

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**O PAPEL DO METAMORFISMO E FASES FLUIDAS NA
GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO DE COBRE DE SALOBO,
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ.**

Karin Réquia

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Este exemplar corresponde à a
redação final da tese defendida
por Karin C.M. Réquia
e aprovada pelo Conselho Julgador
em 02/05/95


ORIENTADOR

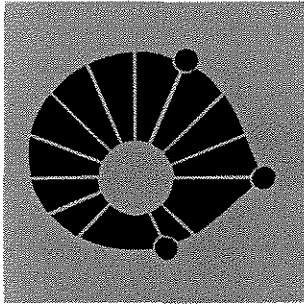
CAMPINAS - SÃO PAULO

JUNHO - 1995

R299p

25132/BC

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**O PAPEL DO METAMORFISMO E FASES FLUIDAS NA
GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO DE COBRE DE SALOBO,
PROVÍNCIA MINERAL DE CARJÁS, PARÁ.**

Karin Réquia

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
requisito parcial para obtenção do título de Mestre em
Geociências - Área de Metalogênese.

Orientador: Prof.Dr. Roberto Perez Xavier - Universidade
Estadual de Campinas

Co-Orientador: Prof.Dr. Bernardino R. de Figueiredo - Universidade
Estadual de Campinas

CAMPINAS - SÃO PAULO

JUNHO - 1995

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UNICAMP

R299p

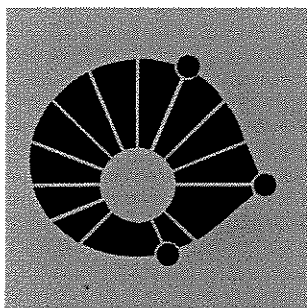
Réquia, Karin

O papel do metamorfismo e fases fluidas na gênese da mineralização de cobre de SALOBO, Província mineral de Carajás, Pará / Karin Réquia.- Campinas, SP : [s.n.], 1995.

Orientadores: Roberto Perez Xavier, Bernardino Ribeiro Figueiredo

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Mineralização - Cobre. 2. Arqueano - Geologia
3. Inclusões Fluidas. 4. Metamorfismo (geologia).
I. Xavier, Roberto Perez. II. Figueiredo, Bernardino
Ribeiro. III. Universidade Estadual de Campinas.
Instituto de Geociências. IV. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

O PAPEL DO METAMORFISMO E FASES FLUIDAS NA GÊNESE DA
MINERALIZAÇÃO DE COBRE DE SALOBO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS,
PARÁ.

AUTORA: Karin Réquia

ORIENTADOR: Prof.Dr. Roberto Perez Xavier

CO-ORIENTADOR: Prof.Dr. Bernardino R. de Figueiredo

COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE: Prof.Dr. Roberto Perez Xavier

EXAMINADORES:

Prof.Dr. Kazuo Fuzikawa

Prof.Dr. Elson Paiva de Oliveira

CAMPINAS, DE JUNHO DE 1995.

Aos meus queridos

Hélio, Cecília e Sieg

*The Road goes ever and on
Down from the door where it began
Now for ahead the Road has gone,
And I must follow, if I can,
Pursuing it with eager feet,
Until it joins some larger way
Where many paths and errands meet
And whither then? I cannot say.*

J.R.R. Tolkien

AGRADECIMENTOS

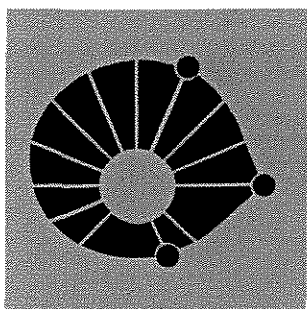
Eu gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos ao Dr. Roberto P. Xavier, cujo envolvimento constante neste projeto de pesquisa foi fundamental para a minha formação na área de inclusões fluidas e para a realização deste trabalho. Ao Dr. Bernardino R. de Figueiredo, minha gratidão pelas inúmeras discussões, pelo incentivo e apoio durante estes anos, e sobretudo, por ter acreditado em mim. A todos os funcionários do IG, sem os quais o desenvolvimento do meu trabalho seria muito difícil, em especial, Tânia, Ângela, Cristina, Neide, Jô, Márcia, Dora, Odimilson, Juarez e Sr. Aníbal, o meu muito obrigada. À maravilhosa Val, não consegui encontrar palavras para agradecer, mesmo assim, muito obrigada.

A convivência com os colegas também foi importante durante este período da minha vida, contribuindo para minha formação pessoal, por isso, gostaria de agradecer a todos os colegas do IG, particularmente ao Mauro, Ronaldo, Erasmo, Helena, Solange, Claudinha, Hector e Mauro G. Aos meus amigos Araguacy e Mucinho, a minha carinhosa gratidão e eterna amizade. Também gostaria de agradecer aos meus queridos Fred e Magali, por terem chegado trazendo tanta felicidade neste momento da minha vida.

Em termos de assistência externa, gostaria de agradecer o auxílio prestado pelos geólogos Bruno Riffel e Anete nas análises por microscopia e microsonda eletrônica, respectivamente. Aos geólogos e técnicos que participaram da etapa de campo deste trabalho e que me deram a maior força, em especial Vitório Takai, Siqueira, Clóvis, Adriana, Elecilda e Adalene, muito obrigada.

Meus sinceros agradecimentos à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior), FAEP (Fundo de Apoio ao Ensino e Pesquisa) e, sobretudo, à FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), pelo apoio financeiro sem o qual este projeto não seria possível; à Companhia Vale do Rio Doce, Rio Doce Geologia e Mineração S/A e Salobo Metais, por permitirem o acesso à área estudada e aos dados de campo disponíveis, assim como pela acomodação e transporte na etapa de campo.

Aos meus pais, que sempre me apoiaram e a quem devo tudo o que sou, dedico este trabalho de todo o coração. Esta dissertação também é dedicada a uma pessoa maravilhosa, cujo amor, compreensão, carinho, estímulo e paciência foram fundamentais para a concretização do meu trabalho. Danke für alles, Sieg.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

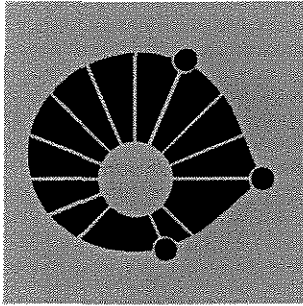
ÁREA DE METALOGÊNESE

RESUMO

O PAPEL DO METAMORFISMO E FASES FLUIDAS NA GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO DE COBRE DE SALOBO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ.

Karin Réquia

O depósito polimetálico de Salobo, Pará, é constituído principalmente por uma mineralização primária de Cu (Au, Ag, Mo), hospedada por formações ferríferas arqueanas da Sequência Salobo. As formações ferríferas tipo 1 (magnetita-fayalita-grunerita \pm biotita-hastingsita-almândina-greenalita-fluorita-apatita-alanita-turmalina-titanita-calcopirita-bornita-uraninita-grafita-ilmenita-molibdenita-cobaltita-saflorita-ouro) e tipo 2 (magnetita-almândina-grunerita-biotita \pm quartzo-turmalina-clorita-fayalita-apatita-alanita-zircão-grafita-bornita-calcosita-molibdenita-uraninita) foram submetidas a um metamorfismo progressivo de fácies anfibolito alto (650°C, 3 kbars, $fO_2 = 10^{-20}$ - 10^{-18} bars), seguido por um evento metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde alto (347°C, temperatura dada pelo geotermômetro da clorita). A mineralização de Cu consiste de disseminações de bornita-calcopirita e bornita-calcosita, associadas a lentes ricas em magnetita. Durante a evolução metamórfica do depósito, sob condições de fácies anfibolito alto, é provável que a assembléia sulfetada tenha sido representada por uma solução sólida cúbica, rica em Cu (i.s.s.), em equilíbrio com a solução sólida da bornita. Em condições retrometamórficas de fácies xisto verde, a assembléia sulfetada evoluiu para calcopirita tetragonal, estável abaixo de 547°C, e bornita e calcosita, provenientes da decomposição da solução sólida da bornita, a temperaturas inferiores a 335°C. A associação do Au rico em Cu (6,98-10,82% peso Cu) com cobaltita, sulfetos de Cu e veios de clorita, juntamente com o intervalo de temperatura de estabilidade do Au e cobaltita ($T < 400^\circ\text{C}$), indica uma forte relação entre o evento metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde e os fluidos responsáveis pela remobilização do Cu e Au. O estudo de inclusões fluidas revelou a ocorrência de 2 tipos de inclusões: inclusões monofásicas carbônicas (CO_2 e $< 10 \text{ mol\% CH}_4$) e inclusões aquosas, sub-divididas em aquosas de salinidade elevada (30,6-58,4% peso eq. NaCl) e de salinidade baixa a moderada (1,0-25,8% peso eq. NaCl). Os fluidos carbônicos são interpretados como fluidos gerados ou reequilibrados sob condições metamórficas de fácies anfibolito alto. A composição dos fluidos aquosos de salinidade elevada (pH ácido, $fO_2 = 10^{-30}$ - 10^{-28} bars, $\Sigma S = 0,1$ - $0,01$ molal) pode ser estimada em cerca de 45% em peso de NaCl e 5,3% em peso de $\text{MgCl}_2 \pm \text{FeCl}_2 \pm \text{CaCl}_2$. As possíveis fontes destes fluidos dominantes durante o evento metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde incluem águas de formação, águas meteóricas, que tornaram-se altamente salinas por reações de hidratação retrógradas, ou magmáticas, constituindo os prováveis responsáveis pela remobilização do Cu e Au via complexos de Cl^- . Os fluidos de salinidade baixa a moderada são interpretados como soluções aquosas de origem externa, provavelmente águas meteóricas, que causaram uma diluição progressiva do fluido de salinidade elevada. As isócoras representando a variação composicional dos fluidos das inclusões aquosas salinas, combinadas com o geotermômetro da clorita, demonstraram que a deposição do Cu e Au ocorreu entre 334°-366°C e 3,7-1,4 kbars. A diminuição na a_{Cl^-} gerada pela mistura de fluidos e o subsequente resfriamento, provavelmente constituem os principais mecanismos de deposição dos metais no depósito de Salobo.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

ABSTRACT

THE ROLE OF METAMORPHISM AND FLUID PHASES IN THE GENESIS OF THE COPPER MINERALIZATION OF THE SALOBO ORE DEPOSIT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, PARÁ.

Karin Réquia

The Salobo polymetallic ore deposit, Pará, consists of a primary Cu (Au, Ag, Mo) mineralization, hosted by Archean iron formations of the Salobo sequence. The type 1 (magnetite-fayalite-grunerite \pm biotite-hastingsite-almandine-greenalite-fluorite-apatite-allanite-tourmaline-titanite-chalcopyrite-bornite-uraninite-graphite-ilmenite-molybdenite-cobaltite-saflorite-gold) and type 2 (magnetite-almandine-grunerite-biotite \pm quartz-tourmaline-chlorite-fayalite-apatite-allanite-graphite-bornite-chalcosite-molybdenite-uraninite) iron formations underwent a progressive high amphibolite facies metamorphism (650°C, 3 kbars, $fO_2 = 10^{-20}$ - 10^{-18} bars), followed by a greenschist facies metamorphic-hydrothermal event (347°C, given by the chlorite geothermometry). The Cu mineralization is mostly formed by bornite-chalcopyrite and bornite-chalcosite disseminations, in association with magnetite-rich levels. During the metamorphic evolution of the ore deposit, under high amphibolite facies conditions, the sulfide assemblage was probably represented by a Cu-rich cubic solid solution (i.s.s.), in equilibrium with a bornite solid solution. The evolution of the sulfide assemblage to tetragonal chalcopyrite, stable below 547°C, and to bornite and chalcocite from the separation of the bornite solid solution at 335°C, took place at the greenschist facies retrograde event. The association of the Cu-rich gold (6.98-10.82 wt% Cu) with cobaltite, Cu sulfides and chlorite veins, together with the stability temperature range of Au and cobaltite ($T < 400^\circ\text{C}$), indicates a strong relationship between the greenschist facies metamorphic-hydrothermal event and the fluids involved in the Cu and Au remobilization. Fluid inclusion studies showed that two types of fluid inclusions occur in the Salobo ore deposit: monophasic carbonic inclusions (CO_2 e < 10 mol% CH_4) and aqueous inclusions, subdivided into highly saline aqueous inclusions (30.6-58.4 wt% eq.NaCl) and low to moderate saline aqueous inclusions (1.0-25.8 wt% eq.NaCl). The carbonic fluids are interpreted as fluids generated or re-equilibrated under high amphibolite facies conditions. The bulk composition of the highly saline aqueous fluids (acidic pH, $fO_2 = 10^{-30}$ - 10^{-28} bars, $\Sigma S = 0.1$ - 0.01 molal) is estimated around 45 wt% NaCl and 5.3 wt% $\text{MgCl}_2 \pm \text{FeCl}_2 \pm \text{CaCl}_2$. Those highly saline fluids seem to be the responsible for both Cu and Au remobilization, via Cl^- complexes, during the greenschist facies metamorphic-hydrothermal event and probable sources include formation waters, meteoric waters which became highly saline through retrograde hydration reactions, and magmatic waters. The low to moderate saline aqueous fluids can be interpreted as externally-derived solutions, probably meteoric waters, which caused a progressive dilution of the highly saline fluids. The bulk-density isochores representing the compositional range of the saline aqueous inclusion fluids, combined with the chlorite geothermometry, demonstrated that Cu and Au deposition probably occurred in the range of 334° to 366°C and 3.7-1.4 kbars. The decreasing in the a_{Cl^-} , caused by fluid mixing, and the subsequent cooling, possibly are the main mechanisms for the metal deposition in the Salobo ore deposit.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

1.1. Cobre em formações ferríferas.....	1
1.2. Objetivos.....	2
1.3. Apresentação.....	2

CAPÍTULO 2: A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

2.1. Geologia regional.....	4
2.2. Geocronologia.....	8
2.3. Ambiente geodinâmico.....	9
2.4. O potencial metalogenético da Província Mineral de Carajás.....	11
2.5. O depósito polimetálico de Salobo.....	12

CAPÍTULO 3: PETROLOGIA DE MINÉRIOS

3.1. Introdução.....	16
3.2. Petrografia e metamorfismo das rochas hospedeiras.....	16
3.2.1. Caracterização petrográfica das formações ferríferas.....	16
3.2.2. Metamorfismo das formações ferríferas.....	21
<i>Relações entre as fases minerais e o metamorfismo em formações ferríferas...</i>	<i>21</i>
<i>Caracterização dos eventos metamórficos impressos nas rochas hospedeiras..</i>	<i>24</i>
3.3. Associações paragenéticas e feições texturais.....	29
3.3.1. Assembléias óxido-sulfetadas.....	29
<i>Magnetita.....</i>	<i>29</i>

<i>Calcopirita, bornita, calcosita</i>	30
<i>Minerais acessórios</i>	33
3.3.2. Ouro e paragêneses associadas.....	33
<i>Ouro</i>	33
<i>Diarsenetos e sulfoarsenetos</i>	36
3.4. Evolução da mineralização: o papel do metamorfismo.....	36

CAPÍTULO 4: QUÍMICA MINERAL

4.1. Introdução.....	42
4.2. Materiais e métodos.....	42
4.3. Composições químicas dos silicatos.....	43
<i>Clorita</i>	43
<i>Turmalina</i>	44
4.4. Magnetita.....	47
4.5. Ouro e paragêneses minerais associadas.....	48
<i>Ouro</i>	48
<i>Diarsenetos</i>	49
<i>Sulfoarsenetos</i>	51
4.6. Temperaturas estimadas a partir das paragêneses minerais: implicações na deposição dos metais.....	52

CAPÍTULO 5: CARACTERIZAÇÃO DAS FASES FLUIDAS

5.1. Introdução.....	56
5.2. Metodologia.....	57
5.2.1. Amostragem.....	57
5.2.2. Métodos analíticos.....	57
<i>Microtermometria</i>	57

<i>Espectroscopia Raman a laser</i>	58
5.3. Tipos de inclusões fluidas e modos de ocorrência.....	58
5.3.1. Tipo 1: inclusões monofásicas carbônicas.....	59
5.3.2. Tipo 2: inclusões aquosas.....	62
<i>Tipo 2A: aquosas de salinidade elevada</i>	63
<i>Tipo 2B: inclusões aquosas de salinidade baixa a moderada</i>	65
5.4. Composição química dos fluidos.....	66
5.4.1. Inclusões do tipo 1.....	66
<i>Mudanças de fase</i>	66
<i>Composição da fase carbônica</i>	66
5.4.2. Inclusões do tipo 2.....	71
5.5. Modelamento das fases fluidas.....	83
5.5.1. Cronologia relativa dos fluidos.....	83
5.5.2. Fluidos carbônicos.....	83
5.5.3. Fluidos aquosos.....	86
5.6. Fluidos mineralizantes e a gênese da mineralização polimetálica de Salobo.....	90
5.6.1. Condições de P-T de deposição dos metais a partir do fluido mineralizante.....	90
5.6.2. Parâmetros físico-químicos e prováveis mecanismos relacionados ao transporte e à deposição do Cu, Au e Ag.....	93
CAPÍTULO 6: CONCLUSÕES	100
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105
ANEXOS	
Anexo A: Amostras utilizadas nas investigações petrográficas.....	115
A.1. Lâminas delgada-polidas.....	115

