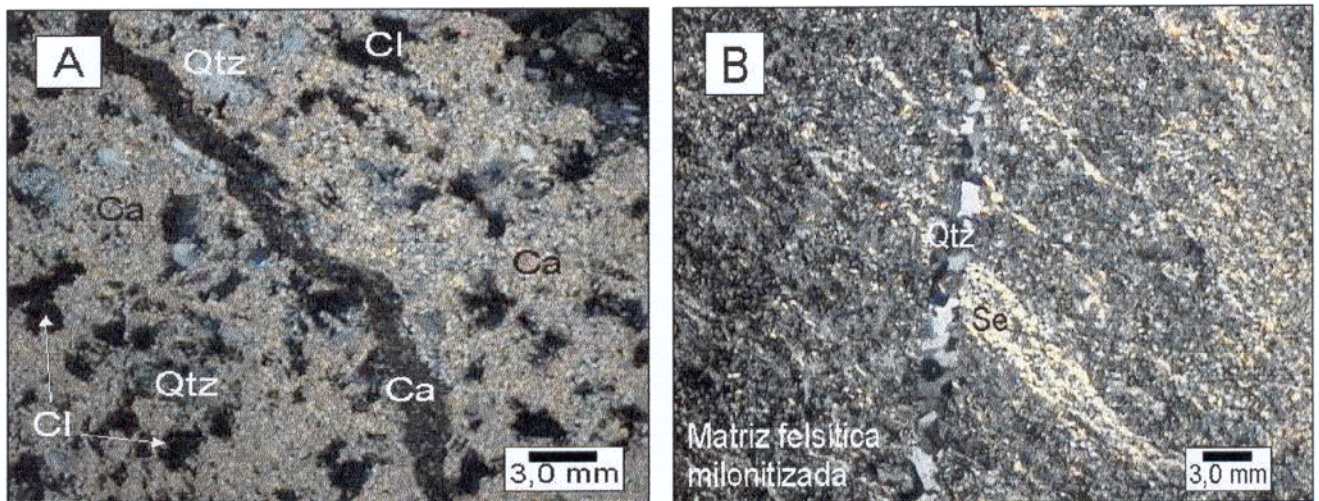


Figura 5.2-5- Fotomicrografia mostrando veios tardios não mineralizados: (A) De calcita (extinta) cortando veio de quartzo + clorita + calcita (NX) e (B) de quartzo cortando matriz felsítica de um ultramilonito.

5.2.5- Albitização

De acordo com as relações petrográficas da albita com os demais minerais hidrotermais entende-se que a albitização é morfogeneticamente restrita às vênulas de quartzo e calcita, ou somente de albita, e mais evidentemente ao processo de saussuritização dos plagioclásios. Apesar disso, o intercrescimento desse mineral com quartzo, calcita, muscovita e clorita em veios, indica que o mesmo tenha se formado em equilíbrio com vários processos de alteração

As evidências sugerem que o processo de albitização ocorra sincronicamente, ou no ápice da epidotização, pois nesse momento o componente sódico tanto dos plagioclásios e certamente dos líquidos hidrotermais se enriquecem a medida que os componentes cálcicos-aluminosos são requisitados para formar a epidotização (Equação 5.2-IV). Supõe-se para essa equação um plagioclásio do tipo oligoclásio-andesina, entretanto sua composição é desconhecida em virtude da obliteração deste pela alteração hidrotermal. Sendo assim, a reação abaixo seria melhor entendida através de uma equação teórica.

Equação 5.2-IV:



5.2.6- Epidotização

Esta alteração é bastante expressiva nas rochas do Cuca, porém restrita a terceira etapa hidrotermal (Figura 5.2-7), quando ocorreu um aumento do Eh. Associados ao epidoto ocorreu quartzo, carbonato, clorita e magnetita. A associação com sulfetos é rara, pois a epidotização ocorreu com o término da sulfetação.

Os minerais do grupo do epidoto derivaram mais freqüentemente a partir da clorita e da calcita. Em rochas pouco deformadas e metamorfisadas, esses minerais cálcio-aluminosos puderam se desenvolver a partir da alteração de plagioclásios (saussuritização), produzindo epidoto + albita (Equação 5.2-IV), associados com sericita e calcita.

Com o consumo de ferro da formação dos sulfetos, as soluções hidrotermais se enriqueceram em alumínio e provavelmente em potássio (talvez de origem magmática), produzindo zoizita ± piemontitas e muscovita tardias. Muscovitas em livro e rosetas da terceira etapa também puderam ser substituídas por zoizitas tardias (Figura 5.2-6). Esta reação pode ser explicada pela Equação 5.2-V, na qual a zoizita se forma às custas da muscovita e da calcita.

Equação 5.2-V:



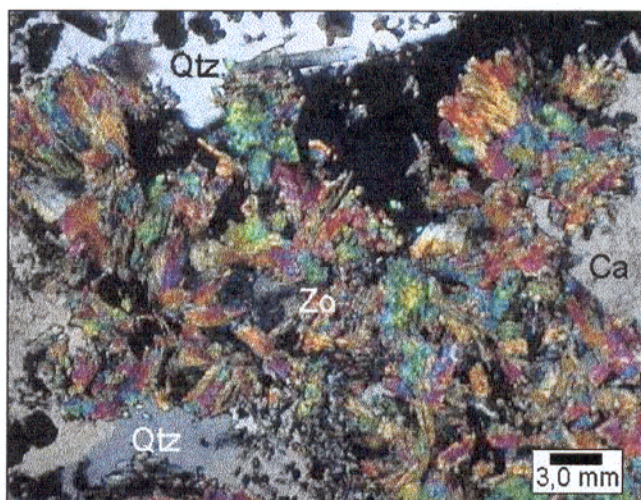


Figura 5.2-6- Fotomicrografia mostrando a zoizita hidrotermal em livros tomando a forma de muscovitas devido ao resultado da reação dos fluidos com a paragénese calcio-aluminosa (NX).

5.2.7- Magnetização

Na etapa 3 houve um aumento da fugacidade do oxigênio (fO_2) que favoreceu a formação de magnetita a partir do ferro disponível durante o último processo de sulfetação ou mesmo da contribuição de rochas que continham Fe e que estavam presentes no sistema. A magnetita ocorre muito restritamente em vênulas associada com pirita, calcopirita \pm turmalinas e quartzo, além de raras apatitas. Essas vênulas ocorrem em rochas cloritizadas e epidotizadas, de maneira discordante em relação a foliação, o que demonstra o seu caráter tardio.

A oxidação do sistema deve ter sido causado basicamente por dois processos. 1- alívio de pressão dirigida no interior das zonas de cisalhamento, proporcionado a imiscibilidade no fluido aquo-carbônico, com diminuição da fugacidade de CO_2 e conseqüente aumento da fO_2 . 2- mistura de fluido aquo-carbônico com fluidos mais oxidados (salmouras magmáticas e/ou água meteórica), também possivelmente corroborada por esses alívios.

Temporalmente essa oxidação estaria relacionada ao último pulso mineralizante do depósito (Figura 5.2-7), isto é, o evento mineralizante do Cuca estende-se por três momentos principais que são melhores descritos no capítulo da mineralização, entretanto o último deles tem estreitas relações com a oxidação do sistema de fluidos relacionada a precipitação da magnetita e possivelmente do Au.

5.2.8- Evolução hidrotermal

De acordo com as observações petrográficas, os processos hidrotermais no depósito do Cuca se desenvolveram ao longo do pico do metamorfismo dinâmico, se encerrando pouco a pouco em condições de alívio de tensões. Cinco tipos de alteração hidrotermal foram caracterizados, envolvendo pelo menos oito tipos de processos geradores de minerais. As relações temporais desses processos, ilustradas na Figura 5.2-7, mostraram uma complexa seqüência evolutiva, em quatro eventos e com várias superposições de processos.

Hodgson (1993) argumentou que no *greenstone belt* Norseman-Wiluna, no Bloco Yilgarn (Austrália), o intervalo entre o pico do metamorfismo e a mineralização de ouro foi de algumas dezenas de milhões de anos. Por outro lado, a mineralização aurífera, segundo Groves e Foster (1991) possui intensa correlação com reações de sulfetação das rochas hospedeiras ricas em ferro.

O depósito do Cuca parece envolver uma história longa de deposição, em pelo menos três pulsos mineralizantes associados com a sulfetação. Os baixos teores e as dificuldades de se reconhecer ouro nas amostras podem estar relacionadas com a fraca sulfetação que ocorreu nesse depósito.

Segundo Groves e Foster (1991) a mineralização aurífera tem grande correlação com a reação de sulfetação das rochas hospedeiras ricas em ferro. Excepcionalmente acredita-se que esse fator é relevante para o depósito estudado, pois os baixos teores e a dificuldade de se observar amostras com ouro é correlacionável com a atenuada mineralização ferro-sulfetada encontrada.

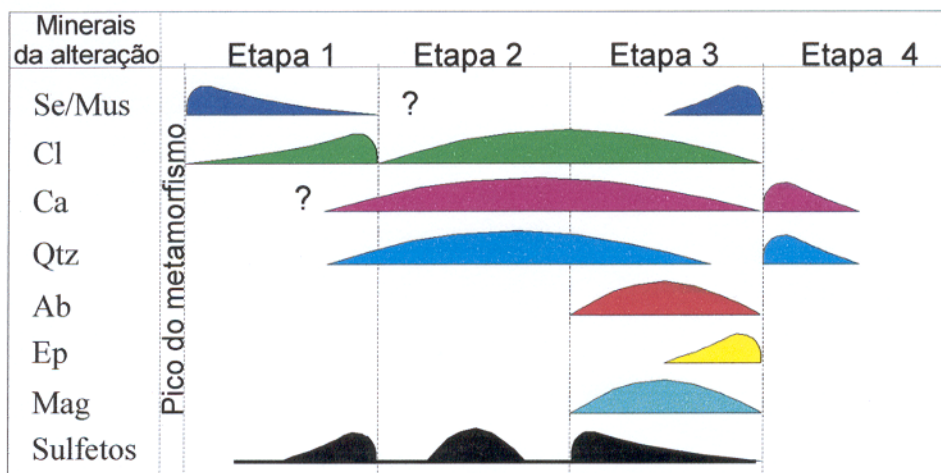


Figura 5.2-7- Sequência paragenética esquemática dos produtos minerais da alteração hidrotermal do depósito do Cuca.

5.3- GÊNESE DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS

As inclusões fluidas do depósito do Cuca revelam um sistema composto de pelo menos três tipos de fluidos; um deles aquo-carbônico mais sais (tipos 3 e 4) com salinidades e THT entre 125 a 337°C. Um fluido aquoso não saturado (tipo 1) de composição complexa (semelhante ao da fase aquosa do fluido aquo-carbônico), baixa salinidade (próxima daquela do fluido aquo-carbônico) e THT entre 125 e 225°C, parece estar ligado geneticamente ao fluido aquo-carbônico. O terceiro tipo de fluido é representado por uma salmoura aquosa (tipo 2) de composição complexa e THT mais elevadas (425 a 525°C), indicando tratar-se de um fluido de origem distinta.

Através dos dados petrográficos e do estudo das associações minerais, corroborados pelo resultado das análises microtermométricas que mostraram T_{fg} muito baixas e T_{fCO_2} deprimidas, concluiu-se que o fluido aquo-carbônico e o fluido aquoso não saturado devem ter evoluído a partir de um sistema homogêneo oriundo de fontes metamórficas e constituído pelos componentes $H_2O-NaCl-CaCl_2-MgCl_2-CO_2 \pm CH_4$, além de possivelmente $FeCl_2$, indicado pela paragênese ferro-sulfetada encontrada. As temperaturas do ponto eutético muito baixas, como aquelas encontradas nesses dois fluidos (-70 e -80°C), indicam a presença de $MgCl_2$ e $CaCl_2$. Temperaturas dessa ordem foram estudadas por Davis *et al.* (1990), que as associou a presença de bichofitos (sólidos formados por cloretos de Mg e Ca).

A possível presença de CH_4 na fase carbônica desses fluidos é evidenciada pela depressão de temperaturas de fusão de CO_2 , em relação ao seu ponto triplo (-56,6°C). Entretanto a ausência de análises de espectroscopia Raman nessas inclusões impedem uma melhor definição desse componente.

A constatação da variação do F principalmente nas inclusões do tipo 3 e tipo 4, e a sua coexistência dentro de cristais de quartzo com inclusões do tipo 1 e mais raramente com as do tipo 2, indicam que durante a história hidrotermal do depósito essas inclusões foram aprisionadas a partir de fluidos heterogêneos. A variação significativa de F também pode ser causada por modificações pós-aprisionamento, como estrangulamento das inclusões (Roedder 1984; Shepherd 1985). Entretanto as medidas obtidas foram tomadas em inclusões cuidadosamente selecionadas e teoricamente desprovidas desse efeito. A imiscibilidade de fluidos bem como a mistura deles durante a evolução de depósitos de Au mesotermiais tipo *lode* foram observadas por alguns autores como Ho *et al.* (1985), Hodgson (1993) e Jia *et al.* (2000).

Considerando as THT das inclusões tipo 3 e tipo 4 no diagrama THT vs. F (Figura 5.3-1), observa-se que as inclusões se dividem em dois grupos de lados opostos, definidos principalmente pela diferença de “F”. A disposição desses pontos analíticos sugere, em parte, a configuração dos extremos de uma linha *solvus*. A existência de poucas medidas de THT entre os valores de F próximos de 0,4 e 0,2 é consequência da creptação da maioria das inclusões nesse intervalo. Essa situação deve ocorrer porque o intervalo referido pode corresponder a parte do *solvus* de THT mais elevadas. Em algumas inclusões aquo-carbônicas do sistema do Cuca, valores de F complementares, isto é, somando aproximadamente 1 e situados em lados opostos do *solvus*, apresentam valores próximos de THT. Tal situação sugere a possibilidade de ebulição (*boiling*), pelo menos parcial do fluido, considerado por muitos autores como importante processo que favorece a deposição do ouro (Kerrick e Fyfe 1981; Roedder 1984; Groves e Foster 1991 e Barrie & Touret 1999).

A posição e forma da linha do *solvus* é dependente da pressão e salinidade do fluido. O aumento da salinidade desloca o *solvus* para o campo de temperaturas mais elevadas, enquanto que o efeito da pressão é oposto (Bowers & Helgeson 1983; Shepherd *et al.* 1985).

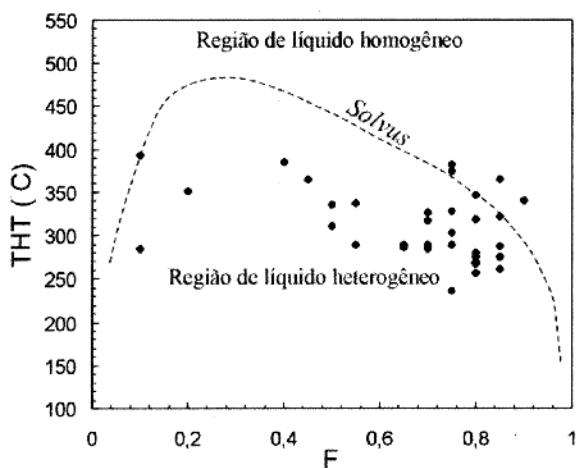


Figura 5.3-1- Diagrama THT vs. Grau de preenchimento (F) das inclusões aquo-carbônicas do tipo 3 e tipo 4.

As inclusões aquo-carbônicas do tipo 3 e 4 são distinguidas apenas com relação a composição da fase carbônica, a qual é constituída de CO₂ puro nas inclusões do tipo 3 e de CO₂ ± CH₄ naquelas do tipo 4. Entretanto estes dois tipos de inclusão são semelhantes com relação a qualquer outro parâmetro. No diagrama THT vs. THCO₂ (Figura 5.3-2), mostram um alinhamento paralelo ao eixo THCO₂, indicando que devem ser inclusões cogenéticas de um mesmo fluido aprisionado em temperaturas diferentes durante a história termal desse sistema.

Figura 5.3-2- Diagrama THCO₂ vs. THT para as inclusões do tipo 3 e 4.

As inclusões aquosas não saturadas (tipo 1) apresentam algumas relações íntimas com as inclusões aquo-carbônicas (tipos 3 e 4). Elas ocorrem freqüentemente associadas com as aquo-carbônicas, quer dominando uma ou outra.

Além disso, as faixas de variação da densidade e da salinidade dessas inclusões são muito semelhantes (Figura 5.3-3). Os intervalos de THT mais freqüentes para as inclusões tipo 1, 3 e 4 situam-se respectivamente entre 125 - 225°C, 258 - 310°C e 267 - 337 °C indicando uma certa continuidade dos valores das temperaturas que pode estar refletindo parte da história termal de resfriamento do sistema de fluidos. Desse modo, os dados parecem indicar que os fluidos aquo-carbônicos e aquosos não saturados são cogenéticos e experimentaram uma evolução comum.