A.2. Lâminas delgadas.....	115
A.3. Seções polidas.....	117
Anexo B: Análises de microsonda eletrônica.....	119
B.1. Amostras analisadas por microsonda eletrônica.....	119
B.2. Análises químicas dos silicatos e minerais de minério.....	119
Anexo C: Estudo das inclusões fluidas.....	127
C.1. Amostras selecionadas para o estudo das inclusões fluidas.....	127
C2. Resultados microtermométricos.....	128
C3. Espectros de análises por microsonda Raman a laser.....	152

LISTA DE FIGURAS

2.1. Mapa de localização da Sub-Província Carajás e Cráton Amazônico.....	5
2.2. Mapa geológico de Carajás.....	6
2.3. Mapa esquemático do Lineamento Cinzento.....	10
2.4. Mapa geológico esquemático do depósito de Salobo.....	13
2.5. Seção geológica A-B do depósito de Salobo.....	14
3.1. Mineralogia das formações ferríferas do depósito de Salobo.....	18
3.2. Mineralogia das formações ferríferas do depósito de Salobo.....	22
3.3. Condições de T - fO_2 para o metamorfismo progressivo das formações ferríferas.....	26
3.4. Relações de fase em vários tipos de formações ferríferas de alto grau.....	27
3.5. Mineralogia do minério hospedado pelas formações ferríferas.....	31
3.6. Mineralogia do minério hospedado pelas formações ferríferas.....	34
3.7. Relações de fase no sistema Cu-Fe-S a 600°C.....	38
3.8. Relações de fase no sistema Cu-Fe-S a 300°C.....	39
3.9. Relações de fase no sistema Cu-Fe-S a 25°C.....	40
4.1. Classificação química das cloritas de Salobo.....	44
4.2. Diagrama Al(IV) vs. Fe/Fe+Mg das cloritas de Salobo.....	45
4.3. Diagrama ternário Fe-Al-Mg mostrando as composições das turmalinas de Salobo.....	46
4.4. Diagrama ternário Au-Cu-Ag mostrando as composições do Au de Salobo.....	49
4.5. Diagrama ternário indicando a variação composicional das safloritas do depósito de Salobo.....	51
4.6. Diagrama ternário FeAsS-CoAsS-NiAsS indicando a variação composicional das cobaltitas do depósito de Salobo.....	53
4.7. Variação das temperaturas obtidas pelo geotermômetro da clorita.....	54
5.1. Tipos de inclusões fluidas e seus modos de ocorrência.....	60
5.2. Ilustração esquemática dos modos de ocorrência de inclusões do tipo 1.....	62
5.3. Ilustração esquemática dos modos de ocorrência de inclusões do tipo 1 e 2A.....	63
5.4. Ilustração esquemática dos modos de ocorrência de inclusões do tipo 2A e 2B.....	64

5.5. Mudanças de fase observadas em inclusões monofásicas carbônicas.....	67
5.6. Características microtermométricas das inclusões do tipo 1.....	68
5.7. Homogeneização do CO ₂ vs. fusão do CO ₂ para inclusões do tipo 1.....	69
5.8. Características microtermométricas das inclusões do tipo 1.....	70
5.9. Gráfico VM vs. XCH ₄ para o sistema CO ₂ -CH ₄	73
5.10. Características microtermométricas das inclusões tipo 2A e 2B.....	74
5.11. Características microtermométricas das inclusões tipo 2A e 2B.....	75
5.12. Diagrama mostrando as relações de P-T com os modos de homogeneização das inclusões aquosas salinas.....	77
5.13. Características microtermométricas das inclusões tipo 2A e 2B.....	78
5.14. Diagrama Tfg vs. Teu para inclusões do tipo 2A e 2B.....	80
5.15. Diagrama ternário para o sistema H ₂ O-NaCl-MgCl ₂	81
5.16. Gráfico Tht vs. salinidade para inclusões aquosas do tipo 2A e 2B.....	82
5.17. Isócoras representando as variações de densidade do fluido rico em CO ₂	87
5.18. Condições de P-T de deposição do Au e sulfetos de Cu.....	92
5.19. Diagramas de estabilidade dos sulfetos de Cu-Fe e óxido de Fe em função das atividades de Cu ⁺ e Fe ⁺²	94
5.20. Diagrama pH vs. fO ₂ mostrando a estabilidade dos sulfetos de Cu e Fe.....	95
5.21. Concentração de Cu em função do pH e modalidade total de S.....	96
5.22. Diagrama da solubilidade do Au em função da T e fO ₂	98

LISTA DE TABELAS

3.1. Possíveis reações no sistema Fe-Mg-Si-O-H correspondentes ao metamorfismo de alto grau.....	25
3.2. Estabilidades relativas dos minerais das formações ferríferas de Salobo em função do grau metamórfico.....	28
4.1. Análises químicas representativas das magnetitas do depósito de Salobo.....	47
4.2. Análises químicas do Au das formações ferríferas de Salobo.....	48
4.3. Análises químicas representativas das safloritas do depósito de Salobo.....	50
4.4. Análises químicas representativas das cobaltitas do depósito de Salobo.....	52
5.1. Determinações do conteúdo de CH ₄ de inclusões representativas do tipo 1.....	71

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. COBRE EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS

Os principais tipos de depósitos de Cu, expressivos no panorama mundial, incluem depósitos magmáticos em complexos máficos-ultramáficos (*e.g.* Sudbury, Kambalda), depósitos vulcanogênicos (*e.g.* Kuroko), depósitos do tipo *stratabound* (*e.g.* Kupferschiefer, cinturão cuprífero do Zaire) e do tipo pórfiro (*e.g.* Chuquicamata, La Escondida). O estudo dos depósitos acima, particularmente quanto à origem do Cu e às condições de formação da mineralização, resultam em valiosas informações para a previsão de áreas alvo na prospecção de Cu e metais associados. Neste contexto, os depósitos de Cu hospedados por formações ferríferas são pouco conhecidos, assim como os processos que conduzem à gênese de mineralizações cupríferas nestes ambientes.

No Brasil, as reservas de Cu foram significativamente elevadas com a descoberta do depósito de Salobo em 1977, correspondendo a um aumento de 256 milhões de toneladas, com teores de 0,8 a 1,1% de Cu. O depósito de Salobo destaca-se entre os principais depósitos de Cu brasileiros (Caraíba, Mara Rosa, Camaquã) pelo seu potencial cuprífero e pela sua geologia, onde a mineralização cuprífera encontra-se hospedada por formações ferríferas.

Em virtude da sua importância econômica e metalogenética, o depósito de Salobo foi escolhido como a área modelo deste estudo.

1.2. OBJETIVOS

Os tópicos desenvolvidos neste trabalho concentram-se principalmente na avaliação dos processos responsáveis pela formação da mineralização de Cu de Salobo e sua evolução com os episódios metamórficos-hidrotermais a que foi submetida. Neste contexto, os tópicos abordados no estudo da mineralização de Cu de Salobo incluem:

- (i) a caracterização paragenética, textural e química da mineralização;
- (ii) a investigação dos efeitos do metamorfismo nas paragéneses de minério;
- (iii) a definição da química e evolução dos fluidos envolvidos na história metamórfica da área e na formação da mineralização;
- (iv) a definição das condições de P-T de formação da mineralização;
- (v) a análise dos principais mecanismos de transporte e precipitação dos metais (Cu, Au) a partir das fases fluidas;

Para atingir os objetivos acima, foram realizados estudos petrográficos da mineralização e das rochas hospedeiras, análises das paragéneses minerais por microscopia e microsonda eletrônica e estudos de inclusões fluidas por microtermometria e espectroscopia Raman a laser.

1.3. APRESENTAÇÃO

O **capítulo 1** introduz ao tema e à área modelo deste estudo. O **capítulo 2** apresenta o conhecimento atual da geologia, metalogenia e evolução geotectônica da Província Mineral de Carajás, com ênfase no depósito de Salobo. O **capítulo 3** descreve as paragéneses e texturas do

minério e das rochas hospedeiras, abordando as transformações sofridas pela mineralização com os eventos metamórficos. As composições químicas das assembléias de minério e minerais associados, assim como as prováveis condições de deposição do Cu e Au, são discutidas no **capítulo 4**. O **capítulo 5** envolve a caracterização das fases fluidas presentes no depósito de Salobo, particularmente dos fluidos mineralizantes, através do estudo de inclusões fluidas por microtermometria e espectroscopia Raman. As principais conclusões do trabalho encontram-se no **capítulo 6**.

CAPÍTULO 2

A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

2.1. GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral de Carajás localiza-se ao sul do Estado do Pará, a 550 Km SW da capital Belém, e está incluída na Sub-Província Carajás (Amaral, 1984), uma sub-divisão da Província Tapajós, na porção oriental do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981; Fig. 2.1). É limitada ao norte pelas coberturas paleo-mesozóicas da Bacia Amazônica; a leste pela Faixa Móvel Tocantins-Araguaia; ao sul pelos sedimentos quaternários do rio Xingú e a oeste por granitos estaníferos, vulcânicas félsicas e rochas sedimentares clásticas associados ao Grupo Uatumã (Oliveira e Leonardos, 1943).

Desde meados da década de 70, diversos trabalhos têm sido realizados na tentativa de estabelecer o arcabouço geológico da região, onde destacam-se os trabalhos de Gomes *et al.* (1975), Amaral (1974), Beisiegel *et al.* (1973), Silva *et al.* (1974), Hirata *et al.* (1982), DOCEGEO (1988) e Araújo e Maia (1991). Com base nos conteúdos litoestratigráficos destes trabalhos, as unidades que constituem a Província Mineral de Carajás podem ser sintetizadas em quatro unidades principais: Supergrupo Andorinhas/Serra do Inajá (DOCEGEO, 1988), Complexo Xingú (Silva *et al.*, 1974), Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988) e Grupo Rio Fresco (Silva *et al.*, 1974). A disposição regional destas unidades está representada nas Figuras 2.1 e 2.2.

O Supergrupo Andorinhas/Serra do Inajá ocupa a porção sul da Província, sendo

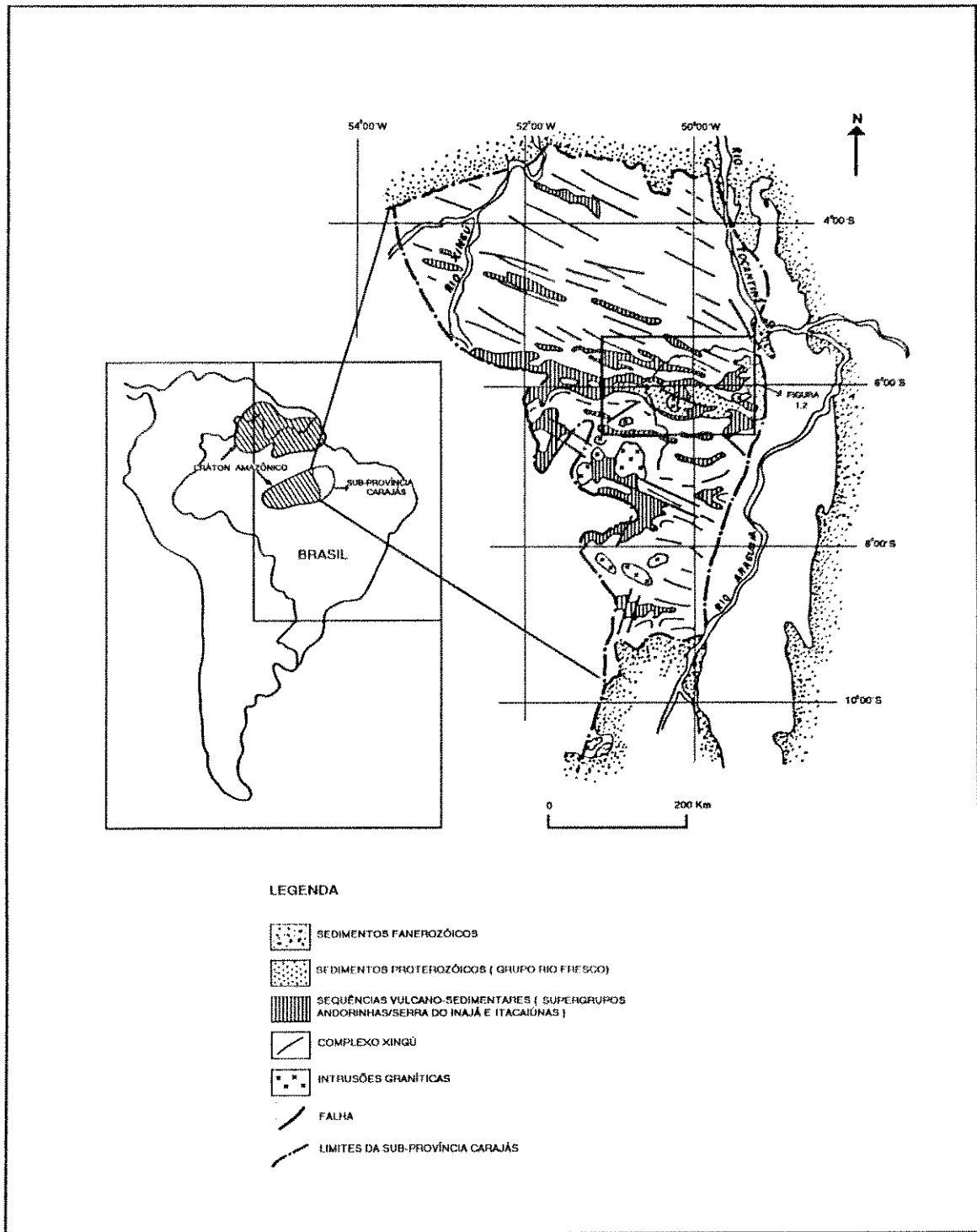


Figura 2.1. Mapa de localização da Sub-Província Carajás e Cráton Amazônico, evidenciando as principais unidades litoestratigráficas da região (Modificado de Amaral, 1984).

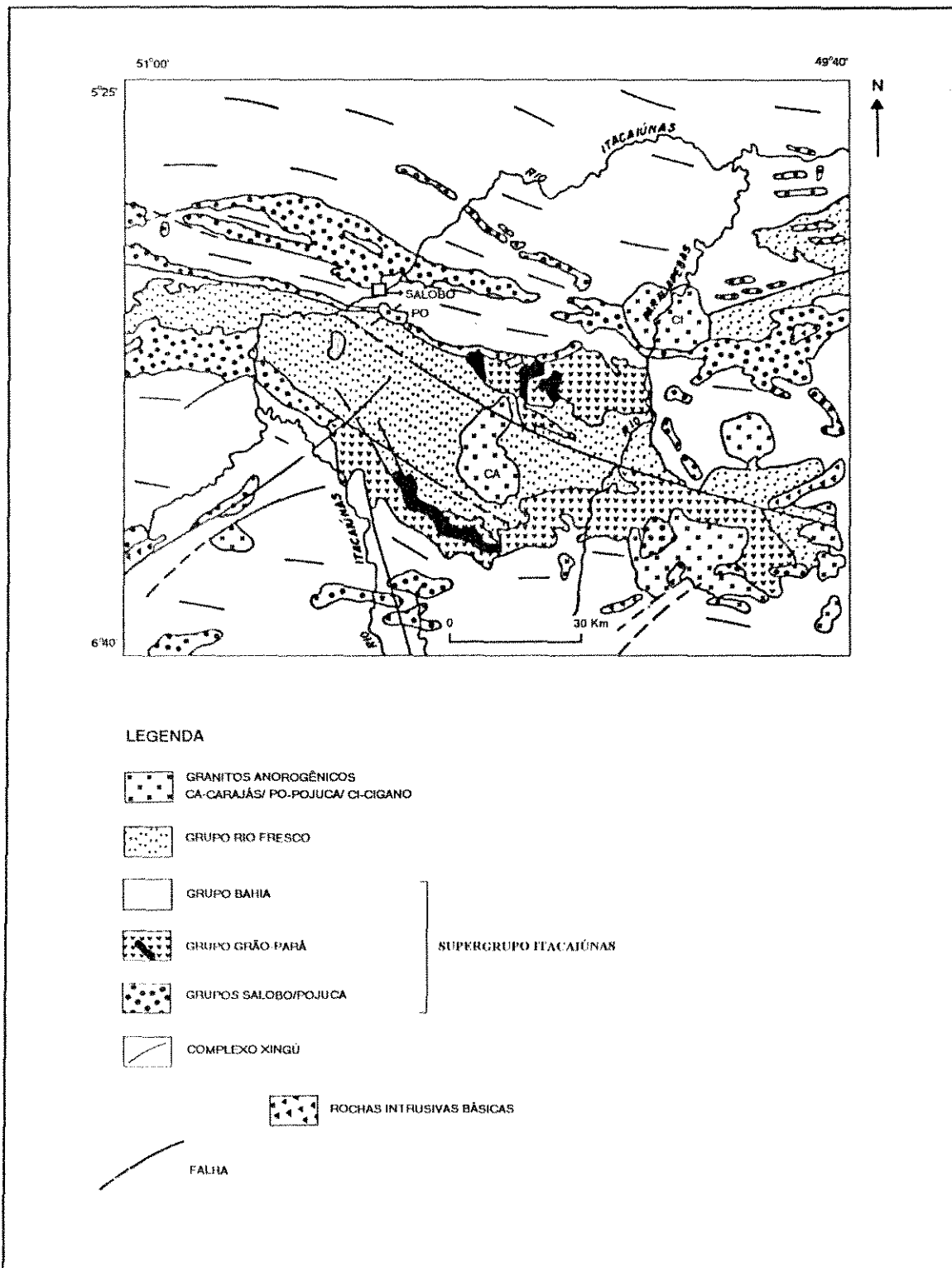


Figura 2.2. Mapa geológico de Carajás mostrando a disposição das principais unidades litoestratigráficas (modificado de DOCEGEO, 1988).

representado por sequências do tipo *greenstone belt* que contornam corpos granitóides da região. As outras unidades localizam-se na porção norte, onde também se encontra a Serra dos Carajás (Fig. 2.2).

O **Complexo Xingú** apresenta um posicionamento estratigráfico controverso, sendo discutido em vários trabalhos na região que o colocam como a unidade basal ou embasamento polimetamórfico (Silva *et al.*, 1974; Hirata *et al.*, 1982; Araújo e Maia, 1991), ou com um posicionamento estratigráfico mais jovem que o Supergrupo Andorinhas/Serra do Inajá (DOCEGEO, 1988). Esta unidade é formada por rochas gnáissicas bandadas, de composição tonalítica a granítica, migmatitos, thronhjemitos, gabro-noritos e supracrustais subordinadas, metamorfisadas na fácies anfíbolito a granulito, com orientação principal WNW-ESE (Silva *et al.*, 1974).

O **Supergrupo Itacaiúnas**, que recobre discordantemente o Complexo Xingú, é composto pelos Grupos Salobo, Pojuca, Grão Pará, Bahia e Buritirama (DOCEGEO, 1988). O **Grupo Salobo** consiste de gnaisses, anfíbolitos, formações ferríferas hospedeiras de mineralizações de Cu, Au, Ag, Mo e quartzitos, metamorfisados na fácies anfíbolito (Farias e Saueressig, 1982). O **Grupo Pojuca** é formado por um pacote vulcano-sedimentar com direção (NNW-SSE) paralela ao Grupo Salobo, de fácies xisto verde a anfíbolito, cuja formação ferrífera hospeda mineralizações de Cu-Zn (Au, Ag, Mo; DOCEGEO, 1988; Winter, 1994). Uma espessa sequência vulcano-sedimentar, de baixo grau metamórfico e orientação NNW-SSE, constitui a Serra dos Carajás, sendo denominada de **Grupo Grão Pará** (Beisiegel *et al.*, 1973). Este grupo é composto por três formações, da base para o topo: Parauapebas, Carajás e Paleovulcânica Superior (DOCEGEO, 1988). A sequência vulcânica basal apresenta um caráter bimodal, sendo designada de **Formação Parauapebas**. É formada por metabasaltos, metandesitos basálticos, brechas vulcânicas e metariolitos subordinados (Meireles *et al.*, 1984; Gibbs *et al.*, 1986). A formação ferrífera bandada, hospedeira da maior reserva mundial de minério de ferro de alto teor (66% de Fe), é denominada de **Formação Carajás** (Beisiegel *et al.*, 1973). Rochas vulcânicas localizadamente deformadas, como lavas e tufos máficos, siltitos tufáceos, filitos, chert, grauvacas, conglomerados e quartzitos estão inclusos na sequência **Paleovulcânica Superior** (Beisiegel *et al.*, 1973; Gibbs *et al.*, 1986; Olszewski *et al.*, 1989). O **Grupo Bahia** é

constituído por rochas metavulcânicas básicas, metapiroclásticas, metassedimentos psamo-pelíticos e formações ferríferas, de baixo grau metamórfico e direção NNW-SSE. Apresenta mineralizações primárias de Cu, Au, Mo, Ag e a cobertura laterítica que recobre a sequência hospeda a mineralização aurífera do Bahia (DOCEGEO, 1988; Sachs, 1993). O **Grupo Buritirama** consiste de rochas sedimentares clásticas e químicas que ocorrem na Serra de Buritirama, onde se encontra o protominério de manganês (DOCEGEO, 1988).

As rochas siliciclásticas do **Grupo Rio Fresco** (DOCEGEO, 1988) ou **Formação Águas Claras** (Araújo *et al.*, 1988; Araújo e Maia, 1991) compreendem arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados, submetidos a condições anquimetamórficas e sobrepostos discordantemente sobre o Complexo Xingú e Supergrupo Itacaiúnas.

Encontram-se dispersos por toda a Província Mineral de Carajás, granitos anorogênicos, como os granitos Carajás, Cigano, Pojuca, Musa e Salobo Novo (Dall'Agnol *et al.*, 1986). Alguns corpos granitóides da região hospedam depósitos de Sn e W.

2.2. GEOCRONOLOGIA

O Complexo Xingú sofreu deformação e migmatização há 2859 ± 2 Ma e foi atingido por um evento metamórfico há 2851 ± 4 Ma, o qual também se encontra representado no gnaisse basal do Grupo Salobo (Machado *et al.*, 1991), sugerindo que esta unidade é parte do Complexo Xingú. De acordo com estes autores, o magmatismo do Grupo Grão Pará apresentou idades de 2759 ± 2 Ma, coincidindo com o magmatismo que gerou os anfibolitos do Grupo Salobo. Ainda de acordo com Machado *et al.* (1991), um novo crescimento de zircão no gnaisse basal do Grupo Salobo e em formações ferríferas do Grupo Pojuca, entre 2742-2732 Ma, indica que estes grupos foram metamorfisados contemporaneamente. Granófiros básicos do Grupo Bahia forneceram idades Rb-Sr de 2577 ± 72 Ma (Gibbs *et al.*, 1986).

Uma reativação do embasamento, de idade arqueana superior e caráter regional, ocorreu na área do depósito de Salobo entre 2581 e 2497 Ma (Machado *et al.*, 1991). Esta atividade tectono-termal é marcada por metamorfismo, cuja datação U-Pb em titanita revelou a idade de 2581 ± 5 Ma, magmatismo granítico, representado pela intrusão do Granito Salobo Velho há 2573 ± 2 Ma, e desenvolvimento de zonas de cisalhamento entre 2573-2497 Ma, esta última representando a idade do metassomatismo potássico associado formando titanita.

As litologias do Grupo Rio Fresco apresentam uma idade U-Pb mínima de 1880 ± 2 Ma, dada pela intrusão do Granito Carajás (Machado *et al.*, 1991). Datações em zircões de granitóides proterozóicos distribuídos ao longo da Província, como os granitos Cigano, Musa e Pojuca, revelaram idades em torno de 1883 ± 2 Ma, 1883 ± 5 Ma e 1874 ± 2 Ma, respectivamente. O granito Salobo Novo apresenta idade de 1880 ± 80 Ma, dada pelo método Rb-Sr em rocha total (Cordani, 1981).

2.3. AMBIENTE GEODINÂMICO

No contexto geotectônico da região de Carajás, o Supergrupo Andorinhas e o Complexo Xingü provavelmente representam o substrato, ou crosta sílica, sobre o qual se desenvolveu uma bacia transtensional continental do tipo *rift* (DOCEGEO, 1988; Lindenmayer, 1990) ou uma bacia transcorrente ou *pull-apart basin* (Araújo e Maia, 1991), seguida pela deposição das sequências vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas.

As associações litológicas do Supergrupo Itacaiúnas, que compreendem rochas vulcânicas de caráter bimodal e sedimentares clásticas e químicas, assemelham-se à estratigrafia de outras bacias arqueanas, *e.g.* Hamersley Basin, Austrália (Trendal, 1983). No entanto, devido à falta de estudos detalhados e de análises isotópicas na área, juntamente com a complexidade destes tipos de bacias e interpretações ambíguas dos dados obtidos, ainda existem controvérsias na caracterização da bacia de Carajás.

A evolução geotectônica da Província Mineral de Carajás pode ser explicada através de dois modelos cinemáticos. O primeiro compreende transtensão com instalação da bacia e deposição dos sedimentos, inversão da bacia em condições de transpressão, continuação da deformação com a formação de uma estrutura em flor positiva e a propagação da falha de Carajás (Pinheiro *et al.*, 1991; Araújo e Maia, 1991). A região é caracterizada como parte de um cinturão de cisalhamento dúctil oblíquo, com o domínio norte, que engloba o depósito de Salobo, representado por uma estrutura em flor positiva (Grupo Grão Pará; Araújo *et al.*, 1988). Esta estrutura está associada a uma zona de cisalhamento dúctil sinistral, orientada WNW-ESE, com transporte tectônico de SW para NE. O segundo modelo envolve a formação de complexos gnáissicos com rochas supracrustais associadas e a geração de estruturas imbricadas, seguido pela instalação de um sistema transcorrente sinistral, representado na área em estudo pelo Duplex distensivo Salobo-Mirim (Siqueira, 1990). Independentemente dos modelos apresentados acima, Costa e Siqueira (1990) sugerem que o Duplex

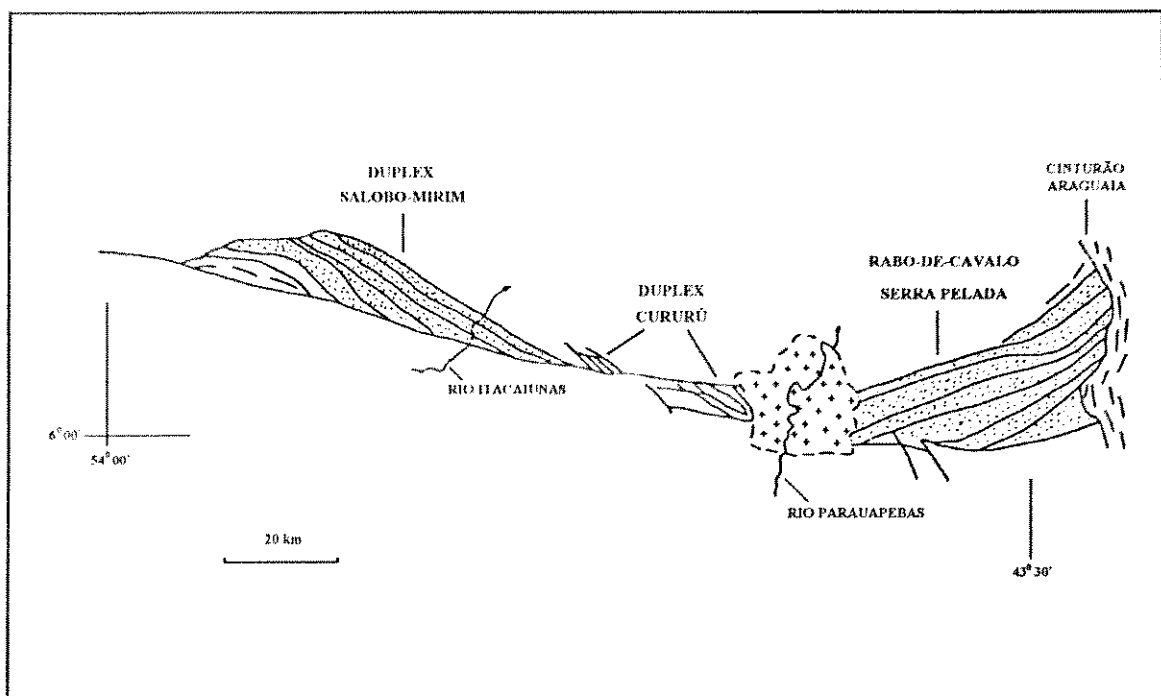


Figura 2.3. Mapa esquemático do Lincamento Cinzento, evidenciando o Duplex distensivo Salobo-Mirim, o Duplex compressivo Cururú e o rabo-de-cavalo Serra Pelada (Costa e Siqueira, 1990).

Salobo-Mirim representa a extremidade oeste do Lineamento Cinzento, ao longo do qual também foram reconhecidos o duplex compressivo Cururú e o rabo-de-cavalo Serra Pelada (Fig. 2.3). Estas estruturas estão associadas à evolução do Cinturão Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988) no final do Arqueano.

Os últimos estágios do sistema cisalhante progressivo oblíquo levaram ao soerguimento diferencial de blocos e a uma sedimentação clástica extensiva, representada pelo Grupo Rio Fresco.

Finalizando os eventos na região, durante o proterozóico ocorreram intrusões de granitóides anorogênicos, incluindo os granitos Carajás, Cigano e Musa.

2.4. O POTENCIAL METALOGENÉTICO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Desde 1966, a região de Carajás tem sido alvo de programas de prospecção geológica, que levaram à descoberta de várias jazidas, algumas de grande importância para a economia do país e bastante expressivas no panorama internacional. Pelas avaliações mais conservadoras são 25 a 30 bilhões de toneladas de variados minérios, incluindo as maiores reservas mundiais de minério de ferro de alto teor, as maiores reservas de alumínio e cobre, a segunda maior reserva de manganês do país, importantes reservas de ouro, níquel, estanho e wolfrâmio. As principais mineralizações de cobre da Província Mineral de Carajás estão localizadas nas áreas de Salobo, Pojuca e Bahia.

O depósito polimetálico (Cu, Au, Ag, Mo) de Salobo foi descoberto em 1977, como consequência de um programa de prospecção geológica e geoquímica na área. As avaliações de alguns corpos de minério revelaram reservas que atingem 157 milhões de toneladas, com teores médios de cobre de 1,21% (Vieira *et al.*, 1988). Atualmente, com a retomada do Projeto Salobo (DOCEGEO-UNIGEO), as reservas foram reavaliadas em 256 milhões de toneladas, a 0,8-1,1 % de Cu e 0,48 g/t de Au. A mineralização cuprífera hospeda-se em formações ferríferas do Grupo Salobo, de orientação N70°W, subvertical, metamorfisadas na fácies anfíbolito (Farias e Saueressig, 1982;

DOCEGEO, 1988).

As mineralizações de cobre e zinco (Au, Ag, Mo) de Pojuca ocorrem associadas a um pacote metavulcanossedimentar, de direção N50°W e mergulhos de 50° NE a 60° SW, metamorfoisado na fácies xisto verde a anfíbolito (DOCEGEO, 1988). No depósito do Corpo 4 foram cubadas 48 milhões de toneladas de minério de Cu a 0,9% e 8,6 milhões de toneladas de minério de Zn a 1,0%.

O depósito cuprífero do Bahia é constituído por sulfetos de cobre de baixo teor (Cu < 1%) e ocorrências polimetálicas de Cu, Au, Ag e Mo. A mineralização de cobre está associada a uma sequência metavulcanossedimentar de baixo grau metamórfico, com direção NNW, mergulhando 70° E (DOCEGEO, 1988; Sachs, 1993). Processos supergênicos propiciaram a concentração secundária de ouro, cuja jazida laterítica está sendo explotada pela CVRD.

2.5. O DEPÓSITO POLIMETÁLICO DE SALOBO

O arcabouço geológico local é formado pelo Grupo Salobo, que constitui uma serra de aproximadamente 100 Km de extensão, situada 10 Km NNW da Serra dos Carajás (Fig. 2.2). Consiste de um embasamento de gnaisses bandados de composição trondhjemítica a quartzomonzonítica, sobreposto por uma sequência metassedimentar, denominada de Sequência Salobo, e lentes de anfíbolitos intercaladas na porção inferior desta sequência (Lindenmayer, 1990; Fig. 2.4 e 2.5). Um pacote de rochas alteradas, com espessura variando entre 30-100 m, cujos teores de Cu, Au, Ag e Mo têm correspondência direta com aqueles determinados nas rochas situadas imediatamente abaixo, encontra-se capeando o depósito. Adicionalmente, intrusões granitóides, diques de diabásio e veios de quartzo ocorrem na área de Salobo. As litologias apresentam uma foliação e/ou xistosidade sub-vertical de direção N70°W, localizadamente transectada por zonas de cisalhamento que conferem uma textura milonítica às rochas.