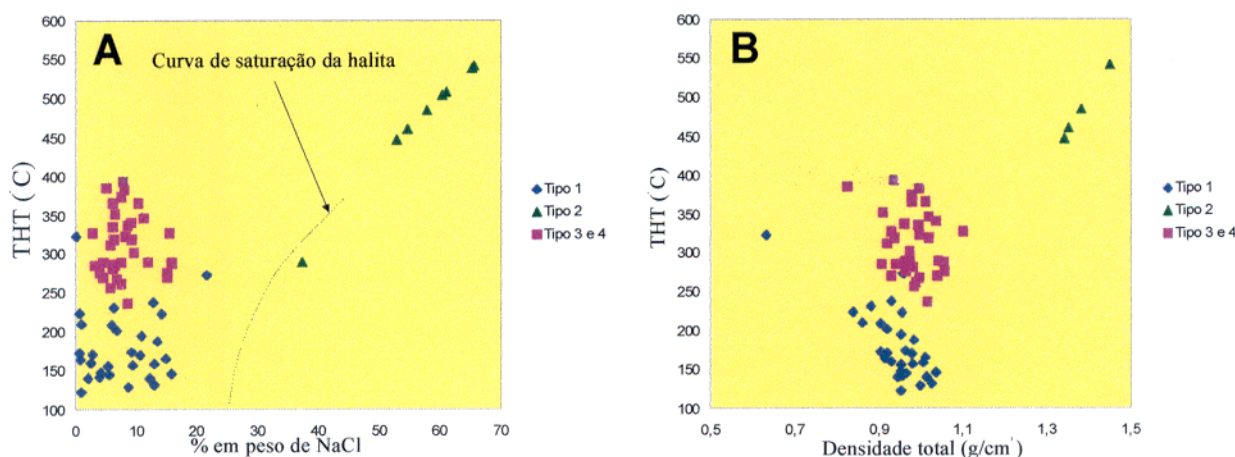
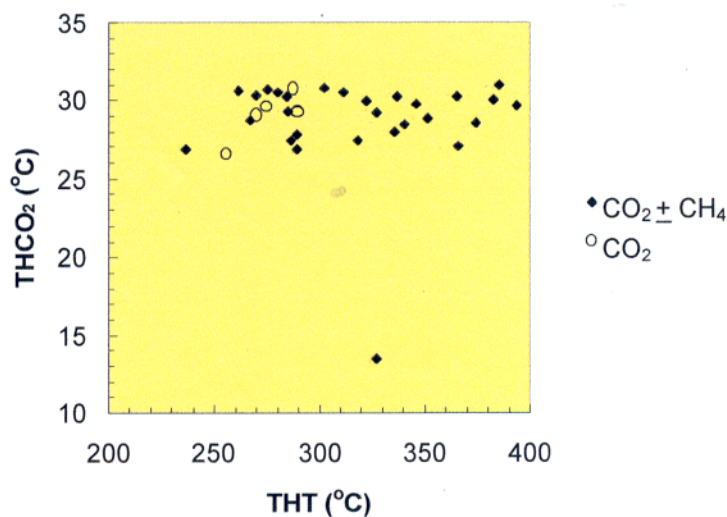


Figura 5.3-3- Diagramas mostrando THT vs. : (A) %NaCl e (B) Densidade global, para os fluidos das inclusões do depósito do Cuca.

No grupo das inclusões do tipo 1 foram incluídas algumas com THT entre 262 e 407°C que são difíceis de conciliar com a maioria das inclusões que apresentam THT entre 125 e 225°C. Considerando a semelhança de suas THT com aquelas das aquo-carbônicas, é provável que

sejam inclusões aquo-carbônicas com F grande, nas quais o CO₂ seria difícil de ser reconhecido. Segundo Philpotts (1990), que também observou esses valores de F complementares, isso pode também acontecer em detrimento da intensa carbonatação das encaixantes, isto é, alta razão fluido/rocha e perda de CO₂ do fluido para formar calcita, resultando na oxidação dos fluidos e aumento da razão H₂O/CO₂.

As salmouras, representadas pelas inclusões do tipo 2, mostram características distintas no âmbito do depósito, são fluidos saturados com densidade e THT mais elevadas que no diagrama da Figura 5.3-3 se destacam dos outros tipos de inclusão. Dessa forma, os dados indicam que o aprisionamento das inclusões do tipo 2 ocorreu em regime termal de T, elevadas (entre 425 e 525°C), e que certamente os fluidos são derivados de uma fonte distinta, provavelmente de origem magmática. Inclusões do tipo 2, coexistindo com inclusões do tipos 1 e 4 dentro de um mesmo cristal, apontam para a possibilidade de interação entre esses fluidos porém os mesmos devem ter evoluído como fluidos imiscíveis.

Fluidos aquosos altamente salinos que ocorrem junto com fluidos ricos em CO₂ são comuns em depósitos de ouro tipo *lode*, porém a sua origem tem sido interpretada de duas formas; primeiro, a partir de desmistura de um fluido “pai” homogêneo (H₂O-CO₂±CH₄-NaCl), e segundo, como sendo relacionada a estágios de fluidos tardios não ligados a mineralização (Ho *et al.* 1992) e talvez adicionados ao sistema de fluidos por processos magmáticos tardios (Barrie & Touret 1999). Através do cálculo da saturação de fluidos, entende-se que os fluidos saturados possuem uma composição que melhor se equilibra com uma rocha de composição granítica ou de fluidos dela derivados (Mikucki & Ridley 1993). No depósito do Cuca, a ocorrência de salmouras pode estar associada a colocação de corpos relacionados ao magmatismo tipo Rio Maria, caracterizado como sin a tarditectônico e intrudido nos *greenschist belts* dos TGG do sul do Pará.

Na falta de um geotermômetro utilizado para se apurar com melhor precisão as condições de P e T do ambiente mineralizante, estes dois parâmetros foram estimados com base no método de cruzamento das isócoras de fluidos cogenéticos e de densidades próximas (tipos 3 e 4) utilizando-se tal procedimento obteve-se valores de 350 a 430°C e 3 a 5,3 Kb para T e P reinantes durante o aprisionamento das inclusões (Figura 5.3-4). Entretanto, a baixa inclinação entre as isócoras diminuiu a precisão dos resultados.

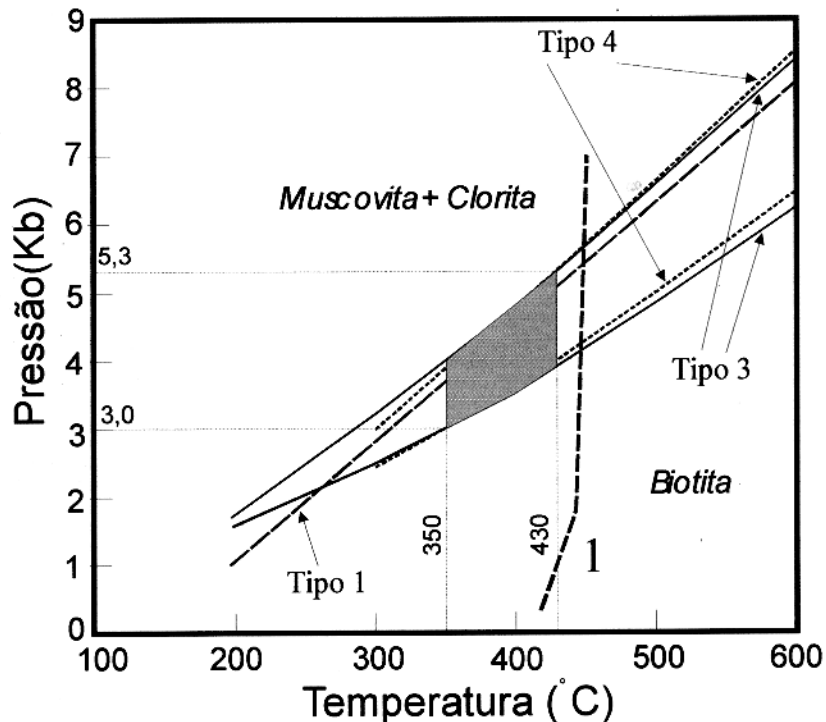


Figura 5.3-4- Diagrama P vs. T relativo às condições de aprisionamento das inclusões fluidas aquo-carbônicas. (1) é o limite que marca o início do aparecimento da biotita (Nitsch 1970).

Em princípio, esses dados são inteiramente compatíveis com os regimes de P e T de depósitos de Au arqueanos tipo *lode* (Brown & Lamb 1986). Além disso, os dados petrográficos mostram que as paragêneses hidrotermais estão de acordo com dados de temperatura e pressão estimados, relacionados com as condições da isógrada da clorita. Na Figura 5.3-5, esses dados são correlacionados ao fácies xisto-verde baixo a médio (Winkler 1977; Yardley 1994) e coerentes com as principais paragêneses encontrados nos depósitos tipo *lode* arqueanos. Newberry & Brew⁷ *apud* Goldfarb *et al.* (1988) sugerem que o limite superior para as condições de P e T de rochas hospedeiras em cinturões do fácies xisto-verde seriam sutilmente menores que 500°C em pressões de 4 a 5 Kb. Goldfarb *et al.* (1988) estudando depósitos com veios de ouro, sugeriu ambientes tipicamente do fácies xisto-verde a partir de profundidades entre 10 e 25 Km, em condições de P e T de 3 a 7 Kb e 325 a 525°C respectivamente.

⁷ NEWBERRY, R.J. & BREW, D.A. 1987. The Alaska-Juneau gold deposit: A remobilized syngenetic versus exotic epigenetic origin. *U.S. Geol. Survey Circ.* 998, p. 128-131.

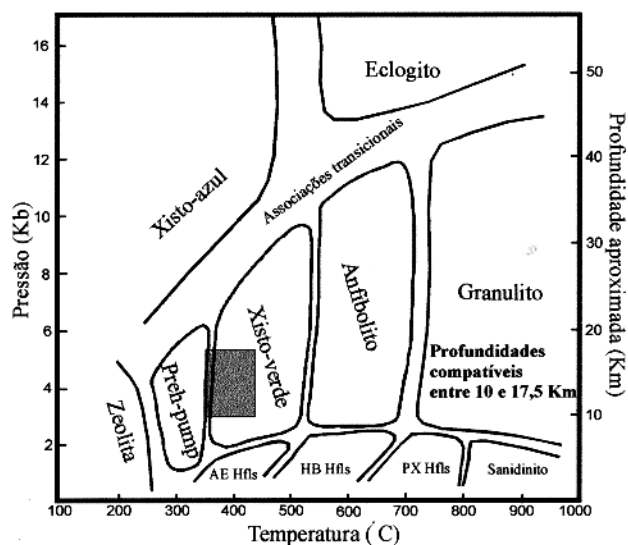


Figura 5.3-5- Diagrama P vs. T dos campos de fácies metamórficas (Yardley 1994), indicando as condições de P e T e a relação dessas com o fácies xisto-verde relacionado ao depósito do Cuca. Mostrando no eixo da direita a profundidade aproximada em que a mineralização foi formada.

A pressão estimada de 5 Kb pode ser explicada pela sobre-pressão dos fluidos devido ao grande grau de confinamento das encaixantes sobre esses dentro das zonas de cisalhamento. Essas altas pressões dos fluidos podem propiciar a ocorrência de brechas de provável origem hidráulica, indicando momentos de altas pressões dos fluidos em relação às pressões confinantes. As falhas reversas de alto ângulo reativadas principalmente pelo cisalhamento, atuam como válvulas, proporcionando flutuações cíclicas nas pressões dos fluidos que variam de litostática a hidrostática. Essas flutuações das pressões nos fluidos, favorecem a deposição de minerais dentro dessas estruturas (Sibson *et al.* 1988 e Sibson & Scott 1998).

As condições P e T estimadas indicam profundidades aproximadas entre 10 e 17,5 Km para a formação dos filões auríferos do Cuca, Esses dados devem mostrar as máximas condições sobre as quais o depósito estudado foi submetido, sendo que durante o Arqueano, a formação do mesmo deve ter ocorrido sob um gradiente geotérmico compreendido aproximadamente entre 24,5 e 35°C/Km. Nota-se que esses valores são bastante elevados quando comparados com o gradiente geotérmico normal de regiões cratônicas atuais que mostram-se aproximadamente entre 10 e 15°C/Km (Condie 1981). Martin (1994) sugere que gradientes termais de 25 e 30°C/Km ao longo da zona de *Benioff* foi proposto para ambientes de subducção arqueanos mais antigos que 2,5 Ga. Em geral as regiões orogênicas e faixas móveis apresentam um gradiente geotérmico maior que 20°C/Km (Winkler 1977). Groves *et al.* (1998) aponta que nessas regiões o gradiente

geotérmico deva ser maior ou igual a 30°C/Km, sendo geralmente maior que isso para explicar grupos de telescopagem.

Muitos trabalhos sobre depósitos de Au arqueanos são persistentes em sugerir que grande quantidade de fluidos ricos em CO₂ e H₂O são liberados durante as reações metamórficas de grau médio devido aos gradientes termais Barrovianos no qual essas rochas são sujeitas. É provável que os fluidos aquo-carbônicos que circularam no depósito do Cuca e formaram os veios mineralizados, sejam originados de reações de desidratação e descarbonização durante o metamorfismo sofrido pelas rochas vulcano-sedimentares da pilha do *greenstone* em profundidade. Esses fluidos por sua vez ascenderiam através de condutos gerados pelas zonas de cisalhamento de regiões de maior pressão para de menor pressão em direção aos níveis mais rasos da crosta, com a possível geração de brechas formadas por alta pressão de fluidos.

Para depósitos tipo *lode*, a origem do CO₂ seria mais compatível com a dissolução de CO₂ pré existente derivado de zonas de carbonatação do manto, onde essas seriam amplamente coincidentes com falhas de escala crustal controladoras da mineralização (Groves *et al.* 1988). Altos conteúdos de CO₂ (acima do *background*) observados nos fluidos desses depósitos seriam mais compatíveis com uma origem metamórfica (Hø 1987), idéias também preconizadas por Phillips & Groves e Colvine *et al.*⁸ *apud* Roberts (1987) que sugeriram a formação de fluidos pela granulitização da crosta inferior e/ou degaseificação do manto superior.

Goldfarb *et al.* (1988) sugerem que esses fluidos gerados por descarbonização, e com CO₂ provavelmente de origem pelítica, se infiltram através da crosta desde níveis profundos até mais rasos por cerca de alguns quilômetros priorizando a formação desses veios.

A grande quantidade de CO₂ nos fluidos hidrotermais certamente requer um reservatório rico em carbono (provavelmente em parte de origem orgânica), como tem sugerido Condie (1981) para as seqüências vulcano-sedimentares de idade Pré-cambriana. Segundo Goellnicht *et al.* (1988), o CO₂ seria produzido em profundidade a partir da dissolução de carbonatos da rocha hospedeira.

O CH₄ encontrado na fase carbônica de inclusões fluidas pode ser derivado de um fluido primordial com excessiva quantidade de CH₄ em virtude da interação desse com rochas

⁸ PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1983. The nature of Archean gold fluids as deduced from gold deposits of Western Australia: *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 30, p. 25-39
COLVINE, A.C.; ANDREWS, A. J.; CHERRY, M.E.; DUROCHER, M.E.; FYON, A.J.; LAVIGNE, M.J.; MACDONALD, A.J.; MARMONT, S.; POULSEN, K.H.; SPRINGER, J.S.; TROOP, D.G. 1984. Na integrated model for the origin of archean lode deposits: Ontario Geological Survey, Open File Report 5524, 99 p.

sedimentares contendo material grafitoso em um ambiente mineralizante. Assim como o CO_2 , o CH_4 pode ser gerado por desidratação metamórfica das rochas hospedeiras durante a mineralização (Gebre-Mariam *et al.* 1997). No caso do Cuca, se a depressão da TfCO_2 foi realmente causada pelo CH_4 , a fração molar estimada desse componente é extremamente baixa ($X_{\text{CH}_4}=0,002$), e como não foram descritas seqüências de rochas grafitosas na região, prefere-se interpretá-lo como de origem metamórfica.

A fase fluida da maioria das rochas metamórficas é composta de H_2O e CO_2 , inicialmente derivada da atmosfera por infiltração meteórica, a H_2O é incorporada em argilas durante o intemperismo de rochas e/ou diagênese de sedimentos, bem como o CO_2 que é direcionado para formar a calcita. Porém a grande quantidade de CO_2 entra nas rochas metamórficas como calcita de origem biológica, formada principalmente de conchas de organismos. Assim, o CO_2 e a H_2O são aprisionados como fluidos em poros, mas durante a compactação e a diagênese dos sedimentos a maioria desses fluidos são expelidos dessas rochas. A fase fluida das rochas metamórficas são portanto mais diretamente relacionadas com a quebra de minerais em associações metamórficas (desvolatização), do que com fluidos aprisionados em poros, por isso a composição dos fluidos deve apresentar uma considerável variação que depende em grande parte da composição da rocha que hospeda o depósito (Philpotts 1990). Finalmente, para Kerrich (1990), um significativo volume desses fluidos são gerados pelas reações de desvaporização durante a subducção de sedimentos e crosta oceânica hidratada em ambientes orogênicos.

Dessa forma, entende-se que o depósito do Cuca tenha seus veios mineralizados originados a partir de fluidos aquo-carbônicos que carregam os metais desde de níveis crustais mais internos até próximo a crosta mais rasa, através de canais que atravessam por alguns quilômetros o *greenstone* de Tucumã principalmente orientados pelo cisalhamento ductil-rúptil gerado pela falha do Cuca. A alteração de carbonatação impressa à rocha hospedeira desses veios é devido certamente a grande quantidade de CO_2 que esses fluidos contém, com isso não descarta-se a possibilidade desses fluidos serem em parte oriundos de material biogênico, porém as condições de P e T no qual esse depósito aparentemente foi ambientado leva a entender que os fluidos são de contribuição metamórfica gerado principalmente por desvolatização em ambientes do fácies xisto-verde-anfibolito e possivelmente seguindo o modelo sugerido por Groves (1993) e Kerrich (1993) relativo aos cinturões orogênicos, onde o grau geotérmico é claramente mais elevado, e há uma grande possibilidade de ocorrência associada de fluidos de origem magmática.

5.4- NATUREZA DA MINERALIZAÇÃO

5.4-1- Condições de cristalização e relações temporais dos minerais metálicos

A mineralização do depósito do Cuca é do tipo sulfetada, rica principalmente em sulfetos de ferro (pirita \pm pirrotita), mas também ocorrem associados sulfetos de cobre, zinco e molibdênio. Minerais oxidados aparecem na forma de magnetita e hematitas subordinadas, sendo este último, possivelmente, o resultado da oxidação da magnetita (Craig & Vaughan 1981).

A pirrotita parece ser, junto com a pirita um dos primeiros minerais da paragênese metálica, isto é, os dois minerais devem iniciar o processo de sulfetação em temperaturas mais altas. Segundo Barnes (1979), nos membros da família da pirrotita as relações de fase acima de 300°C são mais compatíveis e geralmente bem aceitas. Para Ramdohr (1983) a pirita é geralmente precoce nas paragêneses metálicas, e a formação da pirrotita não depende somente de P e T, mas também das concentrações de Fe e S. Em temperaturas elevadas (>400°C) a cristalização inicia com a pirrotita hexagonal e durante o resfriamento a pirita é exsolvida. O *solvus* Pirr + Py situa-se entre 290 e 325°C. Contudo, com o abaixamento da temperatura, a pirita continua se formando e substituindo a pirrotita, aumentando assim a razão Py/Pirr (Barnes 1979).

No depósito do Cuca a presença da pirrotita, geralmente em pequenas quantidades inclusa na pirita revela um sistema com uma história longa de resfriamento. O limite entre esses minerais, geralmente em contatos regulares e retilíneos, mostra uma relação de equilíbrio bem marcada, sugerindo assim a perfeita cristalização inicial das duas fases em temperaturas mais altas e em condições de elevadas fS_2 (Figura 5.4-1), sugerindo assim, que o início da sulfetação se daria muito próximo ao pico do metamorfismo.

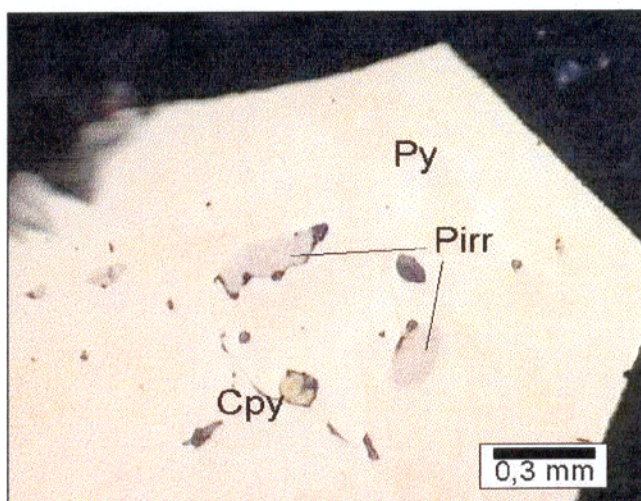


Figura 5.4-1- Fotomicrografia mostrando as relações de borda entre a pirita euédrica e as inclusões de pirrotita.

Em analogia ao que foi observado no depósito do Cuca, Ramdohr (1983) também observou que a magnetita pode substituir a pirrotita com a cristalização simultânea da pirita, sendo que o inverso também pode ocorrer.

No depósito do Cuca, a magnetita e a calcopirita também ocorrem associadas com a pirrotita que é substituída pelos dois minerais, em equilíbrio com pirita (Figura 5.4-2). Estas duas associações também são paragêneses de alta temperatura. A associação pirrotita + magnetita + pirita pode ser compreendida pela seguinte equação.

Equação 5.4-1:

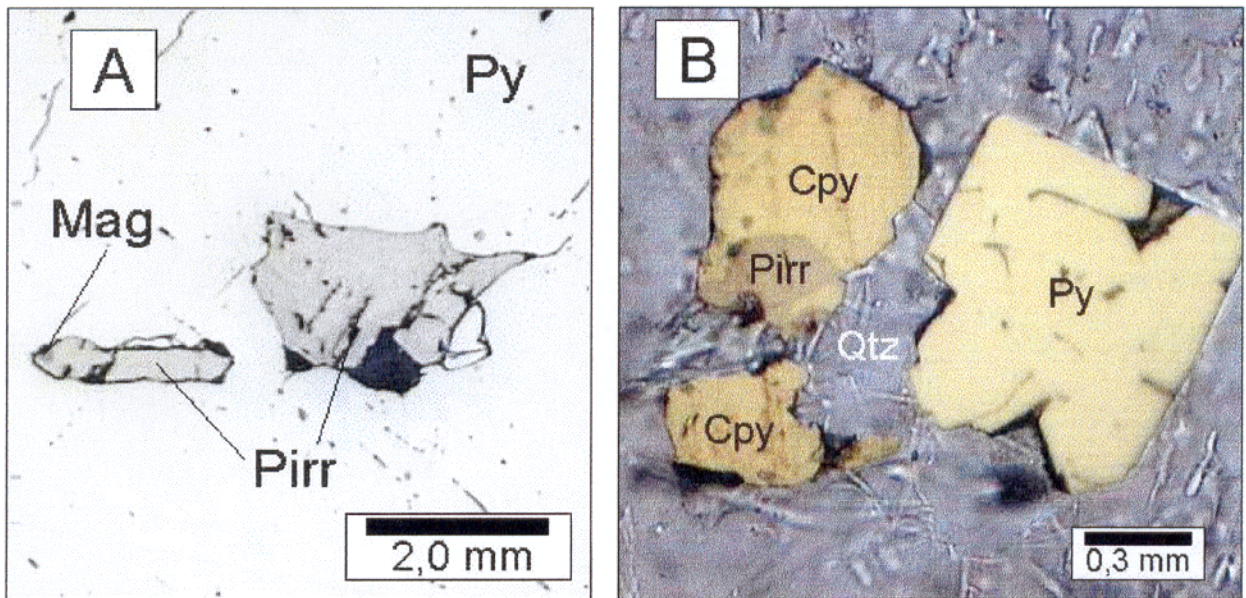
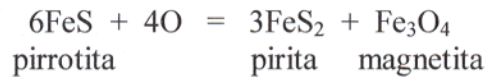


Figura 5.4-2- Fotomicrografia mostrando a magnetita formando-se às expensas da pirrotita que encontra-se em equilíbrio dentro de um cristal de pirita (A), em (B) uma inclusão de um cristal subédrico de pirrotita em equilíbrio com calcopirita.

Além da conversão a partir da pirrotita, a pirita pode se formar também, no depósito do Cuca, por substituição da esfalerita. Segundo Ramdohr (1983), a pirita pode se cristalizar a partir de substituição de esfaleritas ferrosas. Por outro lado, como um dos primeiros minerais a se formar na seqüência de cristalização hidrotermal, a pirita é mais suscetível a sofrer substituições, como por exemplo, por calcopirita e esfalerita.

No depósito do Cuca, a pirita é um dos poucos minerais que mostra evidências de uma relação muito estreita com a deformação em condições mais dúcteis, tal como veios de quartzo + pirita boudinados, filões de pirita cisalhados, além de porfiroblastos estirados e rotacionados

(Figura 5.4-3). Esta situação e a associação de pirrita com a pirrotita indicam cristalização em condições de temperaturas mais altas, provavelmente próximo do o pico do metamorfismo dinâmico.

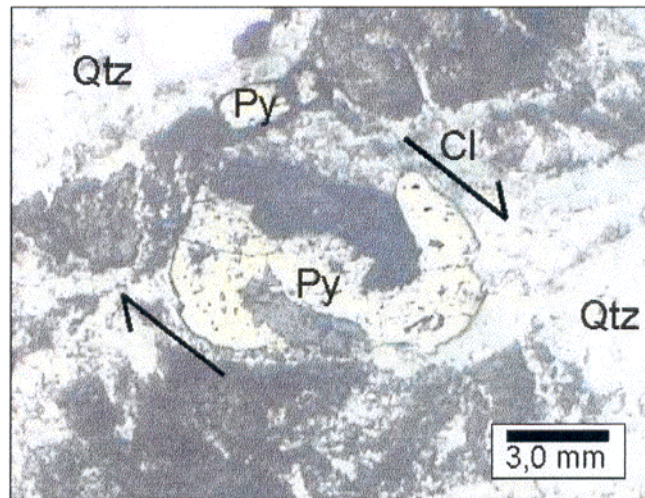


Figura 5.4-3- Fotomicrografia mostrando um porfiroblasto de pirita rotacionado a partir de uma cinemática destal mediante o regime de cisalhamento dúctil-rúptil imposto as rochas do Cuca.

Pelas relações texturais observadas entre a calcopirita e os outros minerais metálicos, observa-se que esse mineral pode se formar praticamente em todos os estágios de formação da mineralização, não chegando entretanto, a formar um minério rico em cobre. Além de ter sido formado a partir da pirrotita em temperaturas altas a calcopirita também ocorre como *blebs* de exsolução em esfaleritas. Tal como a esfalerita e a pirrotita, a calcopirita pode substituir pirita e alguns minerais da ganga.

Por outro lado, além de formar cristais precoces, provavelmente em condições mais dúcteis, a calcopirita também ocorre preenchendo fraturas de cisalhamento e fraturas rupturais mais tardias que os cristais de pirita (Figura 5.4-4).

Além de hospedar *blebs* de calcopirita, a esfalerita também ocorre como cristálitos disseminados, geralmente fragmentados, ou deformados, e mais raramente como inclusões em pirritas.

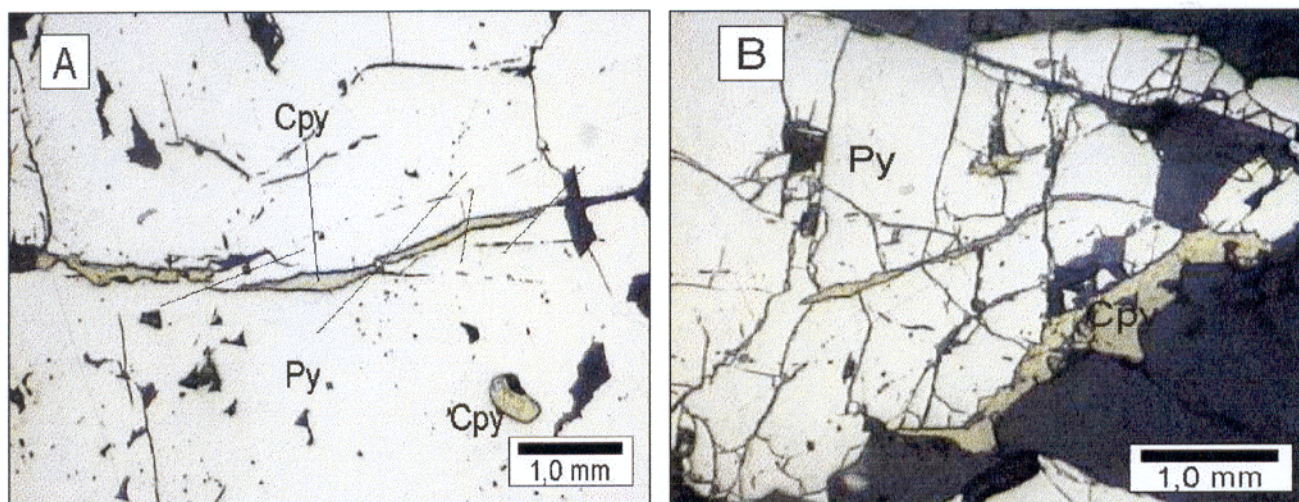


Figura 5.4-4- Fotomicrografias mostrando a calcopirita texturalmente mais tardia, substituindo pirita em fraturas de cisalhamento (A) e em fraturas distensivas em regime mais ruptural (B).

A magnetita parece ocorrer mais frequentemente associada com pirita e calcopirita em filonetes, ou como porfiroblastos isolados. Pode ocorrer também substituindo calcopirita, com bordas de reação tipo golfo e/ou apófises (Figura 5.4-5). Tais relações, juntamente com a formação da magnetita em um ambiente mais oxidante, indicam que a esta deve se estender desde condições de um metamorfismo dinâmico atuante (temperaturas mais elevadas) até situações mais tardias, de temperaturas mais baixas.

As molibdenitas ocorrem em cristais placóides, ou em agregados estirados dentro de veios. Em virtude da ausência de dados petrográficos da molibdenita, não foi possível definir adequadamente as relações temporais desse sulfeto com os outros minerais hidrotermais. As observações macroscópicas indicaram apenas uma possível relação temporal com a cloritização e a cristalização de calcopirita. A Figura 5.4-6 apresenta esquematicamente a provável seqüência paragenética da mineralização aurífera do Cuca.

Enfim, dispendo de uma paragénesse metálica pouco complexa, o depósito do Cuca conta com o aparecimento de sulfetos de metais base nessa paragénesse, que juntamente com a associação das salmouras a fluidos magmáticos, corroboram para a presença de um significativo plutonismo na gênese desse depósito.

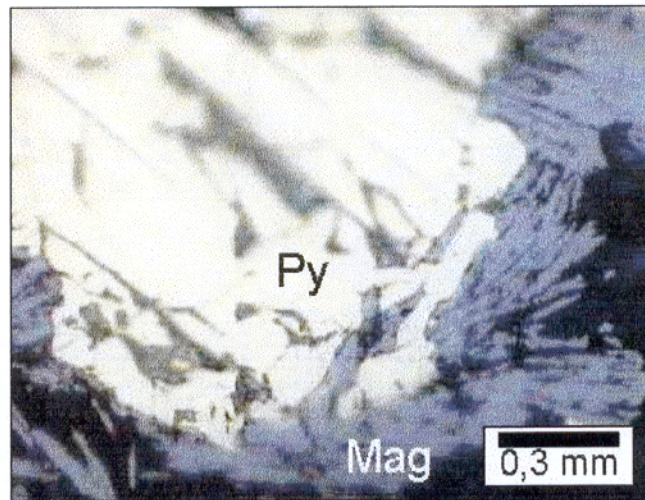


Figura 5.4-5- Fotomicrografia apresentando bordas irregulares de substituição entre a pirita e a magnetita.

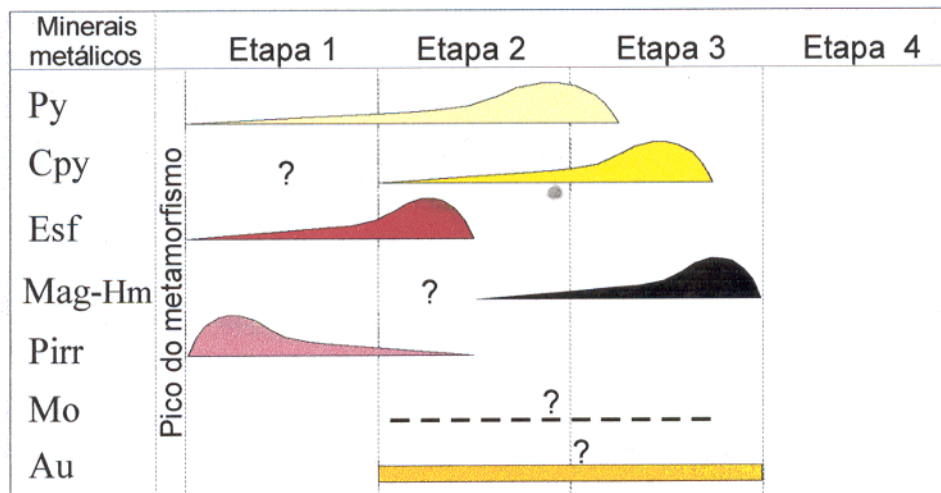


Figura 5.4-6- Seqüência paragenética esquemática da mineralização do Cuca.

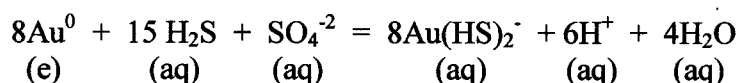
5.4-2- Mecanismos de transporte e deposição do ouro

A caracterização dos mecanismos de transporte e deposição do ouro deve ser feita com base na natureza do fluido mineralizante e nos parâmetros físico-químicos que controlam a solubilidade e a desestabilização dos complexos auríferos, tais como temperatura (T), pressão (P), fugacidade do oxigênio (fO_2), fugacidade do enxofre (fS_2) e pH.

A solubilidade dos metais nas soluções hidrotermais é sensivelmente afetada pela variação da fO_2 e fS_2 , atribuindo ao estado redox dos fluidos grande importância no controle do transporte e deposição dos metais.