A Sequência Salobo é constituída por formações ferríferas, metagrauvas e quartzitos, com

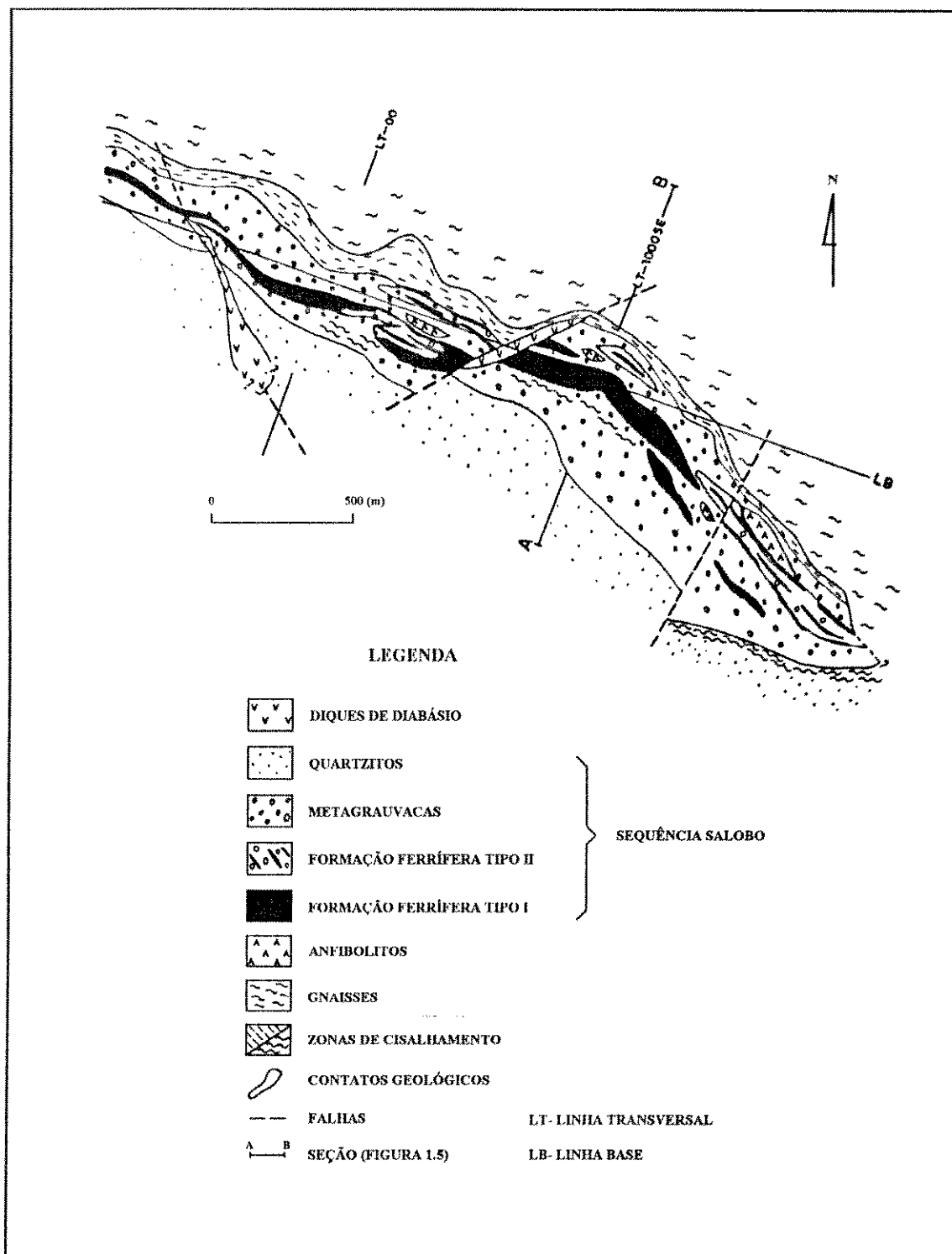


Figura 2.4. Mapa geológico esquemático do depósito de Salobo (modificado de Lindenmayer, 1990).

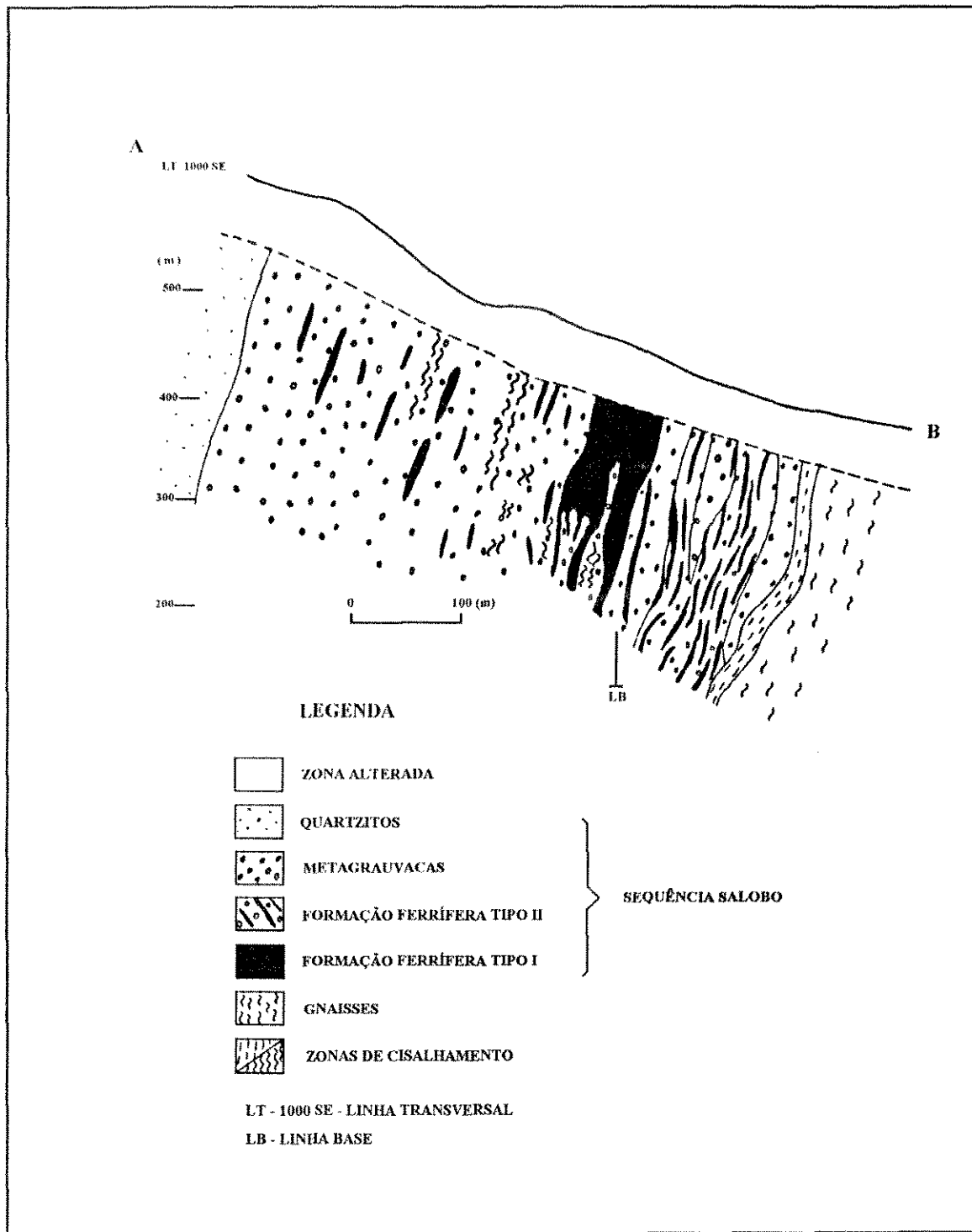


Figura 2.5. Seção geológica A-B do depósito de Salobo (modificado de Lindenmayer, 1990).

uma variação de espessura de 300 a 600 metros (Lindenmayer, 1990; Fig. 2.4 e 2.5). Na base, a sequência metassedimentar é essencialmente química, com predominância das formações ferríferas, ocorrendo um aumento gradual da contribuição clástica em direção ao topo, onde predominam os quartzitos.

As formações ferríferas, hospedeiras da mineralização, foram classificadas por Lindenmayer (1990) e posteriormente por Figueiredo *et al.* (1994), em Tipo 1 (fayalita-magnetita ou grunerita-magnetita com hastingsita, biotita, almandina, greenalita e fluorita subordinadas) e Tipo 2 (magnetita-almandina-grunerita-biotita com fayalita, hastingsita, turmalina, clorita, fluorita, greenalita e quartzo subordinados). Ainda de acordo com Lindenmayer (1990), as formações ferríferas sofreram um metamorfismo progressivo de alta temperatura e baixa pressão (750⁰C e 2-3 kbar), sob condições de baixa fO_2 e $P_{CO_2} > P_{H_2O}$. Subsequentemente, ainda de acordo com Lindenmayer (1990), estas rochas foram afetadas por dois eventos metamórfico-hidrotermais. O primeiro evento ocorreu entre 650⁰-550⁰C e 2,5 kbar e foi marcado por intenso cisalhamento, intrusão do granito Salobo Velho (2573 Ma; Machado *et al.*, 1991), decomposição da fayalita e hastingsita em grunerita, magnetita e quartzo e presença de fluidos altamente salinos, ácidos e levemente oxidantes. O segundo evento ocorreu a 370⁰C e foi acompanhado pela reativação de zonas de cisalhamento e cloritização dos minerais ferro-magnesianos, na presença de fluidos moderadamente salinos, ácidos e oxidantes.

A Sequência Salobo sofreu reaquecimento durante intrusões de granitóides pós-tectônicos, como o Granito Salobo Novo (1880 Ma; Cordani, 1981), porém a influência deste plutonismo anorogênico é ainda incerta.

CAPÍTULO 3

PETROLOGIA DE MINÉRIOS

3.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo analisa as assembléias minerais presentes nas rochas hospedeiras da mineralização, suas associações preferenciais e feições texturais com o objetivo de caracterizar as principais paragêneses de minério e sua evolução com os eventos metamórfico-hidrotermais da área. Adicionalmente, um estudo sucinto da petrografia das rochas hospedeiras foi realizado, procurando identificar as relações de fase durante os episódios metamórficos ocorridos nestas rochas.

Devido a escassez de afloramentos na área do depósito, as investigações petrográficas foram realizadas através da descrição de 18 lâminas delgada-polidas, 37 lâminas delgadas e 36 seções polidas das formações ferríferas mineralizadas, coletadas em 20 furos de sondagem e galerias (Anexo A).

3.2. PETROGRAFIA E METAMORFISMO DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS

3.2.1. Caracterização petrográfica das formações ferríferas

As rochas hospedeiras da mineralização de cobre são formações ferríferas óxido-silicatadas que constituem cerca de 200 metros da porção basal da Sequência Salobo. O contato destas rochas

com os gnaisses do embasamento, ao norte, é por cisalhamento, enquanto que o contato com as metagrauvacas, ao sul, é gradacional (Fig. 2.4 e 2.5). Localizadamente, ocorrem veios de quartzo concordantes com a foliação, frequentemente dobrados e boudinados, com uma variação de espessura de poucos milímetros a 30 centímetros. Adicionalmente, veios de fluorita, stilpnomelano, clorita, greenalita e molibdenita ocorrem cortando as formações ferríferas.

Com base na composição mineralógica, dois tipos de formações ferríferas óxido-silicatadas foram identificados, evidenciando uma concordância com a classificação proposta anteriormente (Lindenmayer, 1990; Figueiredo *et al.*, 1994).

A formação ferrífera 1 consiste em rochas maciças ou com uma foliação incipiente, compostas principalmente por magnetita-fayalita-grunerita, com biotita, hastingsita, almandina e greenalita subordinadas. Ainda são encontrados, em menores proporções, fluorita, apatita, alanita, turmalina, titanita, calcopirita, bornita, uraninita, grafita, ilmenita, molibdenita, cobaltita, saflorita e ouro. As rochas maciças exibem uma textura granoblástica, apresentando na sua composição mineralógica fayalita, magnetita, hastingsita e almandina, enquanto que as rochas foliadas são formadas principalmente por grunerita e biotita.

A formação ferrífera 2 é constituída principalmente por magnetita-almandina-grunerita-biotita, com quartzo, turmalina e clorita subordinados. Fayalita, apatita, alanita, zircão, grafita, bornita, calcosita, molibdenita e uraninita ocorrem em pequenas proporções. Apresenta uma xistosidade proeminente marcada pela orientação preferencial de quartzo, biotita e grunerita, envolvendo porfiroblastos de almandina e magnetita. A granulometria das formações ferríferas 1 e 2 varia de fina a grossa.

A *fayalita* ocorre como cristais irregulares, com diâmetro médio em torno de 2,0 mm, intensamente fraturados e alterados, constituindo 5 a 40% da formação ferrífera 1. Magnetita, grunerita e greenalita estão presentes nas fraturas e bordos (Fig.3.1), representando os produtos da substituição da fayalita. É comum a associação com calcopirita, que ocorre preenchendo fraturas ou

FIGURA 3.1

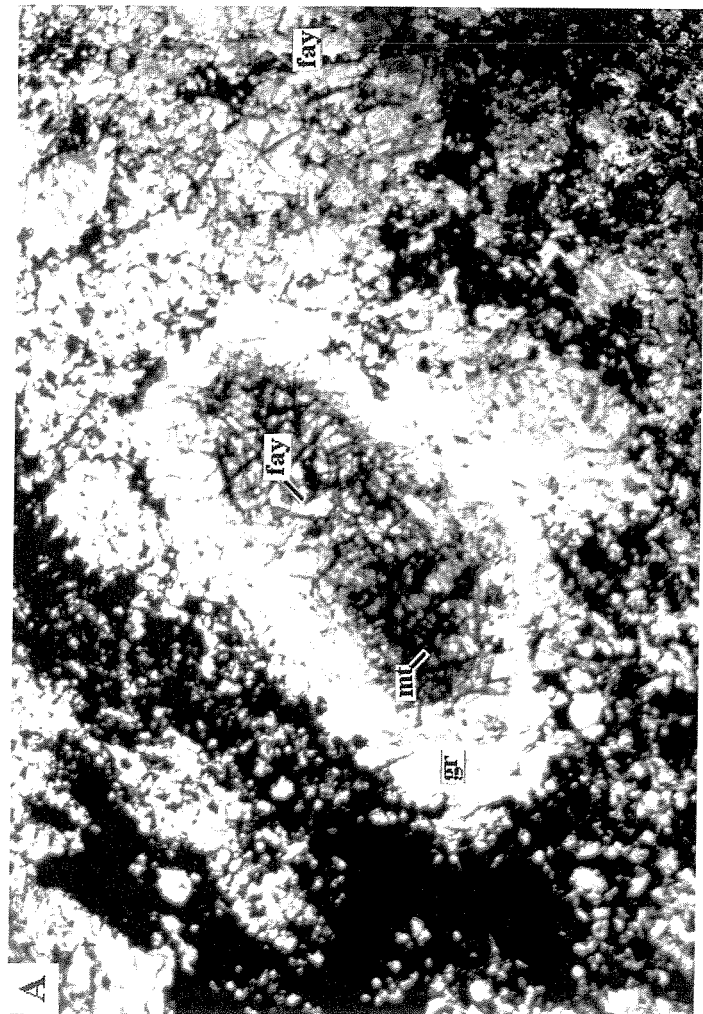
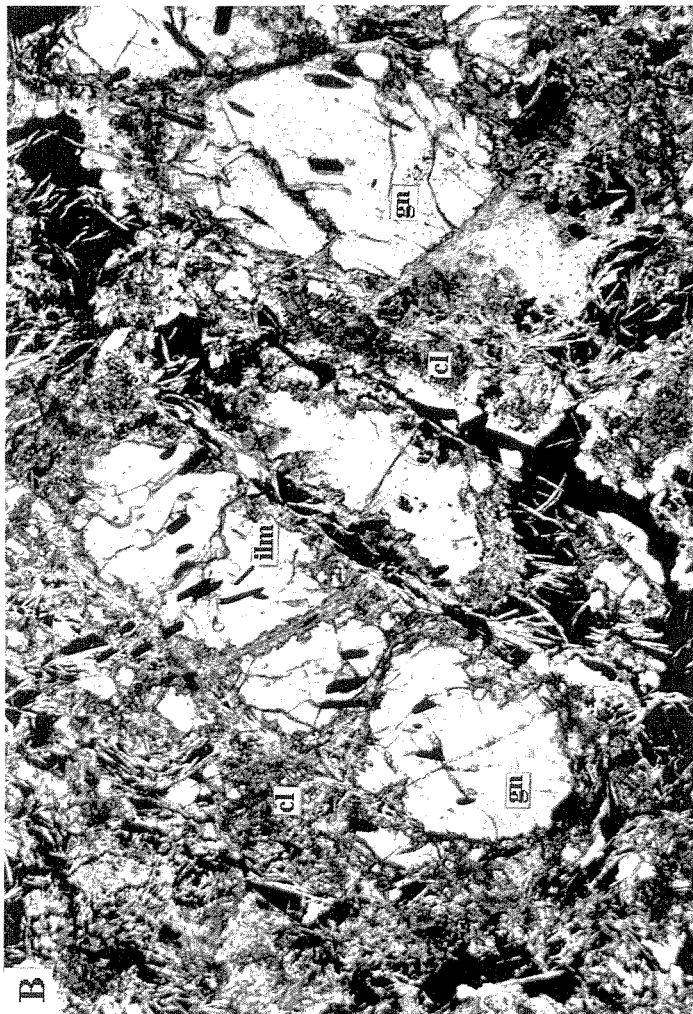
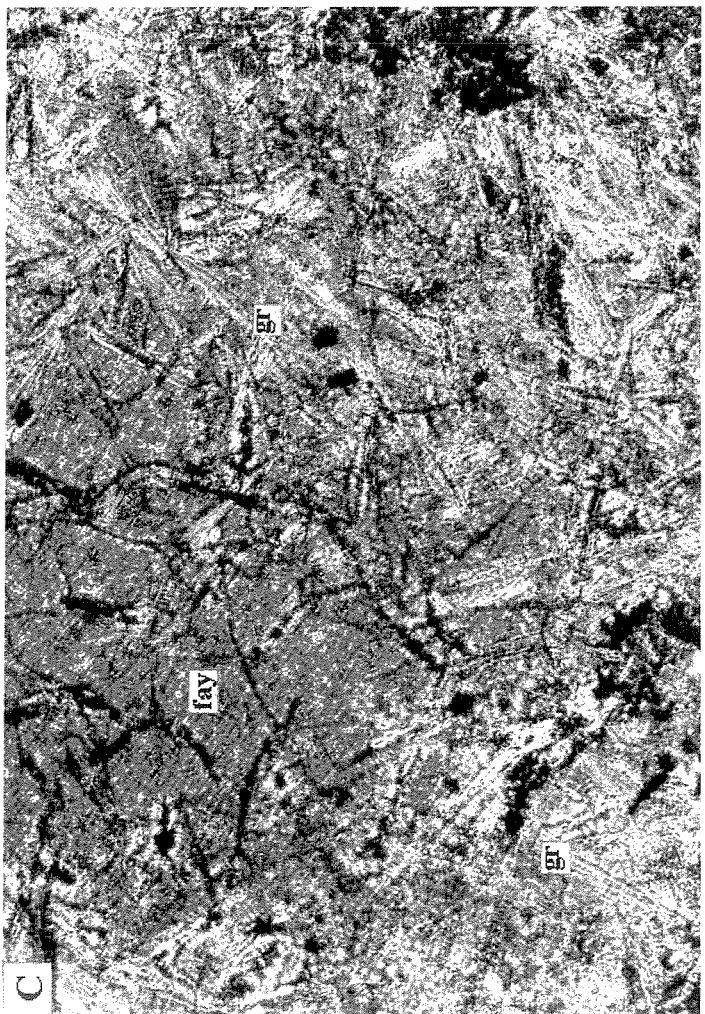
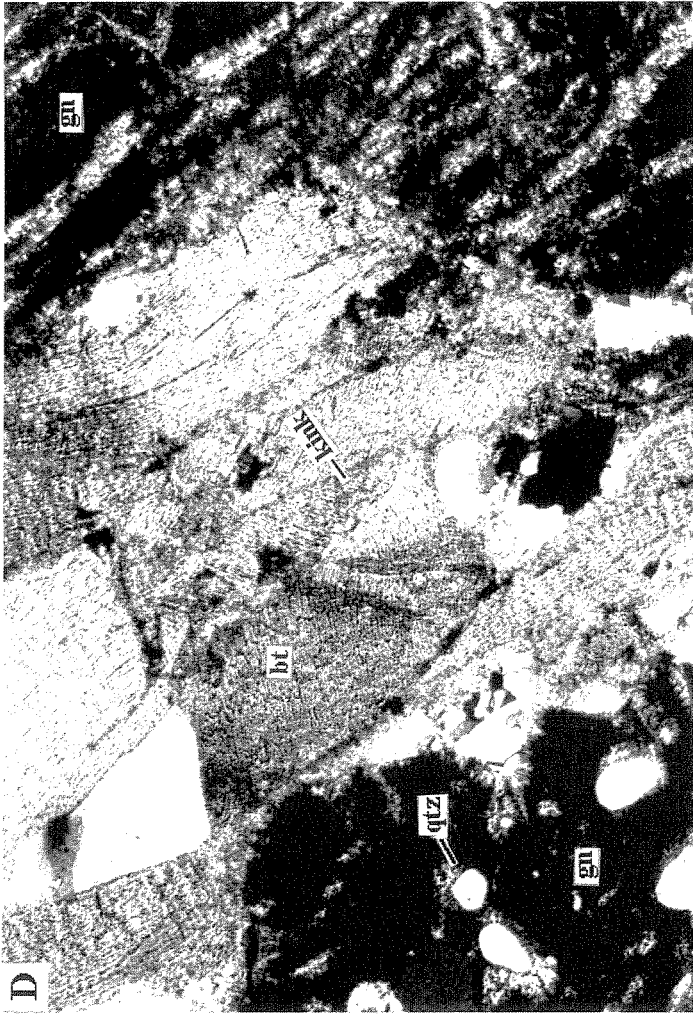
Mineralogia das formações ferríferas do depósito de Salobo.