A paragênese sulfetada da mineralização do Cuca e a grande quantidade de CO₂, com 0,001–0,002 Mol % de CH₄, demonstram a natureza redutora do fluido mineralizante. Desse modo, o enxofre presente no fluido encontrava-se na forma reduzida (H₂S e HS⁻). Os trabalhos experimentais tem demonstrado que nestas condições, os complexos de enxofre reduzido, como tiocomplexos, são os principais ligantes na solubilização do ouro, o qual é transportado como Au(HS)₂⁻ e/ou HAu(HS)₂ (Seward 1973, 1984) (Equação 5.4-II), principalmente quando associado a formação de depósitos de ouro arqueanos (Romberger 1990; Ridley *et al.* 1996; Barnes 1997; Gammons & Williams-Jones 1997; Mikucki 1998; Barrie & Touret 1999; Yang & Blum 1999).

Equação 5.4-II:

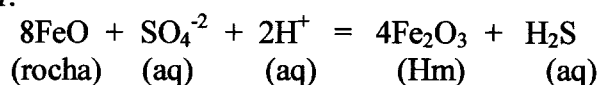


Os complexos clorados são importante no transporte do ouro por fluidos salinos oxidados em ambiente de temperatura alta (>400°C) e pH ácido (Henley 1973; Gammons & Williams-Jones 1997).

No transporte do ouro através de tiocomplexos, o papel do H₂S, portanto, é extremamente importante. A atividade do hidrogênio (*a*H₂) exerce forte influência na geração de H₂S, a qual pode ocorrer basicamente de duas maneiras:

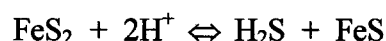
1- por redução de enxofre oxidado magmático, conforme a seguinte equação (Barnes 1997):

Equação 5.4-III:



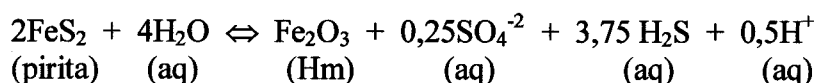
2- por desulfetização de minerais sulfetados de rochas em profundidade ou mesmo das rochas encaixantes próximas aos corpos mineralizados, de acordo com a seguinte equação abaixo (Goldfarb 1988):

Equação 5.4-IV:



As reações de geração de H₂S são tamponadas pelo par pirita-hematita, conforme a seguinte equação (Barnes *op cit.*).

Equação 5.4-V:

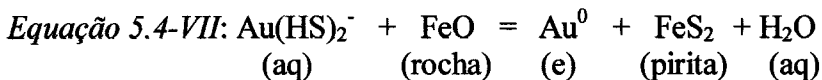
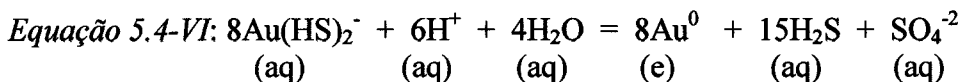


A precipitação do ouro ocorre quando a sua solubilidade é diminuída até saturar a solução, causada principalmente por resfriamento da solução mineralizante, aumento da fO_2 , e diminuição do pH. Essas mudanças nos fatores físico-químicos que favorecem a precipitação do ouro, podem ser causadas por interação fluido-rocha (Phillips & Groves 1984; Mikucki 1998), Imiscibilidade de fluidos (Sibson *et al.* 1988) e mistura de fluidos (Nesbitt & Muehlenbachs 1989).

No depósito do Cuca há evidências de ocorrência de todos esses processos. O sistema hidrotermal do Cuca mostra uma longa história de resfriamento, com acentuada interação fluido-rocha, enquanto que no sistema de fluidos existem evidências tanto de imiscibilidade entre as fases aquosas e carbônicas, como de mistura entre o fluido aquo-carbônico e fluidos aquosos.

Em depósitos onde o ouro ocorre intimamente associado com sulfetos de ferro, hospedado em rochas com razão Fe/(Fe+Mg) altas, a interação fluido-rocha resulta em sulfetação e carbonatação nas rochas hospedeiras que induzem a desestabilização dos tiocomplexos auríferos. A sulfetação diminui a fS_2 , enquanto que a carbonatação consome CO_2 , aumentando a fO_2 mudanças que favorecem a precipitação do ouro (Romberger 1990; Ridley *et al.* 1996).

A precipitação do ouro, a partir da oxidação dos tiocomplexos auríferos, como por exemplo, a partir de uma barreira geoquímica (Yang & Blum 1999), pode ser compreendida pelas seguintes equações (Barnes 1997):



Na Equação 5.4-VI, o ouro é precipitado, mas continua a formar H_2S e, portanto, o ouro pode ser ressolubilizado, enquanto que na Equação 5.4-VII, o ouro é definitivamente precipitado juntamente com o sulfeto de ferro.

Segundo Goldfarb *et al.* (1988) as condições de T e P da deposição do ouro são abaixo daquelas do pico do metamorfismo, pois os fluidos mineralizantes migram de regiões crustais mais profundas até se alojarem em veios em níveis mais rasos e isso segundo os referidos autores deve acontecer pelo menos 5 Ma depois desse ápice metamórfico.

A fraca sulfetação que ocorreu no depósito do Cuca pode ter sido causada pela baixa quantidade de enxofre no sistema hidrotermal, o que pode explicar os baixos teores de ouro até agora encontrados. O baixo conteúdo de ferro das rochas hospedeiras, ou de ouro de rochas fontes, também poderiam ter contribuído para empobrecer a mineralização do Cuca. Em vista do *greenstone belt* de Tucumã encontrar-se atualmente arrasado, é possível ainda que porções superiores desse *greenstone* mais enriquecidas em ouro tenham sido já erodidas ou retrabalhadas.

5.5- INTERPRETAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE Pb

A suposição de que as amostras analisadas sejam cogenéticas, bem como as mesmas tenham igual idade, e tiveram uma evolução desde a sua formação em um sistema fechado, onde não houve nem entradas ou saídas de U, Th e/ou Pb, e somente o Pb medido nos dias atuais seja resultado da composição isotópica do Pb primordial aprisionado na época de formação do sulfeto, perfazem premissas importantes para a validação dos resultados nessa metodologia.

A composição isotópica do Pb em depósitos de metais preciosos onde há minerais com pouco Pb, como pirita e calcopirita, pode fornecer a idade da rocha hospedeira ou do corpo de minério, porém deve-se considerar que esses dados devam variar segundo dois fatores. Primeiramente deve-se entender que todo o Pb medido hoje seja o resultado da soma entre o Pb inicial e o Pb oriundo do decaimento ou radiogênico. Bem como, a quantidade de U em relação ao Pb é maior no momento da cristalização, tal fato pode apontar para uma composição isotópica dada predominantemente pelo Pb radiogênico.

Os fatores que influenciam a composição isotópica são o decaimento radioativo o qual modifica a idade e as razões isotópicas U/Pb e Th/Pb, assim como em alguns casos devido a misturas, resultantes de eventos tardios dado por intrusões graníticas ou metamorfismo, ou ambos (Gulson 1986).

Após a análise isotópica de Pb de 11 piritas da mineralização aurífera do depósito do Cuca, observou-se que as amostras atribuídas ao primeiro grupo (G1) além de menos radiogênicas com razões isotópicas entre 14,06 e 14,18, e 14,68 e 14,73 para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente, estão relacionadas a ocorrências do tipo veio. Desse grupo, a amostra Tuc-129 é caracterizada por uma intensa deformação e albitização, bastante marcada com relação as demais amostras desse e dos outros grupos, fato este que pode indicar a possível contribuição de fluidos ricos em Na.

As amostras Tuc- 27 e Tuc-123 também são do tipo que ocorrem em veios, no entanto não fazem parte desse grupo (G1), além disso as outras tipologias encontradas, estão espalhadas entre os outros grupos descritos. Assim entende-se que não existe uma correlação estreita entre os agrupamentos dos sulfetos analisados e os seus estilos de ocorrência no depósito.

Quanto às rochas hospedeiras, um fato interessante pode ser citado com relação a disposição dos grupos de sulfetos. Tal fato acontece no terceiro grupo (G3) com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 21,06 e 22,73, o mesmo é representado pelas amostras Tuc-73, 57, 27 e 123. Entretanto, com a exceção da amostra Tuc-73 hospedada em um milonito ácido e convencionalmente colocada nesse grupo pela proximidade da sua razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com as demais amostras, a mesma aparece na Figura 4.6-3 entre este grupo e o grupo de amostras G2 que também são hospedadas em rochas mais félsicas. O contrário acontece quando se observa somente as amostras Tuc-57, 27 e 123 que além de apresentarem as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais altas e coesas desse grupo, as mesmas não apresentaram nenhuma correlação com o estilo de ocorrência, no entanto são unicamente hospedadas em metabasaltos foliados cloritizados e sericitizados. Em suma, não foi observada quaisquer outra relação significativa entre as amostras de sulfetos e as suas hospedeiras.

A idade isocrônica de 2708 ± 216 Ma (MSWD= 686) fornecida pelo conjunto das 11 amostras não apresenta significado geológico, entretanto utilizando-se somente os grupos G1 e G4 no diagrama uranogênico (Figura 5.5-1A), tem-se uma idade muito similar de valor igual a 2730 ± 10 Ma (2σ) com MSWD= 1,34, mostrando neste caso que a amostra Tuc-94 é principal responsável pelas idades a 2.7 Ga.

Rodrigues (1992) está de acordo que na região de Rio Maria, a sudeste da região de Tucumã, um evento metamórfico com a idade de 2.7 Ga foi capaz de ser registrado nos granitóides da região. No terrenos granito-*greenstone* de Tucumã Lafon *et al.* (1991) e Pereira (1992) também registram essa idade através de datações Rb-Sr de amostras de um granitóide da região de Tucumã, assim como Avelar *et al.* (1999) sugere essa mesma idade para a estruturação do Cinturão Itacaiúnas situado a norte desse TGG.

O metamorfismo xisto-verde de basaltos datados a 2720 ± 105 Ma e as análises isotópicas de sulfetos da maioria dos depósitos epigenéticos tipo *lode* de ouro do Yilgarn Block (Browning *et al.* 1987), é consistente em indicar idades para a mineralização de 2.86 a 2.75 Ga. Entretanto, apesar das semelhanças desses depósitos citados com o depósito do Cuca, como por exemplo, ambos hospedados em rochas arqueanas do tipo *greenstone* com piritização localizada, bem desenvolvida carbonatação e as idades do metamorfismo regional, levam a entender que a idade de 2.7 Ga obtida para os sulfetos do Cuca seja duvidosa, pois a composição isotópica de alguns pontos analíticos são muito radiogênicas para sulfetos que se

comportaram em sistema fechado desde a sua formação. Sendo assim, esse fato parece ser resultado de uma reabertura do sistema isotópico Pb-Pb por algum evento termal que atingiu os terrenos granito-*greenstone* de Tucumã, levantando a possibilidade de que os sulfetos possam ter evoluído com razões Pb-Pb distintas.

As idades modelos obtidas pelos interceptos inferiores para o conjunto de amostras da Figura 5.5-1 A e B são de $2832 +12 -13$ Ma e 2822 ± 12 Ma respectivamente, essas idades são muito próximas àquelas encontradas para uma rocha metavulcânica félsica do Grupo Tucumã de 2868 ± 8 Ma e para um metagranodiorito do tipo Rio Maria de 2852 ± 16 Ma inseridos nos TGG da região e localizados respectivamente a sul e leste da cidade de Tucumã. Contudo, é possível que a idade de 2730 Ma também não tenha significado geológico, bem como o μ e os modelos de evolução sugeridos (Figura 5.5-1) não sejam representativos para a região em questão.

Estudos em outros TGG do sul do Pará, realizados por Rodrigues (1992) e Barbosa (1996) utilizando a metodologia Pb-Pb em rochas nos TGG da região de Rio Maria e Redenção respectivamente, observaram que o valor de μ em torno de 8,2, em um modelo de evolução simples, seria mais compatível com a evolução do Pb naquelas regiões. Supondo-se dessa forma, que a região de Tucumã tenha evoluído com a mesma razão U/Pb, obtém-se a idade de 2912 ± 13 Ma, e para um $\mu = 8,3$ a idade encontrada é de $2973 +12-11$ Ma (Figura 5.5-2).

Utilizando a metodologia U-Pb em zircões, em rochas da região de Rio Maria, Macambira & Lancelot (1992), Pimentel & Machado (1994) e Macambira & Lancelot (1991a) obtiveram respectivamente as idades de 2.9 e 2.98 Ga para vulcânicas ácidas do Grupo Lagoa Seca, e 2.97 para um metatonalito do Complexo Xingu.

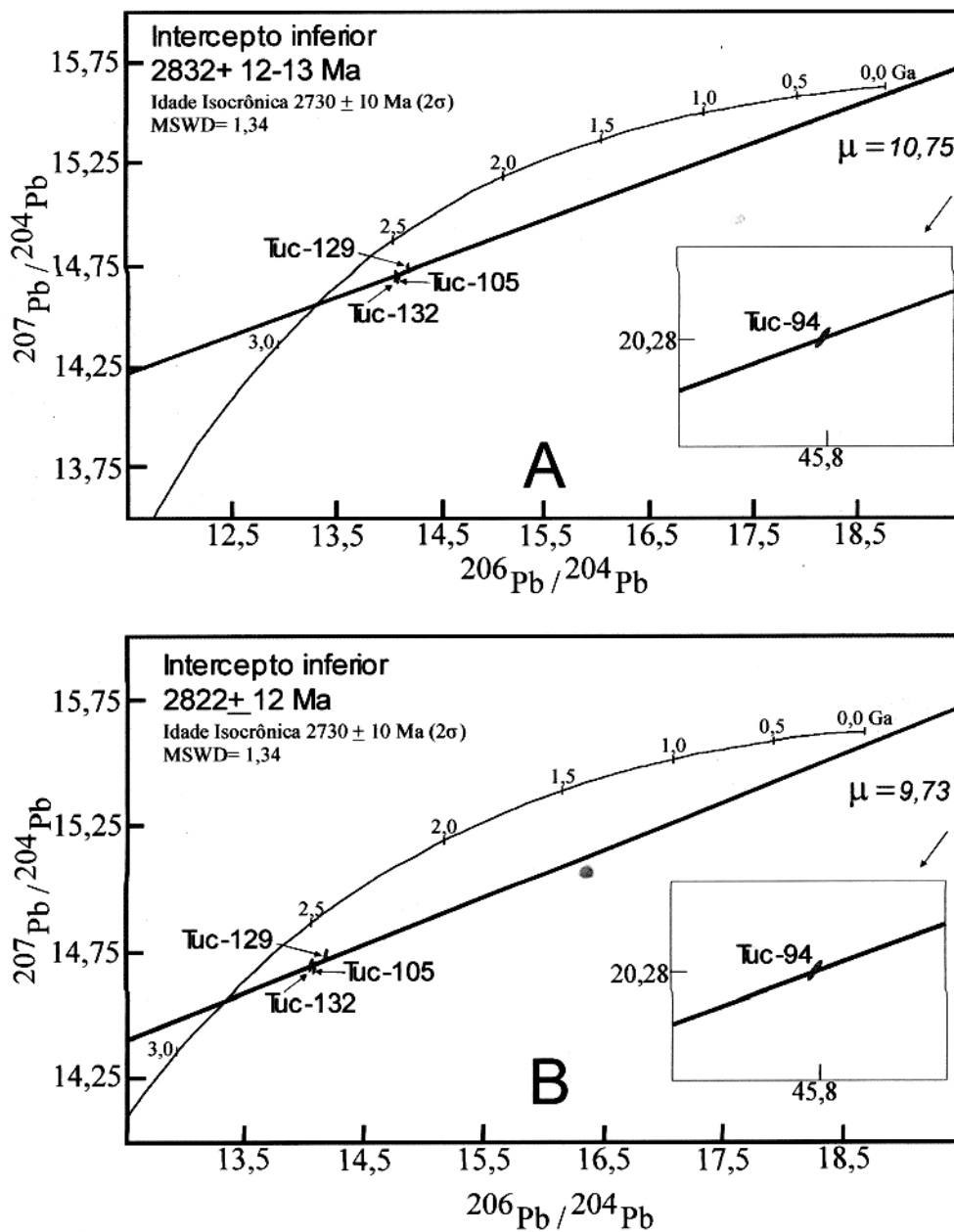


Figura 5.5-1- Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os grupos de amostras G1 e G4 com a curva de crescimento do Pb, (A) segundo Cumining & Richards (1975) e (B) de acordo com o $\mu = 9,73$ do segundo estágio de Stacey & Kramers (1975).

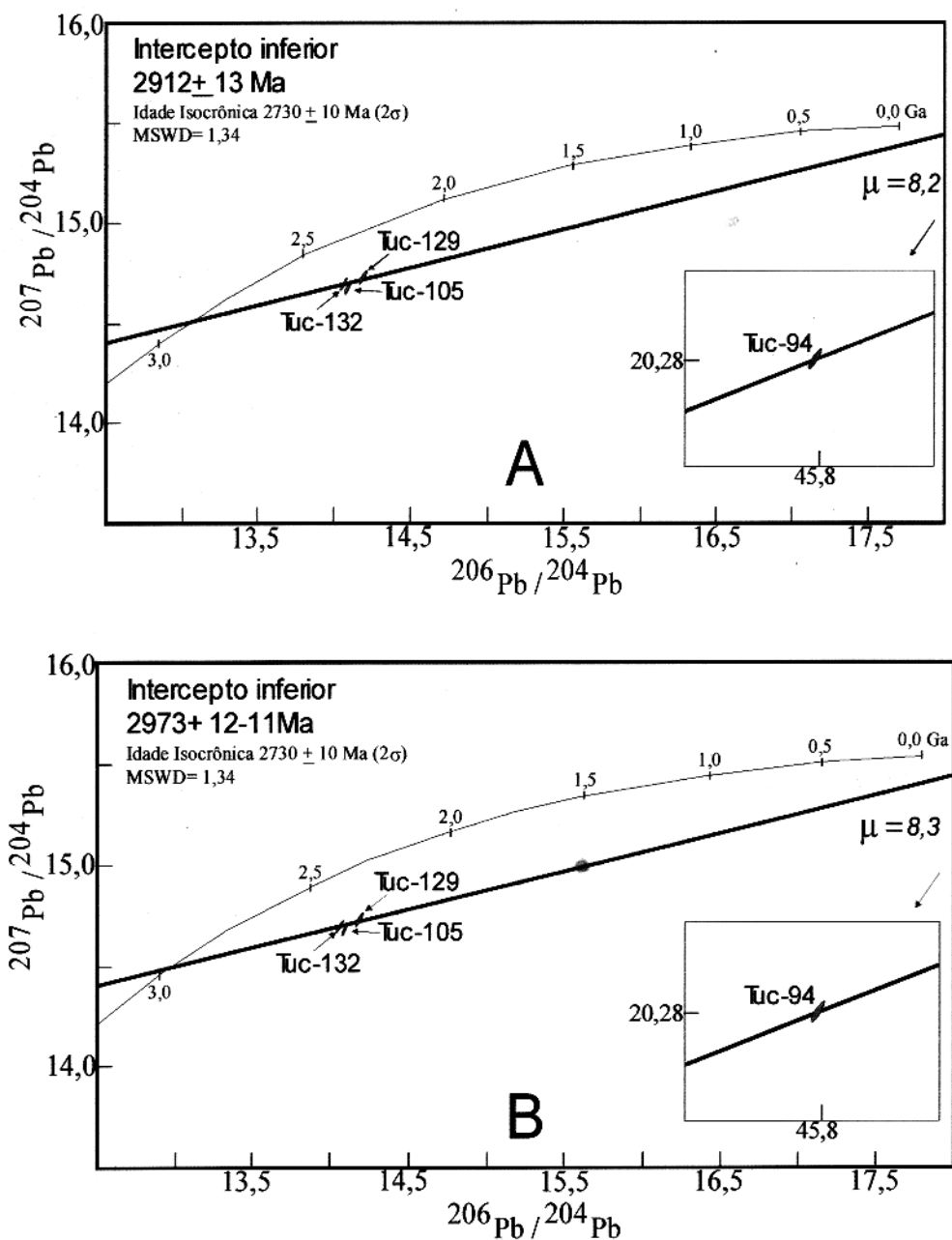


Figura 5.5-2- Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os grupos de amostras G1 e G4 com a curva de crescimento do Pb segundo o modelo simples. Em (A) com $\mu = 8,2$ e em (B) com um $\mu = 8,3$.

Seja a idade isocrônica de 2730 ± 10 Ma desfavorável em indicar algum sentido geológico para a mineralização, apesar dos registros de eventos a 2.7 Ga na região em estudo, admiti-se provável que a razão U/Pb na região de Tucumã tenha evoluído em um modelo simples com μ entre 8,2 e 8,3, onde o valor obtido para os interceptos inferiores sejam

compatíveis em indicar rochas similares as vulcânicas ácidas do Grupo Lagoa Seca e ao metatonalito Arco Verde como rochas fontes, entretanto, rochas com essas idades inseridas nos TGG da região de Tucumã não foram estudadas até o momento.

Uma outra idade obtida sem as amostras do primeiro grupo (G1), mostra na Figura 5.5-3 um valor de 2529 ± 160 Ma (2σ) MSWD= 192,51. Em princípio, observa-se que essa idade é gerada por razões bastante radiogênicas, possivelmente em resposta a uma distinta evolução radiogênica U/Pb das amostras.

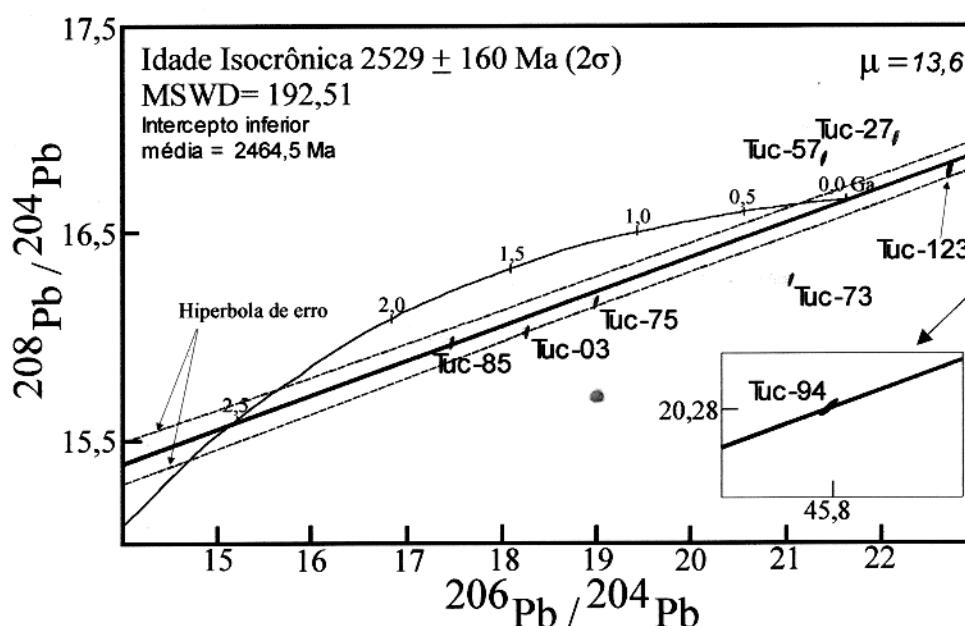


Figura 5.5-3- Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os grupos de amostras G2, G3 e G4 com a curva de crescimento do Pb, de acordo com um “ μ ” calculado igual a 13,6 para o segundo estágio de Stacey & Kramers (1975)

Um evento tectono-metamórfico que afetou toda a região de Rio Maria foi capaz de reabrir o sistema Rb-Sr aproximadamente entre 2,7 e 2,5 Ga atrás (Rodrigues 1992). Esse evento também foi registrado a 2.528 ± 21 Ma por Macambira & Lancelot (1991) em rochas de um monzogranito do tipo Rio Maria e por Pereira (1992) a 2,54 Ga atrás, mais a sul da cidade de Rio Maria em um monzogranito associado a esse mesmo magmatismo.

Na região da serra de Gradaús sul da região de Tucumã, Lafon & Macambira (1990) e Pereira (1992) obtiveram as idades Rb-Sr de 2,54 e de 2,5 a 2,3 respectivamente para o

Granodiorito Cumarú e para micas de pseudomorfos de plagioclásio oriundas de zonas de cisalhamento associadas a reativação do embasamento que cortam esse corpo granodiorítico, nesse último caso o evento hidrotermal que dá origem a mineralização nessas zonas de cisalhamento também é associado a esse intervalo de idades.

Pereira (*op cit.*) encontrou uma idade de 2.53 Ga (Rb-Sr) para um granodiorito na região de Ourilândia do Norte 8 Km a leste de Tucumã, e sugeriu que a dispersão dos pontos experimentais encontrados estariam associados a uma deformação. No contexto do Complexo Xingu, ainda próximo da região de Tucumã, Lafon *et al.* (1991) obtiveram a idade Rb-Sr de 2574 ± 57 Ma para gnaisses granodioríticos.

Com base na idade de 2.53 Ga encontrada para as amostras dos G2, G3 e G4 dos sulfetos do Cuca, e entendendo que a região de Tucumã realmente deva ter sofrido ação de um evento tectono-metamórfico descrita pelos autores acima. Acredita-se que o valor de 2.53 Ga tenha algum significado geológico e que este esteja relacionado a modificações no sistema isotópico Pb-Pb dos sulfetos estudados, principalmente pela entrada de componentes radiogênicos.

O Pb, sendo um elemento calcófilo, encontra-se estabilizado na rede cristalina dos sulfetos, portanto acredita-se que dificilmente este isótopo seria desestabilizado desses sulfetos, causando perdas durante um evento cisalhante ou termal que forneceriam razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ tão distintas com relação ao componente radiogênico (14,06 e 45,8), como aquelas encontradas nos sulfetos do Cuca.

McCallum *et al.* (1999) além de favorecerem um modelo que envolve a introdução de Pb radiogênico, carregado por fluidos derivados de fontes externas, em sulfetos recristalizados durante o metamorfismo, esses autores sugerem que amostras com sulfetos muito radiogênicos contenham abundantes minerais secundários como clorita e zoizita associados ao metamorfismo do fácies xisto-verde, paragênese muito similar àquela encontrada no Cuca.

Entretanto, Fox (1984), Gulson (1986), Ho *et al.* (1994) e Mogeout *et al.* (1996) admitem a entrada de ^{238}U na estrutura de piritas em depósitos sulfetados. Gulson (*op cit.*) também confirma que variações isotópicas resultam de adições de Pb radiogênico desde a época da cristalização devido a eventos metamórficos ou plutonismo. E que o *trend* linear obtido a partir de piritas, calcopiritas e pirrotitas, deve ser em razão do decaimento de Th e U desde a época da cristalização desse sulfetos.

Sendo assim, é mais provável que o sistema isotópico dos sulfetos do Cuca teriam sido afetados pela introdução de ^{238}U durante um evento dínamo-termal relacionado a reativação das zonas de cisalhamento associadas a mineralização tipo *lode*, fornecendo assim composições isotópicas radiogênicas que marcam esse evento a 2.53 Ga.

Contudo, com relação ao depósito estudado, não descarta-se a possibilidade de que os sulfetos tenham sido formados em um evento tectono-metamórfico entre 2.8 a 2.7 Ga atrás, mas que não ficou esclarecido nesse trabalho, e que posteriormente esses teriam sofrido eventos de remobilização a 2.53 Ga como uma nova subida de fluidos e componentes radiogênicos através dos canais reativados.

Roberts (1987), Groves & Foster (1991), Groves (1993) Hodgson (1993), Kerrich (1993) sugerem que em mineralizações de ouro do tipo *lode*, hospedadas em seqüências de *greenstone belts* arqueanos, as rochas hospedeiras à mineralização freqüentemente tem sido apontadas como as principais fontes do ouro e do minério contido nos veios. Hodgson (*op cit.*) aponta que depósitos desse tipo no Canadá, tiveram uma história de mineralização entre 2.7 e 2.5 Ga relacionada à remobilização do Pb a partir de depósitos de sulfetos maciços (Figura 5.5-4). Entretanto na região dos terrenos granito-*greenstone* de Tucumã não são conhecidos até o momento indícios de depósitos dessa natureza para se faça quaisquer correlações.

Em depósitos epigenéticos de ouro o evento hidrotermal gerador da mineralização tem sido muitas vezes posicionado temporalmente durante e/ou logo após o pico do metamorfismo dinâmico (Hodgson 1989; Kerrich 1990; Hodgson 1993; Groves 1993; Groves *et al.* 1998), entretanto acredita-se que no caso do Cuca a idade de 2.53 Ga deva registrar somente uma idade aproximada do evento cisalhante tardio que afeta esses sulfetos, assim como aquele registrado por minerais micáceos em Gradaús ao sul da região de Tucumã.

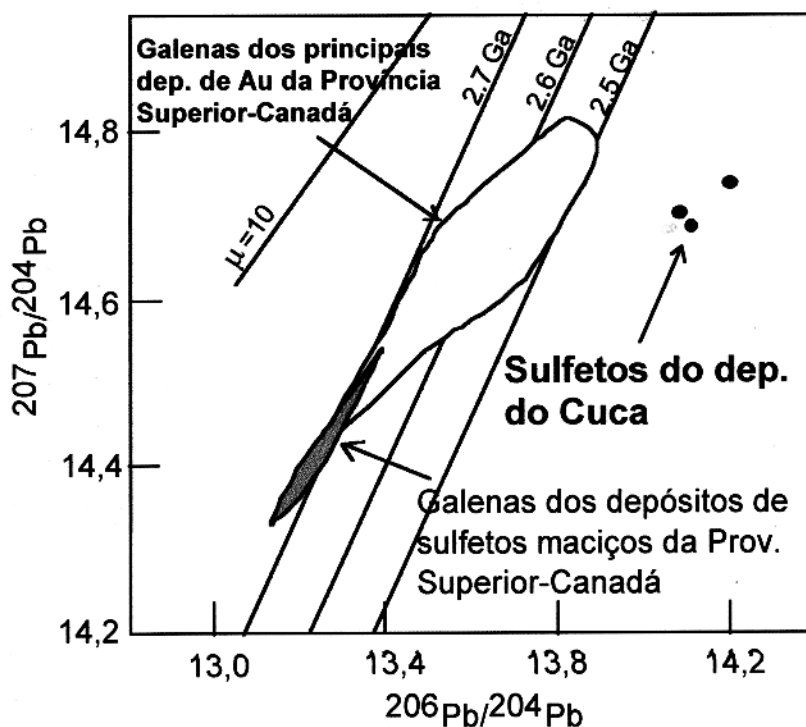


Figura 5.5-4- Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com a composição isotópica de Pb de galenas e piritas dos principais depósitos auríferos tipo *lode* do Canadá segundo Hodgson (1993).

No cráton São Francisco, Feybesse *et al.* (1998) sugerem que deslocamentos continentais estão incluídos em um estágio entre 2.5 e 2.4 Ga, o qual é caracterizado por movimentações das margens do crátons do Congo e São Francisco através de cinturões dobrados e desenvolvimento de crosta oceânica em um ambiente intercontinental. Esse período de idades é muito similar àqueles registrados em toda a Província Carajás (borda sudeste do cráton Amazônico), entretanto na parte sul desta, essas idades poderiam ser atribuídas a pequenas reativações relacionadas a esse evento tectônico de amplitude continental.

Na região de Carajás a evidência de remobilização associada a veios quartzo a 2.5 Ga é definida nas mineralizações da área do Pojuca (Mogéout *et al.*, 1996), tal evento é relacionado a colocação do Granito *Old Pojuca* estudado por Souza *et al.* (1996).

Moorbath *et al.* (1981) estudaram o Complexo Granítico Qôrqt na parte sul da West Greenland, e sugeriram a existência de um terceiro estágio de formação de crosta global a aproximadamente 2.53 Ga, nessa época teria havido a fusão de rochas que formaram o Granito Qôrqt que evoluíram em função de um μ_3 . Dessa forma Marcoux (1986) conclui que modelos

de três ou mais estágios permitem revelar a existência e/ou a reativação de uma antiga crosta continental. Dessa forma, a idade média de 2464,5 Ma calculada para o intercepto inferior na Figura 5.5-3, é próxima daquelas encontradas por Machado *et al.* (1991) e Souza *et al.* (1996) que obtiveram idades entre 2.49 e 2.58 Ga para corpos máficos e granitóides na região de Carajás a norte do Cinturão Itacaíunas. Porém na região de Tucumã, mais precisamente no domínio dos terrenos granito-*greenstones* não se tem dados de cristalização de corpos nesse período que pudessem indicar uma possível fonte de Pb, levando a entender que, se realmente houve a formação de crosta nesta época estes corpos ainda não foram estudados, ou certamente a idade não tem significado geológico compatível com a região em estudo.

Com relação a fonte dos metais, Kent *et al.* (1996) mostram que o principal episódio de mineralização de ouro do cráton Yilgarn é pós-datado de um evento termal que hospeda o minério a partir da crosta superior, mas que temporalmente é correlacionado com fusões e magmatismo da crosta arquena média a inferior. Gebre-Mariam *et al.* (1997) são consistentes em afirmar que os fluidos mineralizantes em depósitos da Austrália evoluíram a partir de fontes localizadas na crosta média. McNaughton *et al.* (1993) mostrou com base na composição isotópica de Pb de depósitos de ouro de Yilgarn Block, que esta era reflexo de uma média crustal de vários terrenos.

Observando as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas monzograníticas da região de Tucumã (Pereira, 1992) concluiu que as mesmas são compatíveis com uma cristalização a partir de fontes mantélicas em torno de 2.8 e 2.9 Ga, mas sugere que essas assimilaram durante a sua formação, relevantes quantidades de materiais crustais, embora o autor ressalte que os dados obtidos são baseados em idades rejuvenecidas, acarretando dessa forma erro na indicação da razão inicial e por conseguinte na fonte sugerida.

Dessa forma, supondo que a região de Tucumã evoluiu em um modelo simples, as rochas da crosta superior são mais indicadas para a origem do Pb formador da mineralização estudada. Onde entre 2.4 e 2.5 Ga é provável que esse Pb possa ter evoluído em um ambiente de mistura (região orogenética), mostrando ainda assim, possíveis contribuições da crosta inferior (Figura 4.6-4 tópico 4.6).