(A) Fayalita (fay) parcialmente substituída nos bordos por grunerita (gr) e nas fraturas por magnetita (mt). LP, campo de visão=2,80 mm, F35/726,3 m.

(B) Cloritização (cl) da granada (gn) nos bordos e ao longo de fraturas; inclusões de ilmenita (ilm) também são observadas neste mineral. LN, campo de visão=2,80 mm, F18/209,5 m.

(C) Cristais de grunerita (gr) formando agregados lenticulares nos bordos de fayalita (fay), substituindo-a parcialmente. LP, campo de visão=1,40 mm, F46/417,4 m.

(D) Biotita (bt) com os planos de clivagem em *kink* associada à granada (gn) poiquiloblástica, com abundantes inclusões de quartzo (qtz). LP, campo de visão=1,40 mm, F32/152,9 m.



intersticial aos cristais de fayalita. A *granada almandina* representa cerca de 15% e 30% das composições das formações ferríferas 1 e 2, respectivamente. Apresenta-se bastante fraturada, subidioblástica (0,5-10 mm) e por vezes poiquiloblástica, com abundantes inclusões de quartzo, magnetita, biotita e turmalina. A substituição pseudomórfica deste mineral é marcada por cloritização, tanto nos bordos como ao longo de fraturas (Fig.3.1). A *hastingsita*, anfibólio cálcico da série hastingsita/Fe-pargasita, foi somente observada na formação ferrífera 1, onde ocorre como cristais idioblásticos, com tamanho variando de 0,15 a 1,2 mm, que geralmente são substituídos pseudomorficamente por grunerita. Os anfibólios ferro-magnesianos são representados pela *grunerita*, que constitui 5-30% e 5-10% das formações ferríferas 1 e 2, respectivamente. Ocorre na forma de cristais idioblásticos a subidioblásticos ou aciculares (0,01 a 10 mm), frequentemente exibindo maclas polissintéticas, formando agregados lenticulares ou constituindo bordos na fayalita (Fig.3.1). A *biotita* apresenta-se como cristais irregulares com pleocroísmo marrom forte a verde, intersticiais aos minerais granoblásticos (formação ferrífera 1) ou preferencialmente orientados (formação ferrífera 2), variando de 0,05 a 5 mm, constituindo em torno de 5 a 20% das formações ferríferas. A associação com quartzo, almandina e grunerita é comum e, em rochas miloníticas, a biotita pode ocorrer como porfiroblastos, frequentemente dobrados e com os planos de clivagem em *kink* (Fig.3.1 e 3.2), ou na matriz. Em faixas com alta taxa de deformação, a biotita apresenta-se cominuída e transformada para clorita. O *quartzo* está presente na formação ferrífera 2, apresentando uma variação de 5-20% na composição destas rochas, na forma de agregados alongados a lenticulares (0,5 a 1,5 mm), com grãos anédricos exibindo bordos dentados e sinuosos, e extinção ondulante (Fig.3.2). Pode ocorrer ainda como inclusões na granada ou com granulometria fina e fortemente recristalizado em rochas miloníticas. As feições mais comuns observadas no quartzo são as de recuperação e recristalização, caracterizadas por pequenos sub-grãos poligonizados, com leves diferenças na orientação, e por agregados grossos, com contatos suturados e diferenças significativas na orientação dos grãos, respectivamente. A *turmalina* apresenta-se associada à biotita e granada almandina, na forma de cristais idioblásticos a subidioblásticos (0,05 a 3,0 mm), orientados segundo a foliação, preenchendo fraturas ou inclusos em granada e magnetita, chegando a constituir 8% das formações ferríferas 2. Os cristais de turmalina ocorrem frequentemente zoneados (Fig.3.2), apresentando o centro azul forte e bordo azul claro, com pleocroísmo azul a azul esverdeado. A

clorita apresenta uma cor de interferência verde escuro característico, constituindo pequenos grãos individuais, com tamanho máximo de 0,02 mm, que formam agregados circundando ou substituindo pseudomorficamente a granada e biotita. Pode ocorrer ainda em bandas de cisalhamento milimétricas a sub-milimétricas, ou em matriz milonítica, intersticial ao quartzo e biotita, ao longo das zonas de maior deformação. A clorita também foi observada em veios que cortam as formações ferríferas, associada a sulfetos de Cu e ouro. A *fluorita* apresenta-se na forma de cristais anédricos, com tamanho variável de 0,006-0,08 mm, como inclusões em magnetita ou intersticial à fayalita e granada (Fig.3.2). A *greenalita* ocorre localizadamente na formação ferrífera 1, substituindo pseudomorficamente a fayalita. A *alanita* ocorre como cristais arredondados a alongados, com diâmetro máximo de 5,0 mm e pleocroísmo em tons de castanho. Apresenta um zoneamento que, ao microscópio eletrônico, revelou um centro formado por alanita com bordos constituídos por epidoto. A *apatita* ocorre como inclusões em almandina, quartzo e magnetita ou intersticial a biotita e grunerita. Ainda como minerais acessórios, foram identificados stilpnomelano, titanita, zircão e plagioclásio.

3.2.2. Metamorfismo das formações ferríferas

Relações entre as fases minerais e o metamorfismo em formações ferríferas

Minerais típicos de assembléias primárias ou formadas no início da diagênese de formações ferríferas incluem quartzo, hematita, magnetita, siderita, ankerita-ferrodolomita, calcita, greenalita, minnesotaita, chamosita, stilpnomelano e riebeckita (French, 1973; Klein, 1983; Miyano, 1987). Os carbonatos formam-se como precipitados primários na interface sedimento-água do mar e a hematita origina-se pela desidratação de $\text{Fe}(\text{OH})_3$, enquanto os silicatos são o resultado direto ou indireto da entrada de material vulcânico (McConchie, 1987). A formação de magnetita é mais complexa e envolve a liberação de Fe^{2+} durante os primeiros estágios da diagênese, seguida pela reação entre fases ricas em Fe^{2+} e Fe^{3+} (McConchie, 1987).

FIGURA 3.2

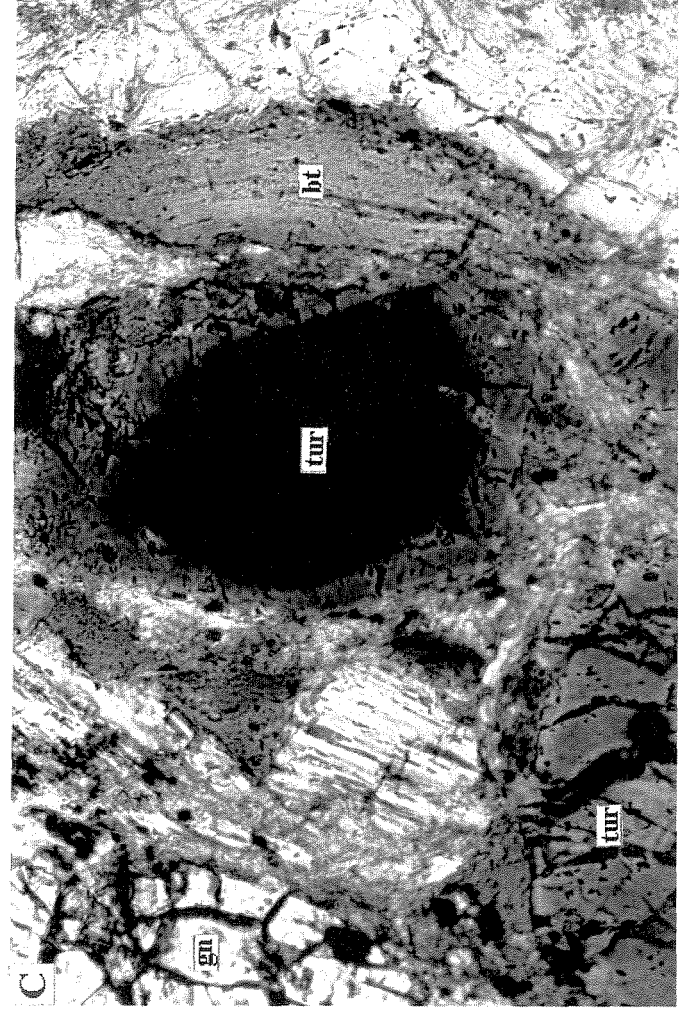
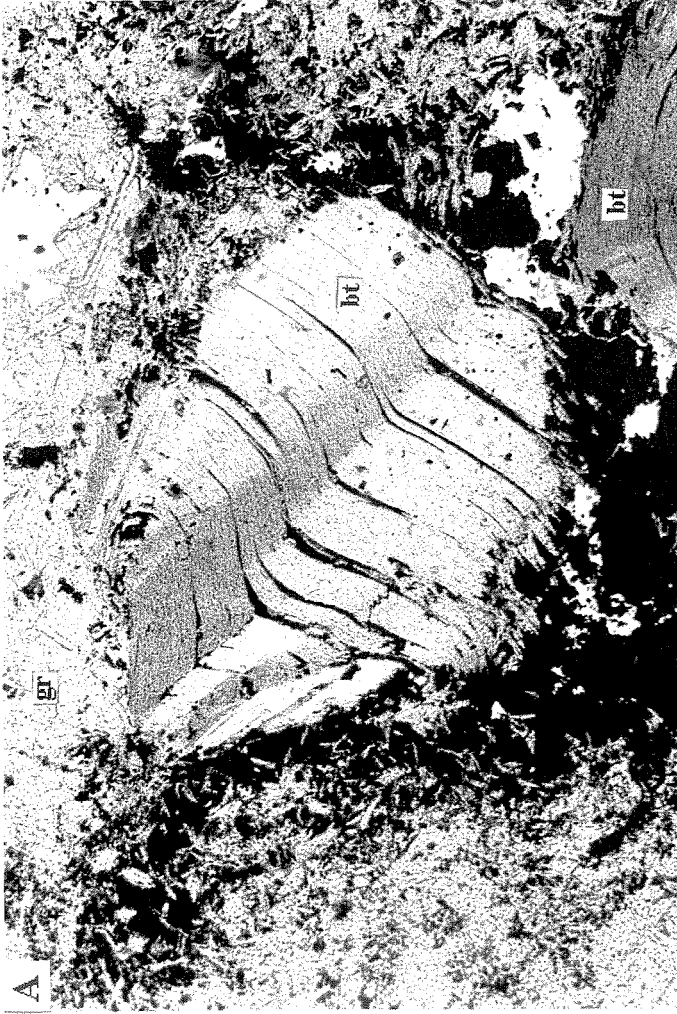
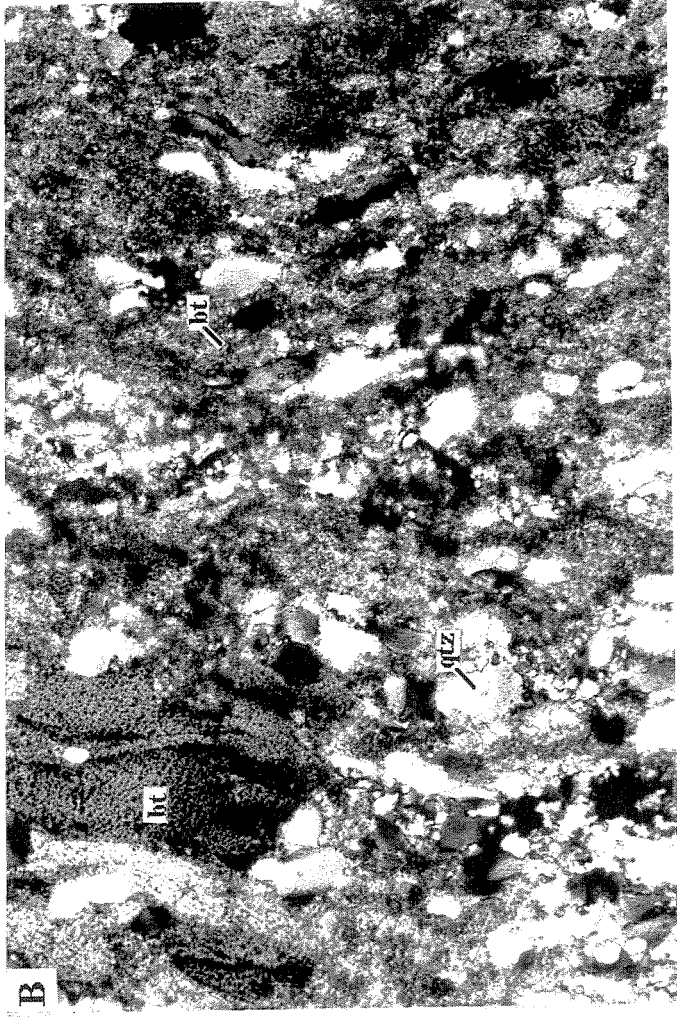
Mineralogia das formações ferríferas do depósito de Salobo.

(A) Detalhe de um cristal de biotita (bt) com os planos de clivagem em *kink*, associado à grunerita (gr) e clorita (cl). LN, campo de visão=2,80 mm, F46/417,4 m.

(B) Xistosidade marcada pela orientação preferencial de grãos de quartzo (qtz), que apresentam extinção ondulante e constituem agregados lenticulares, e biotita (bt). LP, campo de visão=2,80 mm, F32/152,9 m.

(C) Turmalina (tur) mostrando um zoneamento, com os bordos claros e o centro mais escuro, associada à granada (gn) e biotita (bt). LN, campo de visão=0,70 mm, F29/150,47 m.

(D) Fluorita (flu) preenchendo espaços intersticiais aos cristais de fayalita (fay). LN, campo de visão=1,40 mm, F23/174,3 m.