Os indícios vistos nos capítulos anteriores de que o depósito do Cuca tem influências genéticas de origem magmática, juntamente com o comportamento dos dados isotópicos,

ainda que não muito esclarecedores, não descartada a possibilidade de que algum Pb seja de origem plutônica.

A gênese de depósitos tipo *lode* tem sido discutida por vários autores, e a participação do ambiente orogenético sugerido nesse trabalho é amplamente discutida e proposta por Groves *et al.* (1998) para depósitos de ouro deste tipo.

A realização de mais estudos na mineralização do depósito do Cuca se faz necessário, pois a pouca reprodutibilidade das amostras e a diminuída quantidade de dados ainda de caráter preliminar obtida nesse trabalho, apenas fornece uma visão geral sobre as investigações genéticas através dos isótopos de Pb nas mineralizações daquela região. Estudos como Rb-Sr em feldspatos, carbonatos e/ou epidoto dos veios auríferos, Rb-Sr em rocha total e Pb-Pb em zircão das rochas metavulcânicas encaixantes, seriam importantes na busca de informações mais eficientes para a elucidação genética do depósito.

6- MODELO GENÉTICO E CONCLUSÕES

Conforme foi apresentado nos capítulos anteriores desta dissertação, o depósito aurífero do Cuca representa uma mineralização filoneana e disseminada hospedada em rochas metavulcânicas do Grupo Tucumã, que faz parte dos terrenos granito-*greenstone* arqueanos do sul do Pará. O Grupo Tucumã corresponde a uma seqüência vulcano-sedimentar supracrustal gerada a pelo menos 2.87 Ga e constituída por rochas vulcânicas e piroclásticas félsico-intermediárias, além de rochas máficas vulcânicas e subvulcânicas subordinadas, e rochas meta-sedimentares clasto-químicas. Essa seqüência foi cortada por granitóides cálcio-alcálicos (Granodiorito Rio Maria). Apesar dos baixos teores de Au e das pequenas dimensões dos corpos mineralizados já identificados, o depósito do Cuca apresenta características muito semelhantes aos depósitos de Au associados aos *greenstone belts* dos principais crátons arqueanos do mundo.

As rochas hospedeiras da mineralização encontram-se metamorfasadas no fácies xisto-verde e foram deformadas heterogeneamente segundo uma tectônica dúctil-rúptil, constatada principalmente pela formação de milonitos e texturas dúcteis geradas em resposta aos esforços compressivos e transpressivos que atuaram na área sob uma cinemática essencialmente dextral. Essa geodinâmica resultou em zonas de cisalhamento em várias escalas que encontram-se associadas a uma estrutura maior de orientação NE-SW conhecida na região estudada como falha do Cuca.

Tal como nos depósitos auríferos filoneanos em cadeias de montanhas fanerozóicas (Goldfarb *et al.* 1998), os *greenstone belts* arqueanos e seus depósitos auríferos associados, tem sido relacionados a uma tectônica convergente, em que as rochas vulcano-sedimentares dos *greenstone belts* teriam sido depositadas em bacias trás-arco, sendo os arcos magmáticos representados pelos plutons e rochas vulcânicas félsico-intermediárias (Sutcliffe *et al.* 1993; Feng *et al.* 1993). A tectônica convergente no *greenstone belt* de Tucumã ficou registrada nas zonas de cisalhamento, principalmente de caráter direcional, mas também tangencial, as quais devem ter atingido todos os níveis crustais (Figura 6-1). A ausência de ofiolitos na região de Tucumã sugere que este depósito tenha sido formado em porções mais medianas do arco continental.

As zonas de cisalhamento proporcionaram a circulação de fluidos hidrotermais que além de alterar intensamente a seqüência litológica do Cuca, foram capazes de formar os corpos de minério possivelmente entre 2.8 e 2.7 Ga, época observada para o metamorfismo dínamo-termal

na área. Perturbações do sistema isotópico sugerem que reativações tectônicas afetaram a área em torno de 2.53 Ga. Efeitos dessa reativação são registrados em toda a Província Carajás.

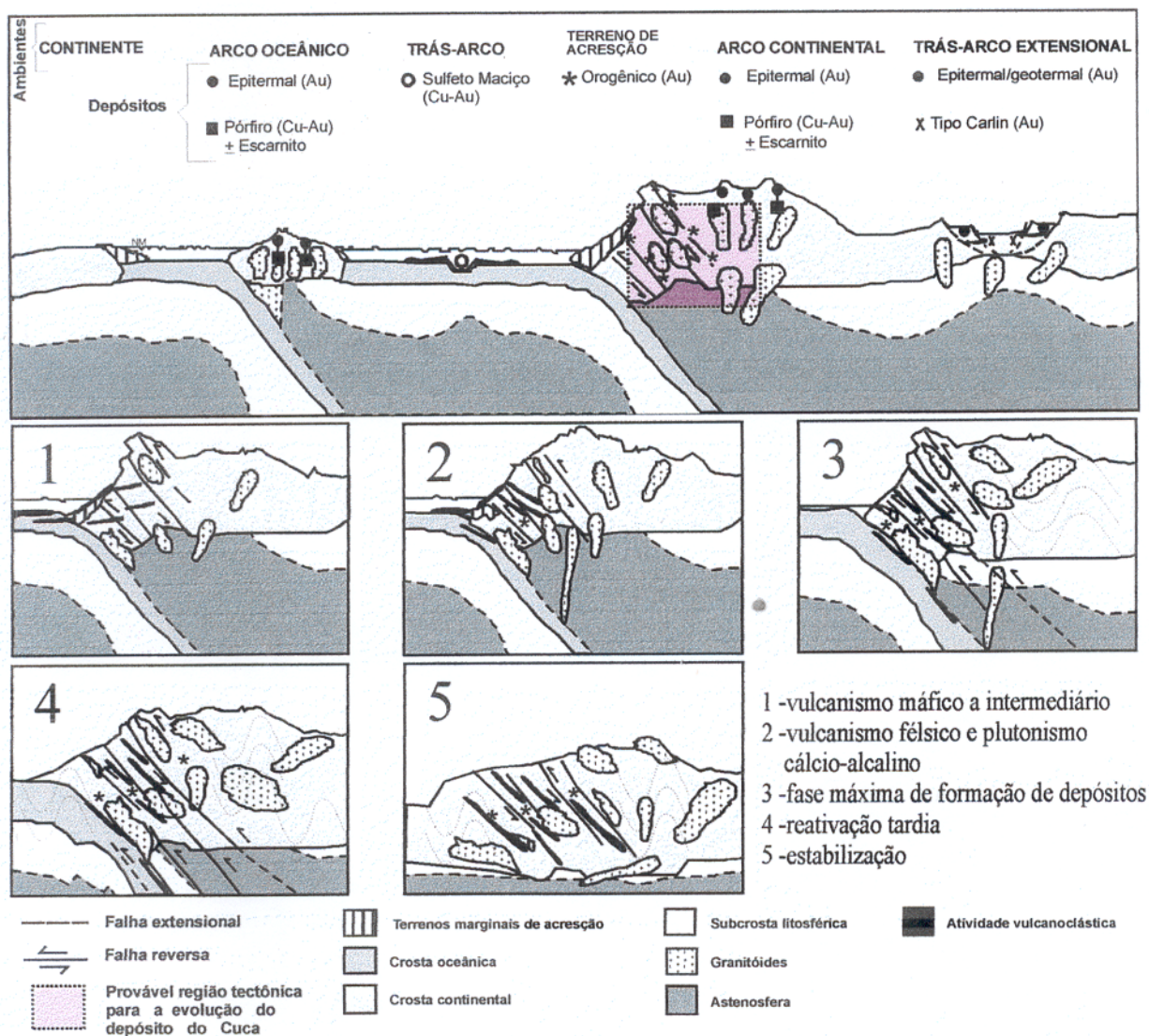


Figura 6-1- Modelo geotectônico esquemático de evolução do depósito do Cuca, com base em Kröner (1981) e adaptado de Groves *et al.* (1998) baseado nos ambientes geotectônicos.

Os registros do metamorfismo no fácies xisto-verde observado no depósito, são escassos em virtude da superimposição de um evento hidrotermal abrangente que juntamente com a deformação foi capaz de transformar quase que completamente a paragênese metamórfica. Provavelmente formado por mais de um pulso hidrotermal, esse evento está associado, sin a

tarditectonicamente ao pico do metamorfismo dinâmico e foi o responsável pela intensa cloritização e carbonatação encontradas, bem como pela formação da mineralização que se distribui em veios e filões de quartzo, como também de forma disseminada. Esses veios e filões hospedam-se nas encaixantes em regiões de alívio (distensão) provocadas pela ação de falhas, ainda em condições dúcteis (Sibson & Scott 1998), tal como as que formam os veios tipo *gash*. Nesse ambiente, além de corpos planares (veios), podem se desenvolver corpos alongados (charutos) paralelos ao eixo de dobras e também os do tipo *saddle reefs* encontrados em regiões de charneiras.

O sistema de fluidos do Cuca compreende 3 tipos de fluidos: aquo-carbônico com baixa salinidade, aquoso não saturado e fluidos aquosos mais salinos (salmouras). Os fluidos aquo-carbônicos são ricos em sais de Ca e Mg, além de Na, e podem conter na fase carbônica pequenas quantidades de CH_4 . Esse CO_2 , juntamente com os outros componentes voláteis, deve se originar na base da crosta a partir de reações metamórficas de desvolatilização em altas temperaturas e pressões.

O processo de carbonatação, deve ter sido responsável pelo o aumento da razão $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, em virtude da perda de CO_2 dos fluidos para as encaixantes, o que conseqüentemente deve ter oxidado parcialmente esses fluidos, tornando simultâneo o aprisionamento heterogêneo de inclusões aquosas com CO_2 puro e com $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ no mesmo cristal. A progressão continua da carbonatação até o último evento hidrotermal deve ter empobrecido o fluido aquo-carbônico em CO_2 , dando origem a um fluido aquoso não saturado.

A origem das salmouras deve estar associada ao magmatismo granítico do tipo Rio Maria, representado na região do *greenstone belt* de Tucumã pela intrusão de um corpo batolítico do granodiorito Rio Maria. Os fluidos magmáticos residuais do granodiorito podem ter sido conduzidos pelas zona(s) de cisalhamento até se misturarem com os fluidos aquo-carbônicos em algum momento da história evolutiva hidrotermal (Figura 6-2).

O fluido aquo-carbônico é considerado o fluido mineralizante em razão do condicionamento redutor que o mesmo apresenta em profundidade, proporcionando a lixiviação de metais através de complexos sulfetados. No caso do depósito Cuca, esse fluido foi capaz de transportar o Au provavelmente na forma de tiocomplexo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, até que o processo de sulfetação e carbonatação da rocha hospedeira favoreceu a sua precipitação nos veios.

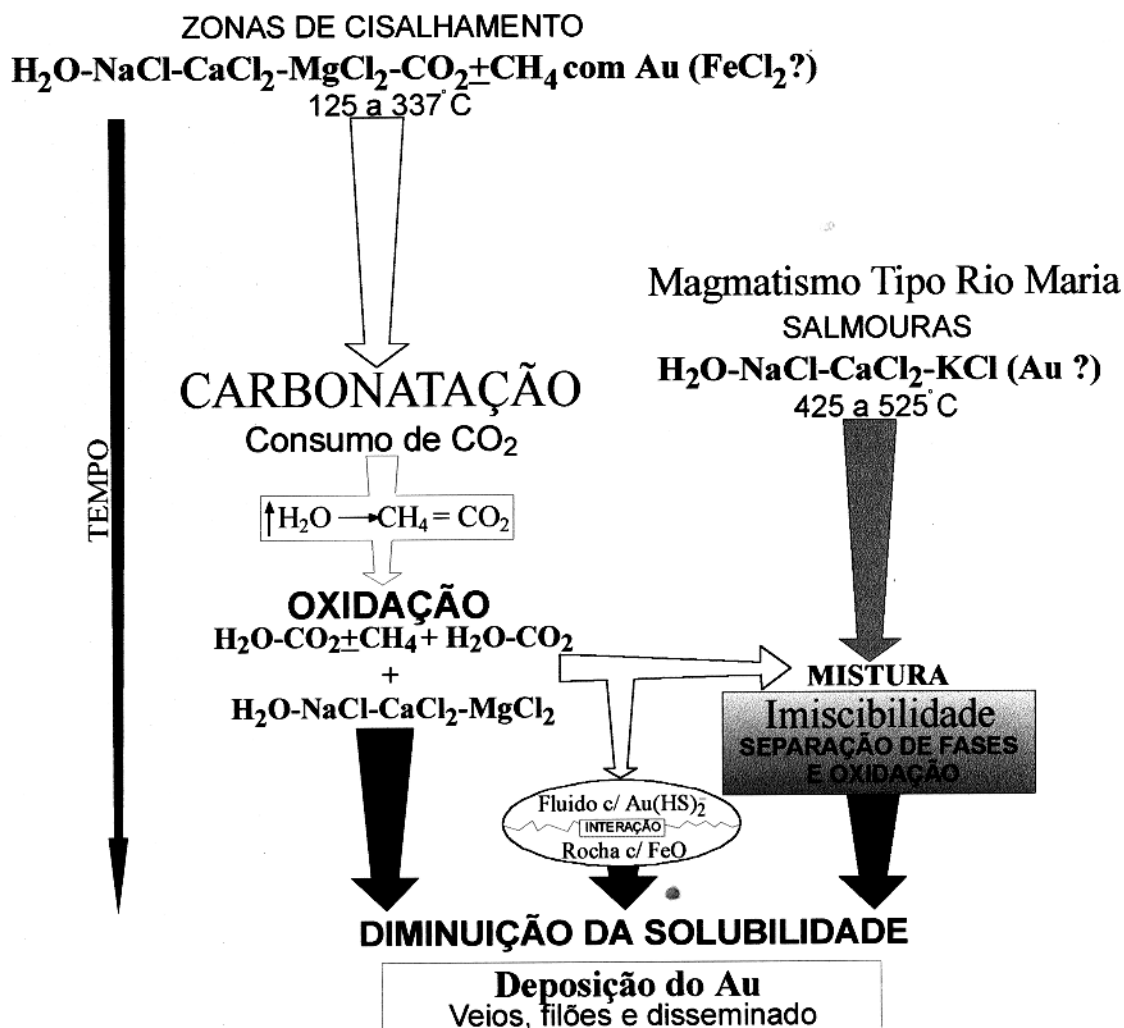
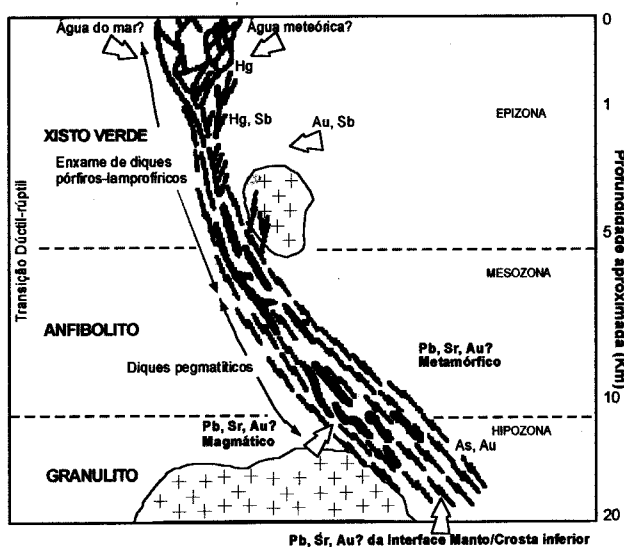


Figura 6-2- Modelo genético esquemático para a evolução do sistema de fluidos do depósito do Cuca.

Fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade e de origem metamórfica associados a veios auríferos controlados por zonas de cisalhamento são características marcantes em depósitos do tipo *lode*, além disso a associação metálica sulfetada formada principalmente por pirita e calcopirita são extremamente comuns nesses depósitos.

Groves (1993) relaciona a gênese desses depósitos a processos de cisalhamento de continuidade crustal, formados em diferentes regimes tectônicos e que se distribuem ao longo de pelo menos 15 km de crosta sob condições de pressão variando de < 1 Kb até 5 Kb e temperaturas entre 180°C e 700°C (Figura 6-3), onde a existência de um grande sistema hidrotermal é atribuído a fontes profundas (crustal ou interface manto-crosta) de onde migram os fluidos, os metais e os componentes radiogênicos.

Figura 6-3- Perfil esquemático mostrando características e condições geológicas do modelo de crosta contínua para depósitos do tipo *lode* “orogênico”, adaptado de Groves (1993) e Groves *et al.* (1998).



O resultados obtidos a partir dos estudos isotópicos apesar de preliminares, apontam a crosta superior como principal ambiente de evolução do Pb contido nos sulfetos do Cuca. Além disso, a composição isotópica do Pb no depósito do Cuca exibe

indícios de que foi afetada por um evento tectônico de natureza orogênica, possivelmente a 2.53 Ga atrás, não descartando-se a possibilidade de que a crosta inferior deva apresentar certa contribuição em algum momento da sua história evolutiva.

Essas zonas profundas, de altas P e T devem ter sido fontes não somente dos fluidos mineralizantes e metais, como também de componentes radiogênicos. Segundo Gulson (1986) eventos tectono-termiais como aqueles resultantes do metamorfismo, são capazes de introduzir ^{238}U na estrutura de sulfetos. Desse modo, acredita-se que a reativação tardia das zonas de cisalhamento do depósito do Cuca devem ter remobilizado além dos metais algum conteúdo de ^{238}U que pode ter sido incorporado aos sulfetos, processo observado por Mougeot *et al.* (1996) na região de Carajás e Fox (1984) e Ho *et al.* (1994) em depósitos sulfetados. Nesse contexto, admite-se que a idade de 2.53 Ga encontrada seja uma idade isocrônica que registra um evento dínamo-metamórfico de reativação na região.

As características do depósito do Cuca, como ambiente geotectônico, controle estrutural, associações mineralógicas, tipo de alteração hidrotermal, pico do metamorfismo e a sua relação com a alteração hidrotermal, fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade e o modo de ocorrência da mineralização se enquadram perfeitamente, portanto, às características de depósitos de Au tipo *lode* estudados por Ho *et al.* (1985), Browning *et al.* (1987), Ho (1987), Roberts (1987), Hodgson (1989a), Groves & Foster (1991), Hodgson (1993), Groves *et al.* (1998). Além disso, as condições de P (3 a 5,3 Kb) e T (350 a 410°C) encontradas caracterizaram esses depósitos como do tipo *lode* mesotermal hospedado em seqüências *greenstone belts* arqueanos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1991. Região de Marajoara- SE do Pará: prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. *Boletim de Resumos...* Belém, SBG/NO, p.130-141.
- AMARAL, G. 1984. Província Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.M.A.; HASUI, Y. (ed). *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher Ltda, p. 6-35.
- ARAÚJO, O.J.B.; & MAIA, R.G.N. 1991 (org). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. DNPM/CPRM. 164 p. il., 2 mapas dobr.
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P.; JOÃO, X.S.J; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém, 1994. *Boletim de Resumos...* Belém, SBG/NO, p. 299-301.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINO-AMER. GEOL., 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG/NO, v. 1, p. 324-338.
- AVELAR, V. G de; 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do estado do Pará, Amazônia Oriental*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 149 p. (Dissertação de Mestrado).
- AVELAR, V. G. de; CORREIA JUNIOR, F. C. C.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, E. M. B.1996. Geocronologia Pb/Pb em zircão do magmatismo ácido dos Terrenos *granitogreenstones* da região de Tucumã, Sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. *Anais....*Salvador. v6. p.612-614.
- AVELAR, V. G. de; LAFON, J. M.; CORREIA JUNIOR, F. C. C.; MACAMBIRA, E. M. B. 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: Novos resultados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(4): 449-456.
- AVELAR, V. G. de; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, E. M. B.1995. Geocronologia Pb/Pb em zircão do magmatismo da região de Tucumã, Amazônia Oriental, Brasil: Resultados preliminares. *Apud* Seminários do Curso de pós-graduação em Geologia e Geoquímica do Centro de Geociências, UFPa.
- AVELAR, V. G.; LAFON, J. M.; SCHELLER, T.; ARAÚJO, O. J. B. de; MACAMBIRA, E. M. B.. 1994. Geocronologia Pb/Pb por evaporação de zircão e Rb-Sr em rocha total do granito Seringa, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, *Anais...* Camboriú. 2, ST/09. p. 387.
- BARBOSA, A.A. 1996. *Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas graníticas da região de Redenção, sudeste do Estado do Pará*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 115 p. (Dissertação de Mestrado).
- BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J.R.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R. 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia*. Rio de Janeiro, Div. Fom. Prod. Min., DNPM (Mon. 19).
- BARKER, A.J. 1990. *Introduction to metamorphic textures and structures*. Blackie and Son limited. 162 p.

- BARNES H.L. (ed). 1979. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons. Inc. N.Y. 798 p.
- BARNES H.L. (ed). 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons. Inc. USA. 972 p.
- BARRIE, J.I & TOURET, J.L.R. 1999. Fluid inclusions studies of gold-bearing quartz from the Yirisen deposits, Sula Moutains greenstone belt, Massumbiri, Sierra Leone. *Ore Geol. Rev.* 14 (3-4), 203-225.
- BEISIEGEL, V.R; BERNADELLI, A.L; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.* 3: 215-242.
- BOWERS, T.E & HELGSON, H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:1247-1275.
- BOYLE, R.W. 1979. The geochemistry of gold an its deposits (together with a charpther on geochemical prospecting for the element). *Geol. Surv. Can., Bull* 280. 584 p.
- BROWN, P.E. & HAGEMANN, S.F.1994. MacFlinCor: A computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In: SHORT COURSE OF THE WORKING GROUP (IMA) "Inclusions in minerals". Pontignano – Siena, 1-4 september 1994. 231-250 p.
- BROWN, P.E. & LAMB, W.M. 1986. Mixing of H₂O-CO₂ fluid inclusions; Geobarometry and Archean gold deposits.. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 847-852.
- BROWN, P.E. & LAMB, W.M. 1989. PVT properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusions studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1209-1221.
- BROWNING, P.; GROVES, D. I.; BLOCKLEY, J. G.; ROSMAN, K. J. R. 1987. Lead isotope constraints on the age and source of gold mineralzation in the Archaean Yilgarn Block, Western Australia. *Econ. Geol.*82: 971-986.
- BURSNALL, J. T. (ed). 1989. *Mineralization and Shear Zones*. Montreal, Geol. Assoc. Canada, 299 p. (Short Course Notes, 6).
- COLVINE, A.C.; FYON, A. J.; HEATHER, K.B.; MARMONT, S; SMITH, P.M. E TROOP, D.G. 1988. *Archean lode gold deposits in Ontario*. Ontario Geological Survey. 136 p (Miscellaneous Paper 139).
- CONDIE, K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Amsterdam, Elsevier. 434p. (Development in Precambrian Geology 3).
- CONDIE, K.C. 1994. *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier. 528p. (Development in Precambrian Geology 11).
- 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. In: CONG. GEOL. CHILENO, 2, Arica, 1979. *Actas...* Santiago, v. 4, p. 137-148.
- CORDEIRO, A.A.C. & SAUERESSIG, R. 1980. Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. *Anais...* Camboriú. p 344. (Boletim 2).
- CORDEIRO, A. A. C.; ALVES, C. A.; FONSECA, L. R. 1982. Geologia da região de Gradaús. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, 1982. *Anais ...*Belém. SBG/NO, p. 50-53.
- CORREIA JUNIOR, F. C.. 1995. Geocronologia Pb-Pb em zircão do Granito Seringa, sul do Estado do Pará. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPA, 6, Belém. (no prelo).

- CORREIA JUNIOR, F. C.. 1996. Geocronologia Pb-Pb em zircão das Rochas Vulcânicas Ácidas do Grupo Tucumã, sul do Estado do Pará. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPA, 7, Belém. (no prelo).
- CORREIA JUNIOR, F. C.. 1997. *Geocronologia Pb-Pb em zircão das rochas magmáticas e metassedimentares de Tucumã, Sul do Pará*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 54p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- COSTA, J. B. S.; ARAÚJO, O. J. B.; DOS SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M.. 1995. A PMC: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, série Ciências da Terra* 7.
- COSTA, J. B. S.; MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G.; ARAÚJO, O. J. B.; PINHEIRO, R. V. L.; JORGE JOÃO, X. S.. 1993. Evolução litoestrutural da Região de São Félix do Xingu-Serra dos Carajás. *Rev. de Geoc.*, São Paulo, 12 (2): 315-332.
- COX, S.F; WALL, V.J.; ETHERIDGE, M.A.; POTTER, T.F. 1991. Deformation and metamorphic process in the formation mesothermal veins-hosted gold deposits. Examples from the Lachlan fold belt in Central Victoria, Australia. *Ore. Geol. Rev.* 6, 391-432.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, J. 1981. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. New York, John Wiley & Sons. 406 p.
- CUMMING, G.L. & RICHARDS, J.R. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 155-171.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA Jr., J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. 1981. Geologia. In: MME, Projeto Radambrasil. *Folha SC-22, Tocantins*. Rio de Janeiro, Convênio DNPM / CPRM / PROPESC, p. 21-196. (Levantamentos de Recursos Naturais, 22).
- CUNHA, B.C.C.; SANTOS, D.B.; PRADO, P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região de Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 873-885.
- DALL'AGNOL, R.; BITTENCOURT, J.S.; JOÃO, X.S.J.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T.; MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in the Northern Brazilian region: A review. *Rev. Bras. Geoc.*, 17 : 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; CASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Rev. Bras. Geoc.*, 16 : 11-23.
- DAVIS, D.W.; LOWENSTEIN, T.K.; SPENCER, R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O- NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica.Acta* 54, 591-601.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, 2nd ed. Essex, England, Longman Scientific & Technical, 696p.
- DIAS, G. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A. D. V.; BARROS, C. E. M. 1996. *Datações de zircão de sill de metagabro: Comprovação da idade arqueana da formação Águas Claras, Carajás- Pará*. V SGA, Belém, SBG/NO, p 376-379.
- DOCEGEO 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anexo aos Anais...* Belém, SBG/NO, p. 1-54.
- DOE, B.R.; & STACEY J. S. 1974. The application of lead isotopes to the problems of genesis and ore prospect evaluation: A Review. *Econ. Geol.* 69: 757.

- DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E. 1979. Chapter 2. Plumbtectonics I. The Phanerozoic. In: H.L. BARNES H.L. (ed). 1979. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons. Inc. N.Y. 22-70 p.
- EVANS, A.M. 1993. *Ore Geology and industrial minerals*. 3rd ed. Blackwell Scientific Publications. Geoscience Texts. 389 p.
- FAURE, G. 1977. *Principles of isotope geology*. London, J. Wiley & Sons. 464p.
- FENG, R.; FAN, J.; KERRICH, R. 1993. Noble metal abundance and characteristics of six granitic magma series, Archean Abitibi Belt, Pontiac Subprovince: Relationships to metallogeny and overprinting of mesothermal gold deposits. *Econ. Geol.*, 88: 1376-1401.
- FEYBESSE, J.L.; JOHAN, V.; TRIBOULET, C.; GUERROT, C.; MAYAGA-MIKOLO, F.; BOUCHOT, V.; EKO N'DONG, J. 1998. The West Central Africa belt: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, 87 (3-4): 163-218.
- FIGUEIRAS, A.J.M. & VILLAS, R.N.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da sequência clástica (pós-Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás, estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 832-846.
- FOSTER, R.P. (ed). 1984. Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, Zimbabwe, 1982. Proceedings...Rotterdam, Balkema, Geol. Soc. Zimbabwe, 753p (Spec. Publ. 1).
- FOSTER, R.P. (ed). 1991. *Gold metallogeny and exploration*. Glasgow, Blackie & Son Ltda., 432p.
- FOX, J.S. 1984. Besshi-type vulcanogenic sulphide deposits- a review. *CIM Bulletin*, 77 (864): 57-68.
- GAMMONS, C.H. & WILLIAMS-JONES, A.E. 1997. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Econ. Geol.*, 92:45-59.
- GARIÉPY, C. & DUPRÉ, B. 1991. Pb isotope and crustal-mantle evolution. In: HERMAN, L. & LUDDEN, J.N. eds. *Applications of radiogenic isotopes to problems in geology*. Mineral Assoc. of Canada. Short Course. p. 192 -224.
- GEBRE-MARIAM, M., GROVES, D.I., McNAUGHTON, N.J. 1997. Aqueous and CO₂- and CH₄- rich inclusions at the Archean Golden Kilometre gold deposit: multiple fluid sources and depositional mechanisms. *Chron. Rech. Min.*, 1997, 529, 59-73.
- 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. *Rev. Bras. Geoc.*, 16 : 201-211.
- GOELLNIGHT, N.M.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON. 1988. An epigenetic origin for the Telfer Gold Deposit. Western Australia. *Econ. Geol. Monog.* 6, 151-167.
- GOLDFARB, R.J.; LEACH, D.L.; ROSE, S.C.; LANDIS, G.P. 1988. Fluid inclusions Geochemistry of Gold-bearing quartz veins of the Juneau Gold Belt, Southeastern Alaska. Implications for Ore Genesis. *Econ. Geol. Monog.* 6, 363-375.
- GOLDFARB, R.J.; PHILLIPS, G.N.; NOKLEBERG, W.J. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore. Geol. Rev.* 13 (1-5) 185-218.
- GOODE, A.D.T.; SMYTH, E.L.; BIRCH, W.D.; BOSMA, L.I. (eds). 1988. Bicentennial Gold' 88, Sidney, 1988. Proceedings... Sidney, Geol. Soc. Australia.
- GROVES, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineral. Deposita*, 28, 366-374.
- GROVES, D.I. & FOSTER, R.P. 1991. Archean lode gold deposits. In: FOSTER, R.P. (ed). *Gold metallogeny and exploration*. Glasgow, Blackie & Son Ltda., p. 63-103.

- GROVES, D.I.; BARLEY, M.E.; HO, S.E. 1988. Nature, genesis, and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. *Econ. Geol. Monog.* 6, 71-85.
- GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, 13:7-27.
- GULSON, B.L. 1986. *Lead isotopes in mineral exploration*. Elsevier Science Publishing B. V. 245 p.
- HENLEY, R.W. 1973. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chem. Geology*, 11: 3-87.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO A.A.C.; MEIRELES, E. de M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, 1982. *Anais...Belém, SBG/NO.* p.100-110.
- HO, S.E. 1987 Fluid inclusions: their potential as an exploration tool for Archean gold deposits. In: HO, S.E. and GROVES, D.I. (ed). *Recent advances in understanding Precambrian Gold Deposits*. Geology Department and University Extension. University Western Australia. 11: 239-263.
- HO, S.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J. MIKUCKI, E.J. 1992. The source of ore fluids and solutes in Archean lode-gold deposits of Western Australia. *J. Vulcanolo. Geotherm. Research*, 50, 173-196.
- HO, S.E.; GROVES, D.I.; PHILLIPS, G.N. 1985. Fluid inclusions as indicators of the nature and source of fluids and ore depositional conditions for Archean Gold Deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 88: 149-158.
- HO, S.E.; McNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I. 1994. Criteria for determining initial lead isotopic compositions of pyrite in Archean lode-deposits: a case study at Victory, Kambala, Western Australia. *Chemical Geology*, 111 (1994) 57-84.
- HODGSON, C.J. 1988. *Precambrian lode gold deposits*. Queen's University, Kingston Ontario. 192 p.
- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geol. Rev.* 4, 231-273.
- HODGSON, C.J. 1993. Mesothermal lode-gold deposits. In: KIRKHAM, R.V., SINCLAIR, W.D., THORPE, R.I. AND DUKE, J.M., eds., *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada*, p. 635-678. (Special Paper, 40).
- HUHN, S. R. B. 1991. Controle estrutural dos depósitos e ocorrências auríferas do Terreno Granito-Greenstone da Região de Rio Maria. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. *Anais...Belém, SBG.* p.211-218.
- HUHN, S.R.B. 1992. *Geologia, Controle Estrutural e Gênese do Depósito Aurífero Babaçu, Região de Rio Maria, Sul do Pará*. Brasília. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. 169 p. (Dissertação de Mestrado).
- HUHN, S.R.B.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G. 1986. Caracterizações petrográficas, texturais e estruturais dos fluxos máfico-ultramáficos do "greenstone belt" Seringa, sul do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais... Goiânia, SBG*, v.2, p. 648-662.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVÊA, J.L.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.G.M.; COSTA, V.G. 1988. O terreno "granito greenstone" da Região de Rio Maria, sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais ... Belém, SBG*, v. 3, p. 1438-1452.