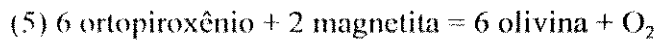
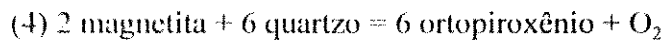
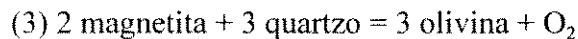
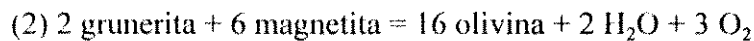
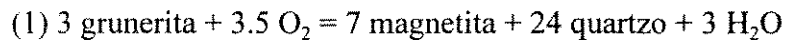


Embora não exista um sistema específico de classificação para formações ferríferas metamorfasadas, greenalita, minnesotaíta, grunerita e fayalita são considerados minerais índices. A sequência de substituição greenalita - minnesotaíta - grunerita - fayalita reflete a desidratação progressiva da formação ferrífera com o aumento da temperatura e pressão (Miyano, 1987).

A análise petrográfica e textural das formações ferríferas de Salobo revelou importantes relações de fases minerais que caracterizam um evento metamórfico progressivo, seguido por um episódio retrogressivo de natureza metamórfico-hidrotermal.

Caracterização dos eventos metamórficos impressos nas rochas hospedeiras

A evolução da mineralogia primária com o aumento da temperatura e pressão caracteriza um evento metamórfico progressivo nas formações ferríferas de Salobo, marcado pela paragênese magnetita-fayalita±hastingsita-biotita-grafita na formação ferrífera tipo 1 e por magnetita-almandina-biotita±quartzo na formação ferrífera tipo 2. Devido a ausência de piroxênio e a não coexistência de fayalita e quartzo nas formações ferríferas, as paragêneses com fayalita ocorrem em condições de temperatura e fO_2 mais baixas do que as definidas pela paragênese ortopiroxênio-olivina-quartzo (Miyano e Klein, 1983). A formação da fayalita pode ocorrer a partir da reação grunerita+magnetita (Tab.3.1), de 630^o a 670^oC e 3 kbar, com fO_2 entre 10⁻¹⁸ e 10⁻²⁰ bars; e acima de 670^oC, a 2 kbar e fO_2 mais elevada (> 10⁻¹⁷ bars; Miyano e Klein, 1983). Conforme estes autores, também é provável que a fayalita represente o produto da reação magnetita+quartzo (Tab.3.1), a partir de 670^oC, sob 3 kbar de pressão e fO_2 acima de 10⁻¹⁸ bars. A temperatura de 750^oC sugerida como o pico do metamorfismo foi obtida por Lindenmayer (1990) pela aplicação do geotermômetro granada-hornblenda (Graham e Powell, 1984) no par mineral granada-hastingsita. No entanto, a calibração deste geotermômetro foi realizada para o anfibólio ferro-magnésiano, implicando em uma certa cautela na utilização de anfibólios com outras composições nas medidas geotermométricas (Graham e Powell, 1984). Isto sugere que a temperatura de 750^oC, obtida através do par granada-anfibólio cálcico, pode não estar



Grunerita $(\text{FeMg})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; olivina $(\text{FeMg})_2\text{SiO}_4$; ortopiroxênio $(\text{FeMg})\text{SiO}_3$

Tabela 3.1. Possíveis reações no sistema Fe-Mg-Si-O-H correspondentes ao metamorfismo de alto grau (Miyano e Klein, 1983).

representando o limite máximo alcançado pelo metamorfismo. Adicionalmente, o pico deste evento metamórfico pode ter ocorrido a temperaturas mais baixas, a partir de aproximadamente 630°C, que é a temperatura mínima de formação da fayalita a 3 kbar (Miyano e Klein, 1983 e 1986). Considerando-se que os minerais granada e biotita são constituintes da paragênese que caracteriza o metamorfismo progressivo, a temperatura de 650°C obtida pelo geotermômetro granada-biotita (Lindenmayer, 1990) provavelmente representa a temperatura máxima alcançada durante este evento, sendo consistente com as condições termais em torno de 650°C propostas por Guimarães (1987) para o metamorfismo progressivo de Salobo. As condições de formação da fayalita em formações ferríferas combinadas com o geotermômetro granada-biotita sugerem que o depósito de Salobo foi submetido a um evento metamórfico progressivo de fácies anfibolito alto, no qual a temperatura atingiu 650°C, com pressão em torno de 3 kbar e $f\text{O}_2$ entre 10^{-18} e 10^{-20} bars (Fig.3.3). As condições redutoras durante este evento, dadas pelos baixos valores estimados para a $f\text{O}_2$, são concordantes com a presença de grafita na paragênese mineral. Contudo, devido ao intervalo significativo de estabilidade da fayalita (Tab.3.2), a possibilidade do limite máximo do metamorfismo ter atingido 750°C (Lindenmayer, 1990) não deve ser totalmente descartada. As

formações ferríferas de Salobo apresentam algumas diferenças quando comparadas à outras formações ferríferas de alto grau metamórfico, principalmente quanto às relações de fase e variações de $T-fO_2$, constituindo um tipo característico, como demonstrado na Figura 3.4.

Posteriormente, um episódio metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde alto afetou as hospedeiras da mineralização, sendo marcado pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento que propiciaram a entrada de fluidos e hidratação das assembléias minerais pré-existentes. Este episódio é caracterizado pela cloritização dos minerais ferro-magnesianos na formação ferrífera tipo 2,

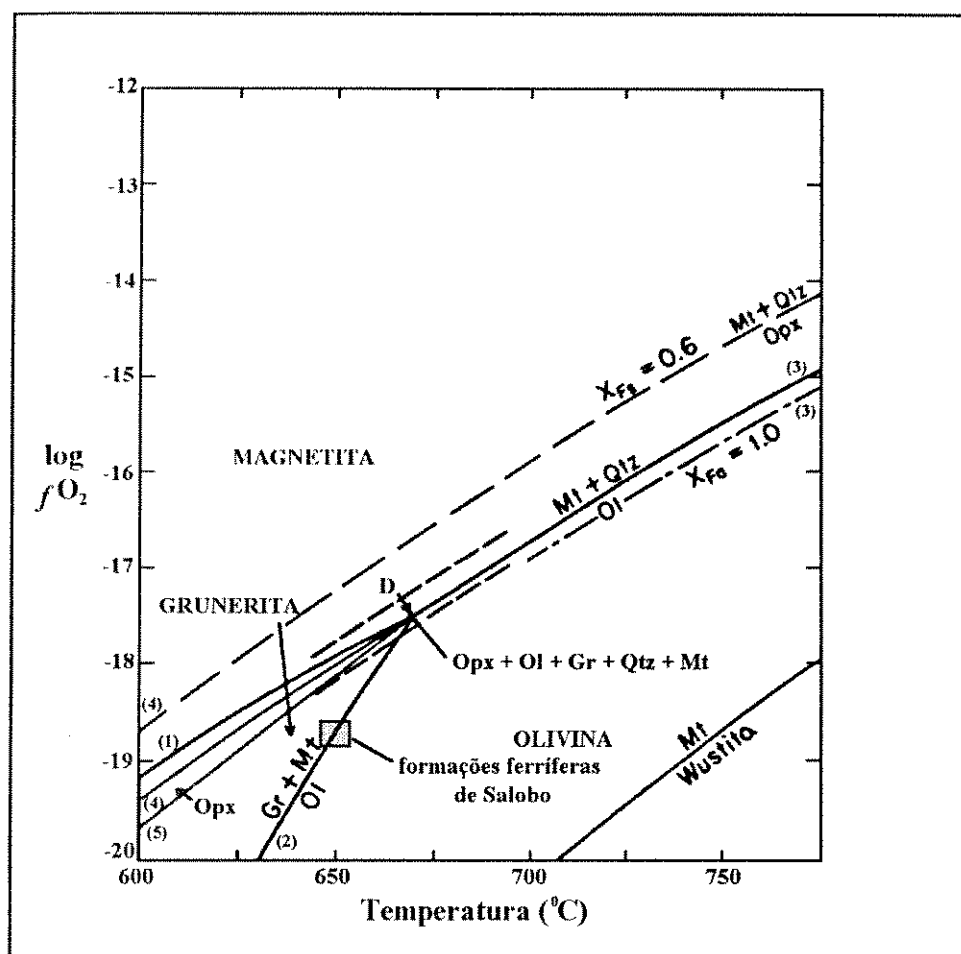


Figura 3.3. Condições de $T-fO_2$ para o metamorfismo progressivo das formações ferríferas de Salobo. Pressão=3 kbars. Ponto D representa a assembléia Opx-Ol-Qtz-Mt-Gru. Adaptado de Miyano e Klein (1983).

particularmente granada e biotita, e pela greenalitização localizada da fayalita, na formação ferrífera tipo I. Em rochas com quartzo, a presença deste mineral desestabiliza a fayalita, a qual é parcial ou totalmente substituída por grunerita+magnetita, como sugerido pela ocorrência de pseudomorfos de fayalita com os bordos de grunerita e os centros de magnetita, e por rochas constituídas

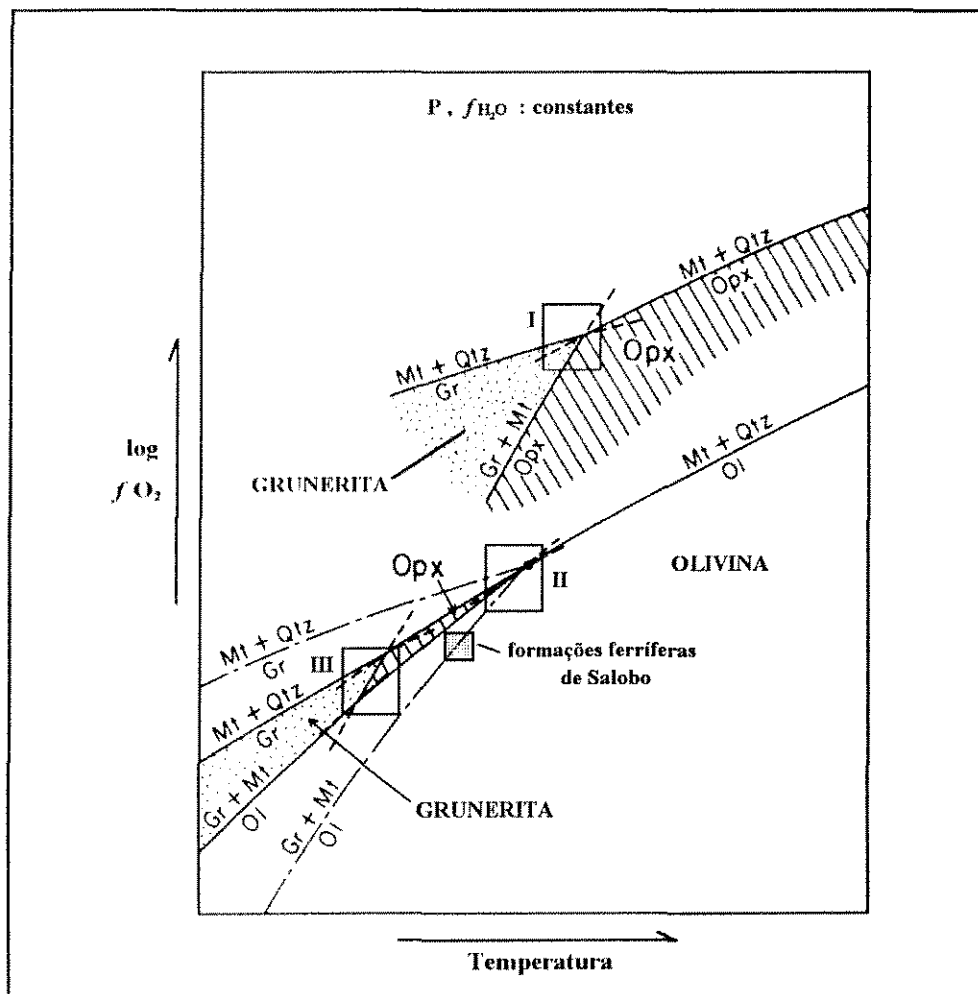


Figura 3.4. Relações de fase em vários tipos de formações ferríferas de alto grau metamórfico comparadas com as formações ferríferas de Salobo. Tipo I: Wabush (Butler, 1969), Mount Reed (Klein, 1978), Southwestern Montana (Immege e Klein, 1976; Dahl, 1979); Tipo II: Biwabik (French, 1968; Bonnicksen, 1969), Gunflint (Floran e Papike, 1978); Tipo III: Stilwater (Vaniman et. al., 1980). Adaptado de Miyano e Klein (1983).

principalmente por grunerita e magnetita, com almandina, quartzo e biotita subordinados. A substituição da fayalita por grunerita depende principalmente da disponibilidade de água com o abaixamento da temperatura e das condições de T-fO₂ da assembléia original, indicando alta fH₂O durante este evento retrometamórfico. A grunerita apresenta um amplo campo de estabilidade, de fácies xisto verde médio a anfíbolito alto (Klein, 1983; Tab.3.2), não sendo um bom indicador mineral das condições de P-T. Por outro lado, a aplicação do geotermômetro da clorita (Cathelineau, 1988) forneceu temperaturas em torno de 347°C para o evento metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde alto que afetou as formações ferríferas de Salobo (Réquia *et al.*, 1994), sendo consistente com 370°C sugerido por Lindenmayer (1990) para este evento. Os resultados da geotermometria da

GRAU METAMÓRFICO				
DIAGÊNESE/ BAIXO	MÉDIO		ALTO	
	ZONA DA BIOTITA	ZONA DA GRANADA	ZONA DA ESTAUROLI- TA/ESTAUR.- CIANITA	ZONA DA SILLIMA- NITA
chert \rightleftharpoons quartzo				
Fe ²⁺ + Fe(OH) ₃ \rightleftharpoons magnetita				
greenalita				
Fe-clorita				
	grunerita			
		almandina		
				fayalita

Tabela 3.2. Estabilidades relativas dos minerais presentes nas formações ferríferas mineralizadas de Salobo em função do grau metamórfico. Modificado de Klein (1983).

clorita nas rochas hospedeiras da mineralização, juntamente com as suas implicações na evolução metamórfica e na deposição dos metais no depósito de Salobo, são discutidos com detalhe no Capítulo 4.

3.3. ASSOCIAÇÕES PARAGENÉTICAS E FEIÇÕES TEXTURAIS

3.3.1. Assembléias óxido-sulfetadas

A mineralização primária de Cu consiste principalmente de disseminações de calcopirita, bornita e calcosita, intimamente associadas a lentes ricas em magnetita. Os corpos de minério encontram-se ao longo de uma zona de cisalhamento orientada na direção NNW-SSE, com mergulho médio de 85° SW, constituindo lentes balizadas por faixas com alta taxa de deformação.

As principais paragêneses de minério observadas em Salobo são:

(1) magnetita-bornita-calcosita

(2) magnetita-bornita-calcopirita

A magnetita é o mineral de minério predominante, perfazendo cerca de 60% de cada paragênese. A paragênese 1 é a mais comum, mostrando o predomínio da bornita (25%) em relação à calcosita (15%). Na paragênese 2 notou-se uma predominância da calcopirita (25%) em relação à bornita (15%).

Magnetita

A magnetita ocorre como grãos idioblásticos a subidioblásticos, com tamanho variável de

10 a 135 μm , apresentando bordos retilíneos em contato com os sulfetos e bordos de reação em contato com os silicatos (Fig.3.5), provavelmente decorrentes de reações óxido-silicáticas ocorridas durante os eventos metamórfico-hidrotermais. Exibe uma granulometria grossa e textura granoblástica devido a processos de recristalização metamórfica (*annealing*). Ao microscópio eletrônico, a magnetita granoblástica apresenta pequenas inclusões de molibdenita, ilmenita, fluorita, alanita, apatita, turmalina, uraninita e ouro, indicando que estas fases já se encontravam presentes nas formações ferríferas hospedeiras durante a recristalização da magnetita. Lamelas de ilmenita em magnetita foram observadas apenas de forma localizada. Outro tipo de magnetita, com textura lamelar (Fig.3.5), ocorre preenchendo fraturas e espaços intersticiais à fayalita e granada, geralmente associada aos sulfetos, representando o produto da decomposição destes minerais durante a retrogressão metamórfica. Em zonas de maior deformação, observa-se um bandamento milonítico marcado por bandas milimétricas a submilimétricas de magnetita intercaladas com bandas de quartzo+clorita±biotita±grunerita. A oxidação localizada da magnetita originou hematita, sendo este mineral raramente observado nas formações ferríferas.

Calcopirita, bornita, calcosita

Os sulfetos de Cu estão preferencialmente associados a lentes ricas em magnetita, sendo observada uma correlação positiva entre os seus conteúdos. Adicionalmente, observou-se uma ocorrência preferencial de calcopirita em formações ferríferas constituídas por fayalita. A *calcopirita* ocorre principalmente como grãos de tamanho médio em torno de 30 μm , intersticiais à fayalita, grunerita e magnetita ou como lamelas de exsolução na bornita (Fig.3.5). A *bornita* é o sulfeto predominante, ocorrendo de forma intersticial à grunerita e ao longo dos planos de clivagem de minerais micáceos dobrados. Na ausência de calcopirita, a associação bornita-calcosita é comum, apresentando intercrescimentos mirmequíticos (Fig.3.5) devido a fenômenos de exsolução a temperaturas mais baixas. A *calcosita* ocorre geralmente associada à bornita, ambas constituindo grãos xenoblásticos a subidioblásticos, com tamanho máximo de 150 μm . Ocorrem ainda como lamelas intersticiais aos silicatos e magnetita ou preenchendo microfraturas em granada, associadas

FIGURA 3.5

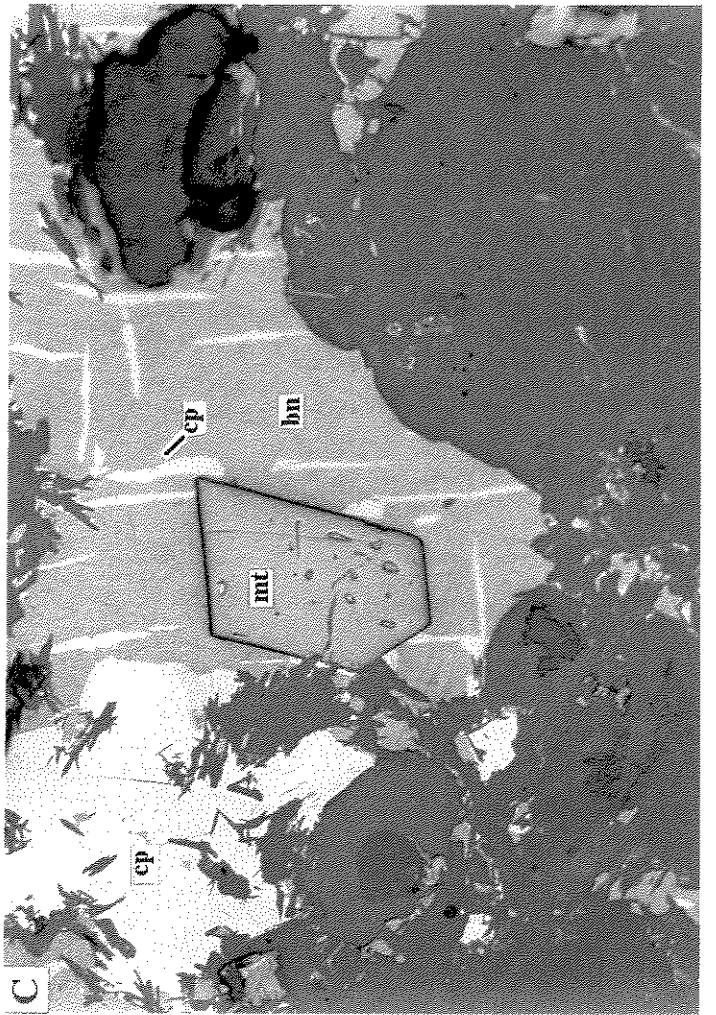
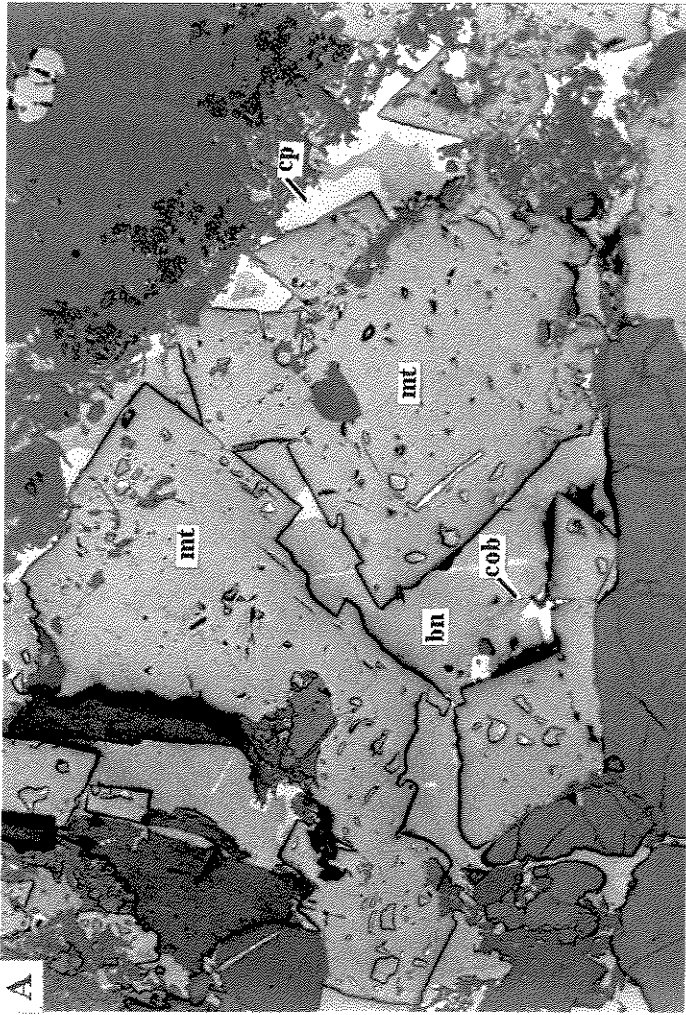
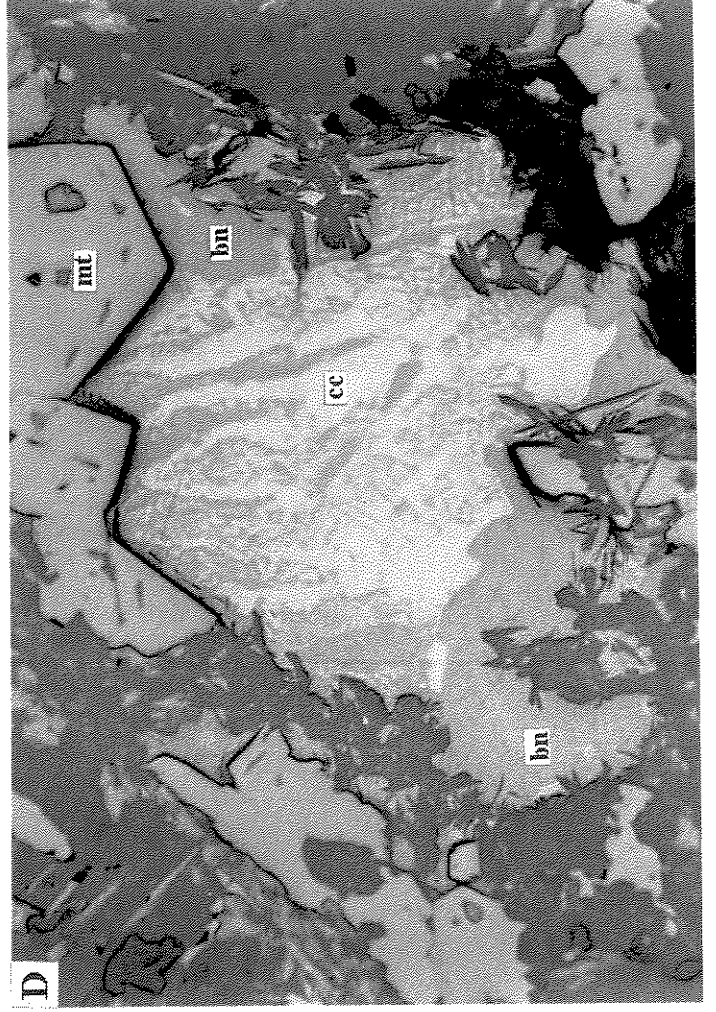
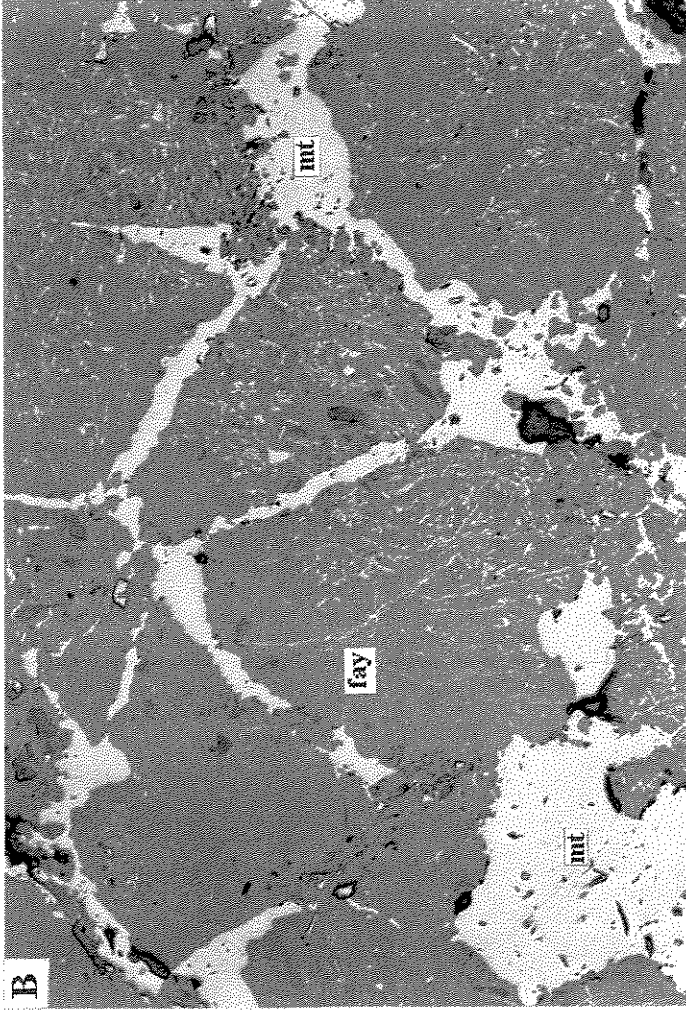
Mineralogia do minério hospedado pelas formações ferríferas do depósito de Salobo.

(A) Magnetita (mt) idióblástica com bordos retilíneos em contato com bornita (bn) e calcopirita (cp). Luz refletida, LN, campo de visão=1,40 mm, F24/149,1 m.

(B) Magnetita (mt) com textura lamelar preenchendo espaços intersticiais aos cristais de fayalita (fay) e em fraturas deste mineral. Luz refletida, LN, campo de visão=1,40 mm, F46/296,5 m.

(C) Lamelas de exsolução de calcopirita (cp) em bornita (bn); magnetita (mt) idióblástica. Luz refletida, LN, campo de visão=0,70 mm, F24/149,1 m.

(D) Textura resultante do intercrescimento mirmequítico de bornita (bn) e calcosita (cc). Luz refletida, LN, campo de visão=0,70 mm, F46/296,5 m.



à biotita e clorita. Covelita foi observada apenas localizadamente, como substituição da bornita, em rochas ricas em clorita. Análises químicas destes sulfetos mostram composições constantes, sem variações significativas. Os sulfetos de cobre também foram observados na interação das foliações miloníticas s-c e preenchendo microfaturas de cisalhamento (Siqueira, 1990).

Minerais Acessórios

Abundantes inclusões de *molibdenita*, em geral menores que 1 μm , foram detectadas em grãos de magnetita através de microscopia eletrônica. Outro tipo de molibdenita ocorre localizadamente, na forma de veios cisalhados, com espessura média de 1000 μm , associados a bornita e quartzo. A *uraninita* está presente nas rochas hospedeiras como pequenas e numerosas inclusões de tamanho variável (8-20 μm), exibindo halos marrons característicos, em grãos de magnetita, grunerita, biotita e alanita. A *ilmenita* ocorre na forma de lamelas em magnetita e granada ou como grãos idioblásticos, com tamanho entre 5 e 10 μm , inclusos nestes minerais (Fig.3.6). A *grafita* foi observada apenas localizadamente, como rosetas (0,5-1,0 mm) inclusas em granada, intersticial a grunerita e quartzo ou associada a veios de quartzo deformados. A hematita e digenita constituem minerais raros nas formações ferríferas de Salobo.

3.3.2. Ouro e paragêneses associadas

Ouro

O *ouro* é encontrado na sua forma nativa em discretos grãos anédricos, com tamanho máximo de 10 μm , concentrado nas formações ferríferas do tipo 1. O teor médio de Au é de 0,86 ppm, mas localizadamente pode variar de 1,3 a 6,7 ppm. Ocorre principalmente incluso em minerais do grupo dos sulfoarsenetos, diarsenetos, magnetita e sulfetos de cobre ou intersticial a grãos grossos de magnetita e calcopirita, evidenciando uma forte associação com estes minerais (Fig.3.6). Veios de

FIGURA 3.6

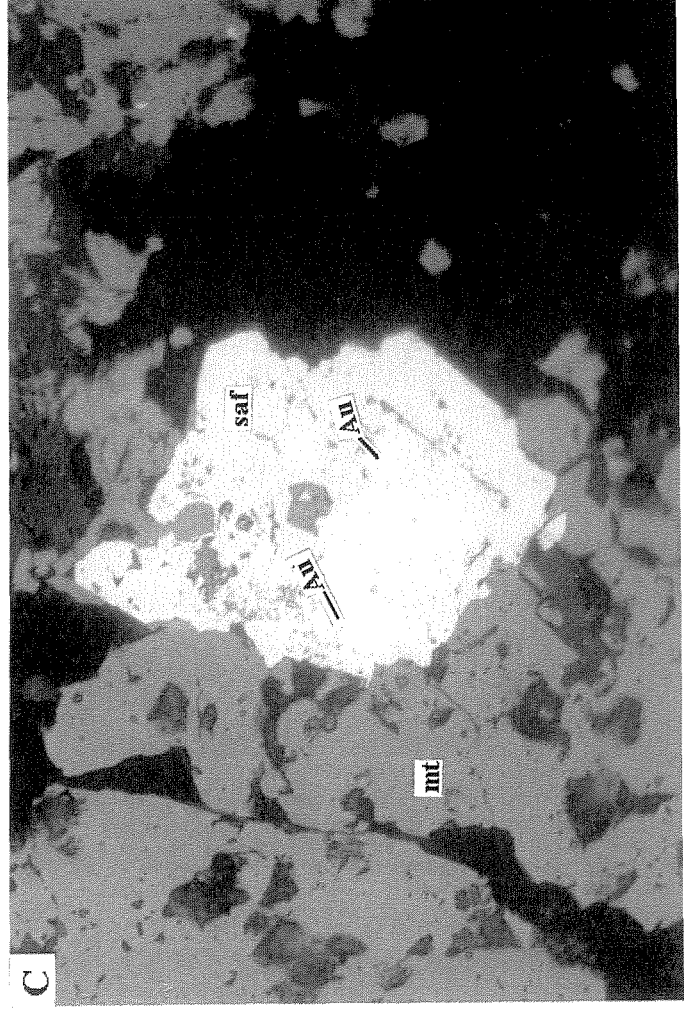
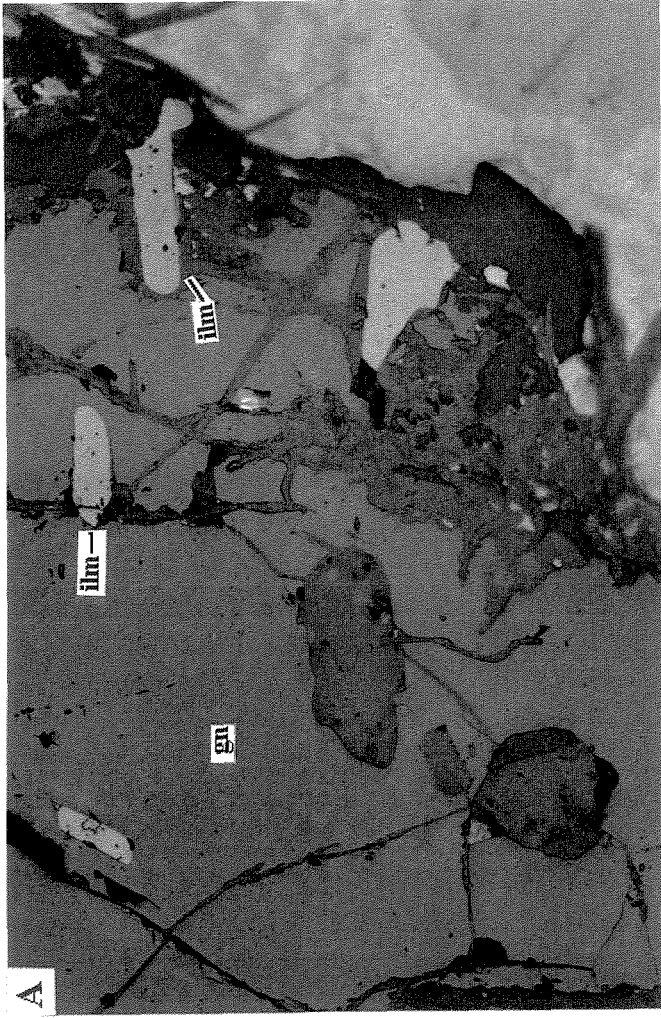
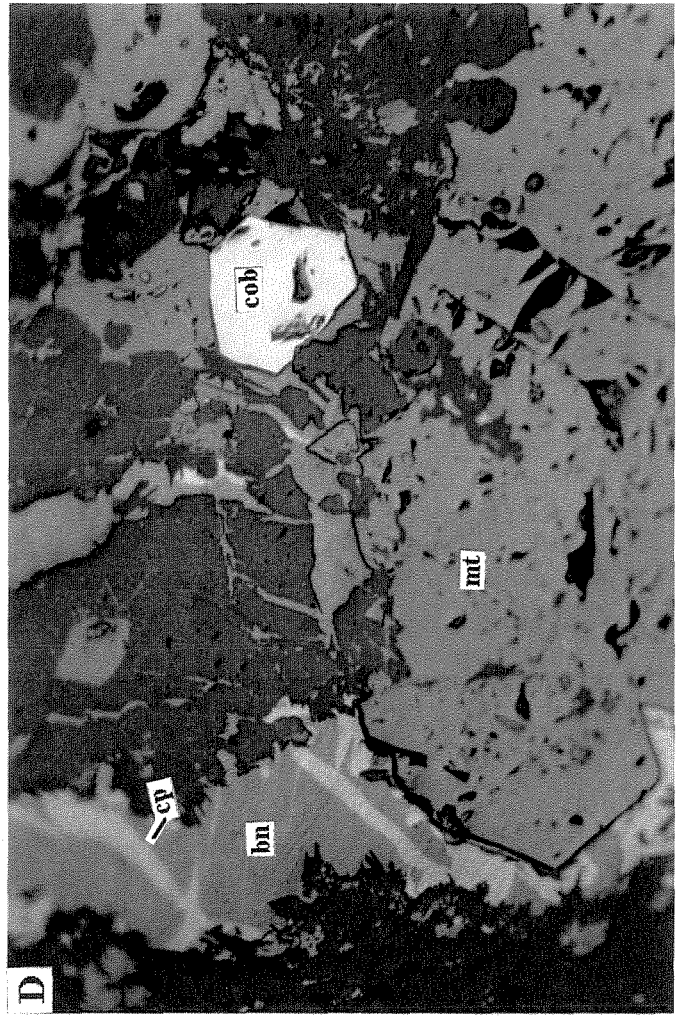
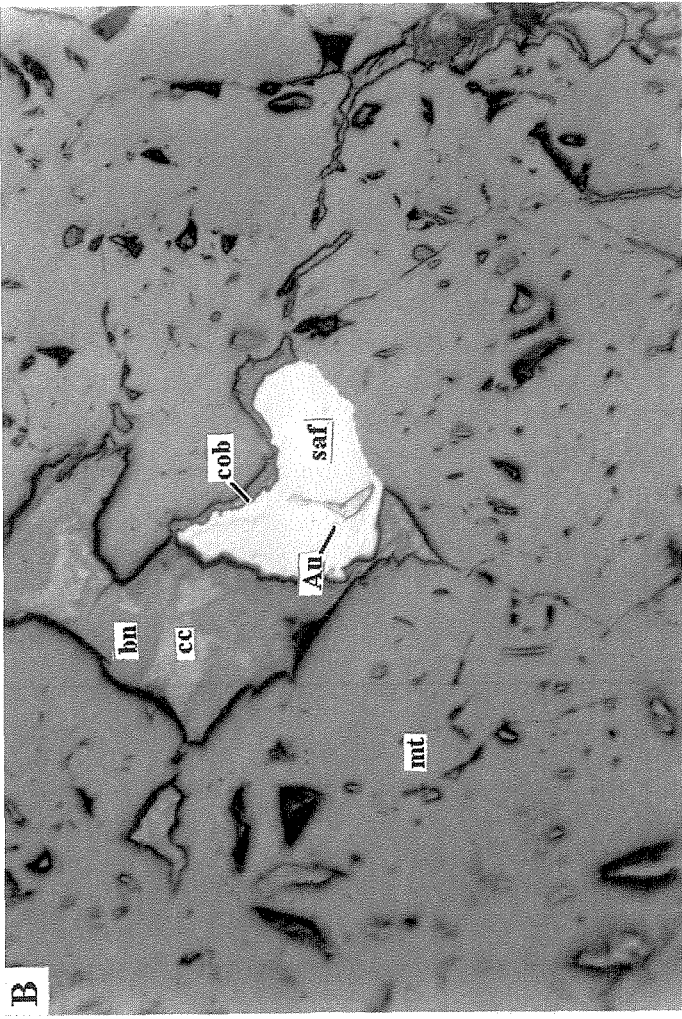
Mineralogia do minério hospedado pelas formações ferríferas do depósito de Salobo.