- IANHEZ, A.C.; SOUSA, A.M.S.; MONTALVÃO, M.R.G. 1980. Geologia da seqüência vulcano-sedimentar da Serra do Inajá, Santana do Araguaia. In: CONG. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, v. 5, p. 2918-2928.
- JESSEN, S.M. 1998. Tertiary mineralization and magmatism, East Greenland: lead isotope evidence for remobilization of continental crust. *Chemical Geology*, 150 (1-2): 119-144.
- JIA, Y.; LI, X.; KERRICH, R. 2000. A fluid inclusion study of Au-bearing quartz vein systems in the Central and North Deborah Deposits of the Bendigo Gold Field, Central Victoria, Australia. *Econ. Geol.*, 95(3), 467-494.
- KEYS, R.R.; RAMSAY, W.R.H.; GROVES, D.I. (ed). 1989. The geology of gold deposits: the perspective in 1988. El paso, Texas, Society of Economic Geologists, 667p. (Econ. Geol. Monogr. 6).
- KEER, P.F. 1974. Optical mineralogy. McGraw Hill Inc. 492 p.
- KENT, A.J.R, CASSIDY, K.F. FANNING, C.M. 1996. Archean gold mineralization synchronous with the final stages of cratonization, Yilgarn Craton, Western Australia. *Geology* 24, 879-882.
- KERRICH, R. 1990. Mesothermal gold deposits: A critique of genetic hypotheses. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A.; GREEN, S.B. (eds). 1990. Nuna Conference on Greenstone Gold and Crustal evolution., Val d'Or. May. *Proceedings...* Montreal. *Geological Association of Canada*, p.13-31.
- KERRICH, R. 1993. Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Mineral. Deposita*, 28, 362-365.
- KERRICH, R. & FYFE, W.S. 1981. The gold-carbonate association: source of CO₂, and fixations reaction in Archean lode deposits. *Chemical Geology*, 33:265-294.
- KERRICK, D.M. & JACOBS, G.K. 1981. A modified Redlich-Kwong equation for H₂O-CO₂ and H₂O-CO₂ mixtures at elevated pressures and temperatures. *Amer. J. Sci.* 281, 735-767.
- KRAUSKOPF K.B. 1967. Introduction to Geochemistry. McGraw Hill Inc. 721 p.
- KRÖNER, A. (ed). 1981. *Precambrian Plate Tectonics*. Developments in Precambrian Geology 4. Amsterdam. Elsevier. 781 p.
- KNUP, P.E. 1971. Reconhecimento geológico da região dos rios Itacaiúnas e Tocantins, estado do Pará. In: Cong. Bras. Geol. 25, Abstracts, SBG, São Paulo, p. 61-62
- LADEIRA, E.A. (ed). 1991. Brazil Gold'91, the economics, geology, geochemistry, and genesis of gold deposits, Belo Horizonte, 1991. *Proceedings...*Rotterdam, Balkema, 823p.
- LAFON, J.M. & MACAMBIRA, M.J.B. 1990. Datation Rb/Sr de la Granodiorite Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. C.R. *Acad. Sci. de Paris*, 310 (II): 1635-1641
- LAFON, J.M. & SCHELLER, T. 1994. Geocronologia Pb-Pb em zircão do granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, Pa. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...*Belém, SBG. p.321-324.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; PEREIRA, E.D.; SCHELLER, T. 1990. Geocronologia Rb/Sr em rochas totais e minerais do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, Pa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990, *Anais...*Natal, SBG., v.6, p. 2929-2940.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; GARCIA, R. 1988. Relatório sobre o estudo geocronológico Rb-Sr do Maciço Granítico da Serra da Seringa e dos Granulitos da Serra do Pium (PA). Relatório Final. Belém, FADESP/CPRM. 23p.
- LAFON, J.M.; PEREIRA, E.D.; MACAMBIRA, M.J.B.; VALE, A.G.; BARRADAS, J.A.S.. 1991. Geocronologia Rb - Sr da região de São Félix do Xingu: Resultados preliminares. In: *Anais...*Belém. Simp. Geol. Amaz., 3, SBG. 21-35 p.

- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; MACAMBIRA, E.M.B.; PEREIRA, E.D. 1995. Magmatisme anorogénique du Protérozoïque dans la région de São Félix do Xingu-Tucumã (Amazonie orientale, Brésil). Nouvelles données géochronologiques. C. R. *Acad. Sci. Paris*. 320,(2): 937-944.
- MACAMBIRA, E.M.B. & VALE, A.G. 1996. Aspectos geológicos e metalogenéticos do Greenstone Belt de Tucumã - Sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. *Anais...*Salvador. 3:230-232.
- MACAMBIRA, E.M.B. & VALE, A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. SÃO FÉLIX DO XINGU. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1997. 343 p. Apêndices e dois mapas.
- MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; SANTOS, M.D.; MOURA, C.A.V.; RAMOS, J.F.F. 1986. Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínio de Gradaús- sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia. *Anais...*Goiânia. SBG. 5:1956-1968.
- MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B; SCHELLER, T. and GOMES, A.B.C. 1996. Geocronologia Pb-Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás – Pará; indicador de idade dos BIFs. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, *Anais...*Salvador. SBG. 6:516-518.
- MACAMBIRA, J.B.; RAMOS, J.F.F.; ASSIS, J.F.P.; FIGUEIRAS, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte. Convênio SEPLAN/DOCEGEO/UFPA e Projeto Pojuca. Convênio DNPM/DOCEGEO / UFPA. Belém, Dept. Geologia., CG/ UFPA. 150p. (Relatório Final).
- MACAMBIRA, M.J.B & DALL'AGNOL, R. 1997. Zircon age for the Jamon Granite, SE Carajás Province, Brazil: new evidence for rocks older than 3.1 Ga in the Amazon craton. In: South-Amer. SYMP. ON ISOTOPE GEOL., C. do Jordão, Abst. P. 186-187.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, série Ciências da Terra 7.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1991. Em busca do embasamento Arqueano da região de Rio Maria, SE do estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1991. *Anais...*Belém, SBG. p.49-58.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. Resumos expandidos, v.2, p.188.
- MACDONALD, A.J. (ed). 1986. Gold'86, An International Symposium on the Geology of Gold, Toronto, 1986. Proceedings...Ontario, Konsult International Inc., 517p.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precamb. Res.*, 49 : 329-354.
- MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. 1997. Atlas of rock-forming minerals in thin section. England. Longman. 98 p.
- MARCOUX, E.1986. Isotopes du Plomb et paragenèse métalliques, traceurs de l'histoire des gîtes minéraux: illustration des concepts de source, d'héritage et de regionalisme dans les gîtes français applications en recherche minière.Université de Clemant-Ferrand II. (Thèse de Doctorat). 289p.

- MARTIN, H. 1994. The archaean grey gneiss and the genesis of continental crust. Chapter 6. In: CONDIE, K.C. 1994. *Archean Crustal Evolution*. Development in Precambrian Geology 11. Amsterdam, Elsevier. p. 205-260.
- MASON, B. 1971. Princípios de geoquímica. Tradução Rui Ribeiro Franco. Ed. Polígono. São Paulo. 403 p.
- McCAULLUM, I.S.; THURBER, M.W.; O'BRIEN, H.E.; NELSON, B.K. 1999. Lead isotopes in sulfides from the Stillwater Complex, Montana: evidence for subsolidus remobilization. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 137: 206-219.
- McNAUGHTON N.J., GROVES, D.I., WITT W.K. 1993. The source of lead in Archaean lode deposits of the Menzies-Kalgoorlie-Kambala region, Yilgarn Block, Western Australia. *Mineral. Deposita*, 28, 495-502.
- McPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN. 1993. Volcanic textures, a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania. Centre for ore deposit and exploration studies. Tasmania. 198 p.
- MEDEIROS, H. 1987. Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 184p. (Dissertação de Mestrado).
- MELLITO, K.M. & TASSINARI, C.C.G. 1998. Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do depósito de Salobo 3 α , Província Mineral de Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 40, Prodedings, Belo Horizonte, SBG, p. 119.
- MIKUCKI, E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional process in Archean lode-gold systems: A review. *Ore Geol. Rev.*, 13(1-5):307-321.
- MIKUCKI, E.J. & RIDLEY, J.R. 1993. The hidrothermal fluid of Archean lode-gold deposits: Constrain on its composition inferred from ore and wallrock alteration assemblages over a spectrum of metamorphic grades. *Miner. Deposita* 28, 469-481.
- MOORBATH, S. & TAYLOR, P.N. 1980. Evidências isotópicas para o crescimento continental no Pré-Cambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú, 1980. *Anais...Camboriú*. SBG. 6:25-63.
- MOORBAHT, S. TAYLOR, N. GOODIWIN, R. 1981. Origin of granitic magma by crustal remobilisation: Rb-Sr and Pb/Pb geochronology and isotope geochemistry of the late Archean Qôrqt granite complex of southern West Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1051-1060.
- MOUGEOT, R.; RESPAUD, J.P.; BRIQUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; LEROUGE, C.; MARCOUX, E.; HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.B.J. 1996. Isotope geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Pará, Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais... SBG*. v.3, p. 230-232.
- MOURA, C.A. & GAUDETTE, H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia belt: implication for Goldwana evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, 23 : 117-123.
- NESBITT, B.E. & MUEHLENBACHS, K. 1989. Geology, geochemistry, and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: evidence for ore formation from evolved meteoric water. In: KEAYS, R.R.; RAMSAY, W.R.H.; GROVES, D.I. (ed.) *The geology of gold deposits: the perspective in 1988*. El Paso, Texas, Society of Economic Geologists, p.552-563 (Econ. Geol., Monog. 6).
- NITSCH, K.H. 1970. Experimental determination of upper stability of stilplomelane. *Fortschr. Mineral*, 47: 48-49.

- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. 1994. Análise Faciológica e Estrutural da Formação Águas Claras. Pré-cambriano da Serra dos Carajás In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG. p.363-364.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. Belém-PA, Bol. Para. Emílio Goeldi, 7: 177- 197.
- OLIVEIRA, C.G. 1994. Deformação, Metamorfismo e Mineralização Aurífera no *Greenstone Belt* Sapucaia, sudeste do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG. p.365-367.
- OLIVEIRA, C.G. & LEONARDOS, O.H. 1990. The gold bearing Diadema shear zone, Brazil. *Econ. Geol.* 85: 1034-1043.
- OLIVEIRA, J. R. de; NETO, C. S. S.; COSTA, E. J. de S.. 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. SERRA PELADA. Folha SB.22-X-C. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1994. 209 p.
- PARRY, W.T. 1986. Estimation of XCO₂, P, and fluid inclusion volume from fluid inclusion temperature measurements in the system NaCl-CO₂-H₂O. *Econ. Geol.*, 81:1009-1013.
- PEREIRA, E.D. 1992. Contribuição à evolução geológica da parte Oriental da Província Amazônia Central através da geocronologia Rb-Sr da Província Mineral de Carajás e região de São Félix do Xingu, Pa. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 120p. (Dissertação de Mestrado).
- PERRING, C.S.; BARLEY, M.E.; CASSIDY, K.F.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; ROCK, N.M.S.; BETTENAY, L.F.; GOLDING, S.D.; HALLBERG, J.A. 1989. The association of linear orogenic belts, mantle-crustal magmatism, and archean gold mineralization in the eastern Yilgarn Block of Western Australia. *Econ. Geol. Monog.* 6, 571-584.
- PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1984. Fluid access and fluid-wall rock interaction in the genesis of the Archean gold-quartz vein deposit at Hunt mine, Kambalda, Western Australia, in Foster, R.P., ed., Gold'82: Rotterdam, A. A. Balkema Pub., p. 389-416.
- PHILPOTTS, A.R.. 1990. Mineral reactions involving H₂O and CO₂. In: Principals of Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Jersey. Hall, N., 498p. p.330-344
- PIGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1998. Datação de estruturas primárias e secundárias de zircões de granulitos do Complexo Pium, Província Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, *Anais...* Belo Horizonte. SBG. p.56.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário Camboriú-SC, 1994., *Anais...* Balneário Camboriú, SBG. v.2, p.390-393.
- PINHEIRO, R.V.L. 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-slip Systems, Amazon, Brazil. Durham. University of Durham. Department of Geological Sciences. 408 p. (Thesis of Doctorate)
- PRATT, A.R., HUCTWITH, C.M., VAN DER HEIDE, P.A.W., McINTYRE, N.S. 1998. Quantitative SIMS analysis of trace Au in pyrite using the infinite velocity (IV) method. *Jour. Geochem. Explor.*, 60(3):241-247.
- RAMDOHR, P. 1983. The Ore Minerals and their Intergrowths. Oxford. Pergamon. 2v.
- RAMOS, J.F.F.; MOURA, C.A.V.; MELO, C.F.; PEREIRA, J.L.; SERIQUE, J.S.B.; RODRIGUES, R.M. 1984. Uma discussão sobre as sequências sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 862-872.

- RIDLEY, J.; MIKUCKI, E.J.; GROVES, D.I. 1996. Archean lode-gold deposits: fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems. *Ore Geol. Rev.*, 10(3-6):279-293.
- ROBERTS, R.G. 1987. Archean Lode-gold Deposits. Ore Deposits Models N° 11, Geoscience Canada, 14 : 37-52.
- RODRIGUES, E.M.S. 1992. Implantação da metodologia Pb-Pb em rocha total: Exemplos de aplicação na Província Mineral de Carajás. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 128p. (Dissertação de Mestrado).
- RODRIGUES E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, *Anais...* São Paulo. SBG. P. 183-184.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid Inclusions. Washington, Mineralogical Society of America, 646 p. (Reviews in Mineralogy, 12).
- ROMBERGER, S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A.; GREEN, S.B. (eds). 1990. Nuna Conference on Greenstone Gold and Crustal evolution., Val d'Or. May. *Proceedings...* Montreal. *Geological Association of Canada*, p.61-66.
- SANTOS, B.A. 1981. Amazônia, potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento. São Paulo, T.A. Queiroz, Editora da USP, 256p.
- SANTOS, M. D. 1995. O papel dos granitóides na gênese dos depósitos de ouro tipo *lode* Arqueano: Caso da jazida do Cumarú – PA. Brasília. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. 157 p. (Tese de Doutorado).
- SANTOS, M.D.; LEONARDOS, O.H.; FOSTER, R.P.; FALLICK, A.E. 1998. The lode-porphry model as deduced from the Cumarú mesothermal granitoid-hosted gold deposit, Southern Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 28: 327-338
- SEITZ, J. & PASTERIS, J.D. 1990. Theoretical and practical aspects of differential partitioning of gases by clathrate hydrates in fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 53, 631-639.
- SEWARD, T.M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 37, 379-399.
- SEWARD, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal system. In: FOSTER, R.P. (ed). *Gold' 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits, Zimbabwe, 1982. Proceedings...* Rotterdam, Balkema, Geol. Soc. Zimbabwe, p .165-181 (Spec. Publ. 1).
- SHEPHERD, T. J.; RANKING, A. H.; ALDERTON, D. H. M. 1985 A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Black & Son Ltd. New York. 237 p.
- SIBSON, R.H. & SCOTT, J. 1998. Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Ontago, New Zealand. *Ore Geol. Rev.* 13(1-5), 551-555.
- SIBSON, R.H.; ROBERT, F.; POUSEN, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16:551-555.
- SILVA, C.M.G. 1996. O prospecto Águas Claras, Serra dos Carajás (PA): Alteração Hidrotermal e Mineralizações de Sulfetos Associada. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 127 p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: MME- Projeto RadamBrasil, Folha SB.22 (Araguaia) e SC.22 Tocantins. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, DNPM, v.4, p.13-143.

- SOARES, V.S.; SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A.; BELLA, V.M.; MARTINS, L.P.B. 1994. Área águas claras: Contexto geológico e mineralizações. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...*Belém, SBG. p.379-382.
- SOUZA, A.E. & IGREJA, P.A.M.(coord.) 1999. Sumário Mineral Brasileiro. Departamento Nacional de Produção Mineral. MME. Brasília. v: 19. 106 p.
- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA) Implicações estratigráficas. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5., Belém, 1996. *Boletim de Resumos Expandidos...*Belém, SBG. p.380-382.
- SPRY, A. 1974. *Metamorphic Textures*. Pergamon Press. 350 p.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26 : 207-221.
- STRECKEISEN, AL. 1967. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. In: Final Report of an Inquiry. *NJb Miner. Ash. Stuttgart*. 107. 2u. 3, 144-214.
- SUTCLIFFE, R.H.; BARRIE, C.T.; BURROWS, D.R.; BEAKHOUSE, G.P. 1993. Plutonism in the Southern Abitibi Subprovince: A Tectonic and Petrogenetic Framework. *Econ. Geol.*, 88 : 1359-1375.
- SWANENBERG, H.E.C. 1979. Phase equilibria in carbonic systems, and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68:303 – 306.
- TASSINARI, C.C.G. 1999. Radiogenic isotopes in ore deposits: A Overview. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Cordoba, 1999. *Actas...*Cordoba. p. 574.
- TRENDALL, A.F.; BASEI, M.A.S.; DE LAETER, J.R. & NELSON, D.R. (1998) Shrimp zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão Pará Group, Amazonian Craton. *Journal of South America Earth Science*, 11:265-277.
- UYTENBOGAADT, W. & BURKE, E.A.J. 1971. Tables for microscopic identification of ore minerals. Amsterdam, Elsevier, 430p.
- VILLAS BOAS, J.M.; QUARESMA, J.B.; JORGE JOÃO, X.S. 1980. Projeto prospecção de carvão energético nas áreas de ocorrência da Formação Rio Fresco. Relatório Final. Belém, 36p. CPRM-Belém-PA.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J., GILBERT, C.M. 1970. Petrografia, uma introdução ao estudo das rochas em sessões delgadas. Tradução: Rui Ribeiro Franco. Polígono. São Paulo. 445 p.
- WINKLER. H.G.F. 1977. *Petrogênese das Rochas Metamórficas*. Tradução Carlos Burger Junior. São Paulo. Edgar Blücher. Porto Alegre. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 254 p.
- WIRTH, K. R.; GIBBS, A. K.; OLSZEWSKI Jr, W. J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará (Brazil). *Rev. Bras. Geoc.* 16: 195-200.
- XAVIER, R.P & FOSTER, R.P. 1999. Fluid evolution and chemical controls in the fazenda Maria Preta (FMP) gold deposit, Rio Itapecuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Chemical Geology*, 154(1-4):133-154.
- YANG, S.X. & BLUM, N. 1999. Arsenic as an indicator element for gold exploration in the region of the Xiangxi Au-Sb-W deposits, NW Hunan, PR China. *Jour. Geochem. Explor.*, 66(3):441-456.
- YARDLEY, B.W.D. 1994. Introdução à petrologia metamórfica. Tradução: Reinhardt Fuck. Ed Universidade de Brasília. Brasília. 340 p.

ZARTMAN, R.E. and DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics- The Model. *Tectonophysics*. 74: 135-162.