(A) Inclusões de ilmenita (ilm) idioblástica em granada. Bornita (bn) e calcosita (cc) apresentam textura mirmequitica. Luz refletida, LN, campo de visão=0,70 mm, F18/209,5 m.

(B) Ouro (Au) nativo incluído em saflorita (saf) com bordos de cobaltita (cob). Luz refletida, LN, campo de visão=0,35 mm, F46/296,5 m.

(C) Saflorita (saf) com inclusões anédricas de ouro (Au) nativo. Luz refletida, LN, campo de visão=0,35 mm, F128/166,95 m.

(D) Cobaltita (cob) idioblástica associada à magnetita (mt) e bornita (bn) com lamelas de calcopirita (cp). Luz refletida, LN, campo de visão=0,70 mm, F46/436,0 m.



clorita e stilpnomelano que cortam as formações ferríferas podem eventualmente conter sulfetos de Cu e ouro associados.

Diarsenetos e Sulfoarsenetos

Da série loellingita-saflorita-rammelsbergita ($\text{FeAs}_2\text{-CoAs}_2\text{-NiAs}_2$), apenas *saflorita* é encontrada nas formações ferríferas de Salobo, particularmente na formação ferrífera do tipo 1. Ocorre na forma de grãos subidioblásticos a idioblásticos, com tamanho variável de 2,5 a 135 μm , associada ao ouro, cobaltita, sulfetos e magnetita. Localizadamente, observaram-se grãos de saflorita apresentando bordos de cobaltita, geralmente contendo ouro nativo incluso (Fig.3.6).

A *cobaltita* (CoAsS), mineral do grupo dos sulfoarsenetos, está presente nas formações ferríferas mineralizadas de Salobo, evidenciando uma forte associação com ouro, saflorita, sulfetos e magnetita. Este mineral apresenta-se principalmente na forma de diminutos grãos idioblásticos, geralmente menores que 5 μm , ou como grãos com tamanho variável de 7,5 a 20 μm , preenchendo os espaços intersticiais aos silicatos, sulfetos e magnetita (Fig.3.6).

3.4. EVOLUÇÃO DA MINERALIZAÇÃO: O PAPEL DO METAMORFISMO

A íntima associação com formações ferríferas, juntamente com a composição mineralógica do minério, sugerem uma origem sedimentar-exalativa para o depósito de Cu (Au, Ag, Mo) de Salobo, conforme postulada por Lindenmayer (1990). A ocorrência de inclusões de fluorita e turmalina em magnetita granoblástica, juntamente com a associação destes minerais com altas percentagens de magnetita nas formações ferríferas, podem ser interpretadas como resultado de uma atividade sedimentar-exalativa, a qual também pode ter originado a mineralização sulfetada. As observações petrográficas acima não são concordantes com a gênese da fluorita e turmalina a partir de sistemas graníticos, no entanto, apresentam consistência com uma origem sedimentar-exalativa

para o depósito de Salobo.

A ocorrência de sulfetos em microfraturas de cisalhamento e na interação das foliações s-c (Siqueira, 1990), juntamente com as texturas observadas (*e.g. annealing* em magnetita), sugerem que as assembléias óxido-sulfetadas sofreram recristalização e processos de fluxo mecânico com o metamorfismo e deformação. Estas evidências indicam um controle estrutural da mineralização, gerando "armadilhas" microestruturais propícias à precipitação dos sulfetos de Cu e do Au, assim como uma forte influência do metamorfismo na remobilização e concentração da mineralização.

O entendimento dos mecanismos responsáveis pelas interações químicas e texturais em sistemas complexos é essencial para a interpretação das transformações pós-deposicionais sofridas pela mineralização. A presença de lamelas de calcopirita em bornita nas formações ferríferas de Salobo pode ser explicada por fenômenos de exsolução, envolvendo a nucleação e crescimento de calcopirita, seguido pela precipitação de bornita, a partir de uma solução sólida intermediária (Amcoff, 1988). Isto indica que a taxa de crescimento das lamelas de calcopirita deve ser rápida o suficiente para permitir a nucleação homogênea de uma segunda fase na matriz, ou seja, bornita. Lamelas de ilmenita em magnetita ocorrem de forma localizada nas rochas hospedeiras e provavelmente representam o resultado de fenômenos de exsolução. A solubilidade da ilmenita em Ti-magnetita a altas temperaturas é muito baixa para explicar fenômenos de exsolução isoquímica simples (Lindsley, 1962), sendo a possibilidade de exsolução-oxidação de ilmenita em magnetita sugerida por alguns autores (Haggerty, 1976; Amcoff e Figueiredo, 1990). As lamelas de calcopirita em bornita, assim como as lamelas de ilmenita em magnetita, podem ser interpretadas como o resultado do resfriamento simples de uma solução sólida ou como fenômenos de exsolução-oxidação, com mudanças químicas envolvidas. No entanto, a ocorrência de cristais idioblásticos de ilmenita inclusos em granada indica uma complexidade em relação à formação da ilmenita, requerendo um estudo mais detalhado. Intercrescimentos mirmequíticos entre bornita e calcosita são comuns nas formações ferríferas, evidenciando a presença de processos de exsolução ou exsolução-oxidação a temperaturas relativamente baixas, inferiores a 335°C (Craig e Scott, 1974).

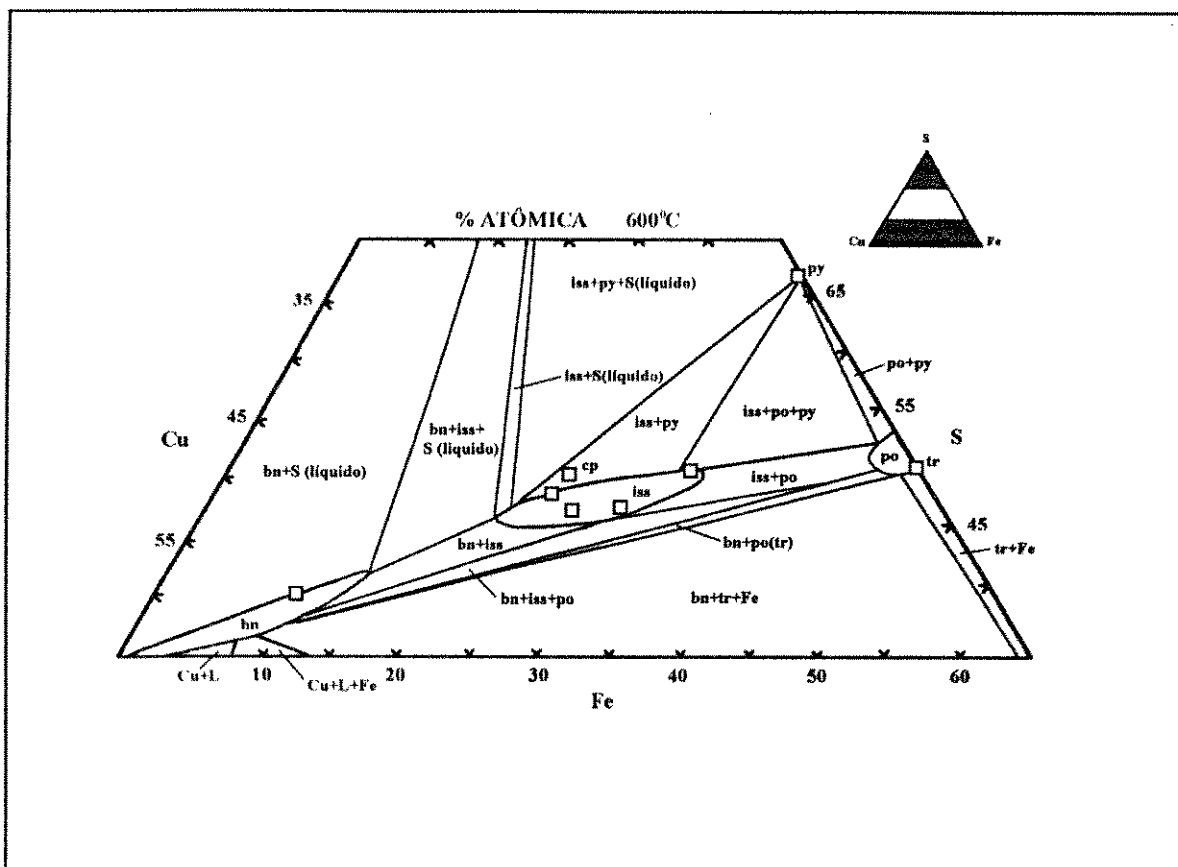


Figura 3.7. Relações de fase na porção central do diagrama representando o sistema Cu-Fe-S, a 600°C (Cabri, 1973). Abreviações: bn-bornita, cp-calcopirita, py-pirita, po-pirrotita, tr-troilita.

A evolução da mineralização de Salobo ocorreu dentro do sistema Fe-Cu-S-O (Au), como indicado pelas paragêneses de minério identificadas. O Au pode ser interpretado como parte deste sistema desde os primeiros estágios da evolução da mineralização, como indicado pelas inclusões de Au nativo em magnetita granoblástica, sendo posteriormente remobilizado. Também pode ter sido introduzido nas formações ferríferas por fluidos hidrotermais, em condições retrometamórficas, como sugerido pela associação com clorita, sulfoarsenetos e diarsenetos. Durante a história metamórfica do depósito de Salobo, sob condições de fácies anfíbolito alto (650°C), é provável que a assembléia sulfetada tenha sido representada pela solução sólida cúbica $(Cu, Fe)_{1+x}S$,

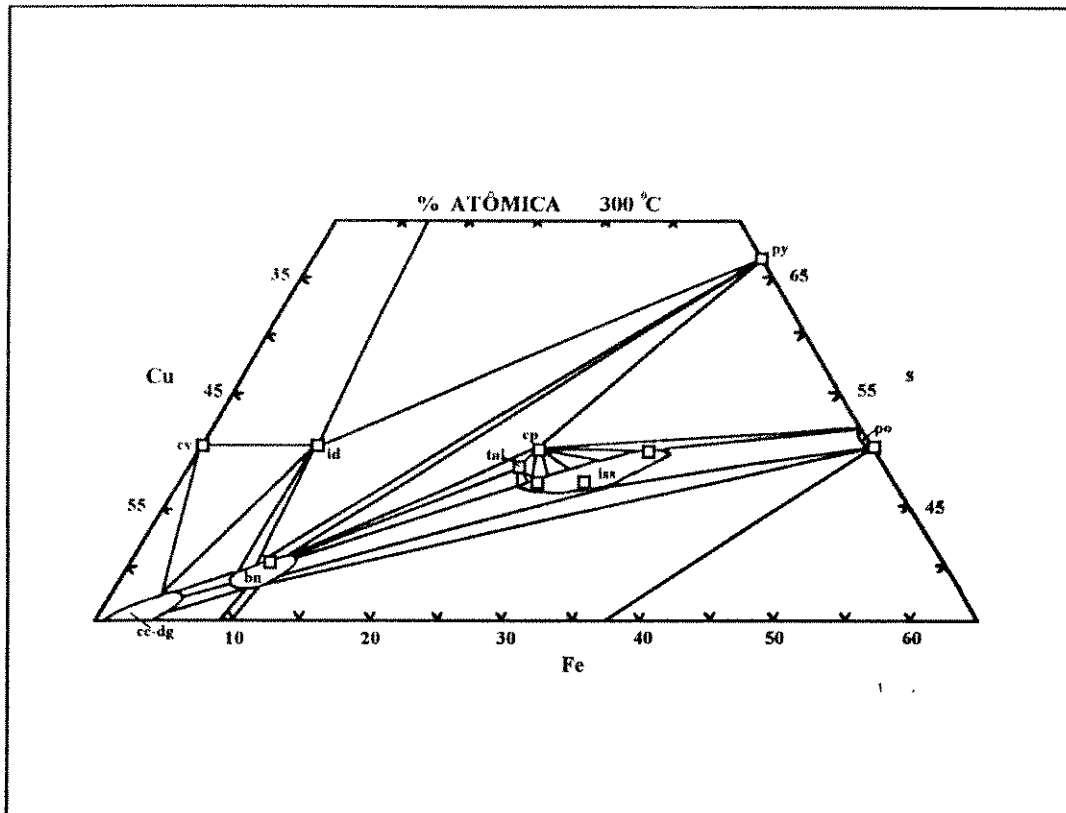


Figura 3.8. Relações de fase na porção central do diagrama Cu-Fe-S a 300°C (Cabri, 1973).
 Abreviações: cv-covelita, id-idaíta, tal-talnakhita.

denominada de i.s.s., rica em cobre, em equilíbrio com a fase rica em ferro da solução sólida da bornita $((\text{Cu}_2\text{S})_{51x}(\text{Fe}_2\text{S}_3)_{11x})$; Fig.3.7). Neste evento metamórfico as condições foram redutoras, como indicado pela presença de inclusões de uraninita em porfiroblastos de magnetita e grafita disseminada nas rochas hospedeiras.

A temperaturas mais baixas, compatíveis com a fácies xisto verde alto (347°C), a assembléia sulfetada evoluiu para calcopirita tetragonal, estável abaixo de 547°C, e bornita e calcosita, provenientes da decomposição da solução sólida da bornita a temperaturas inferiores a 335°C (Fig.3.8).

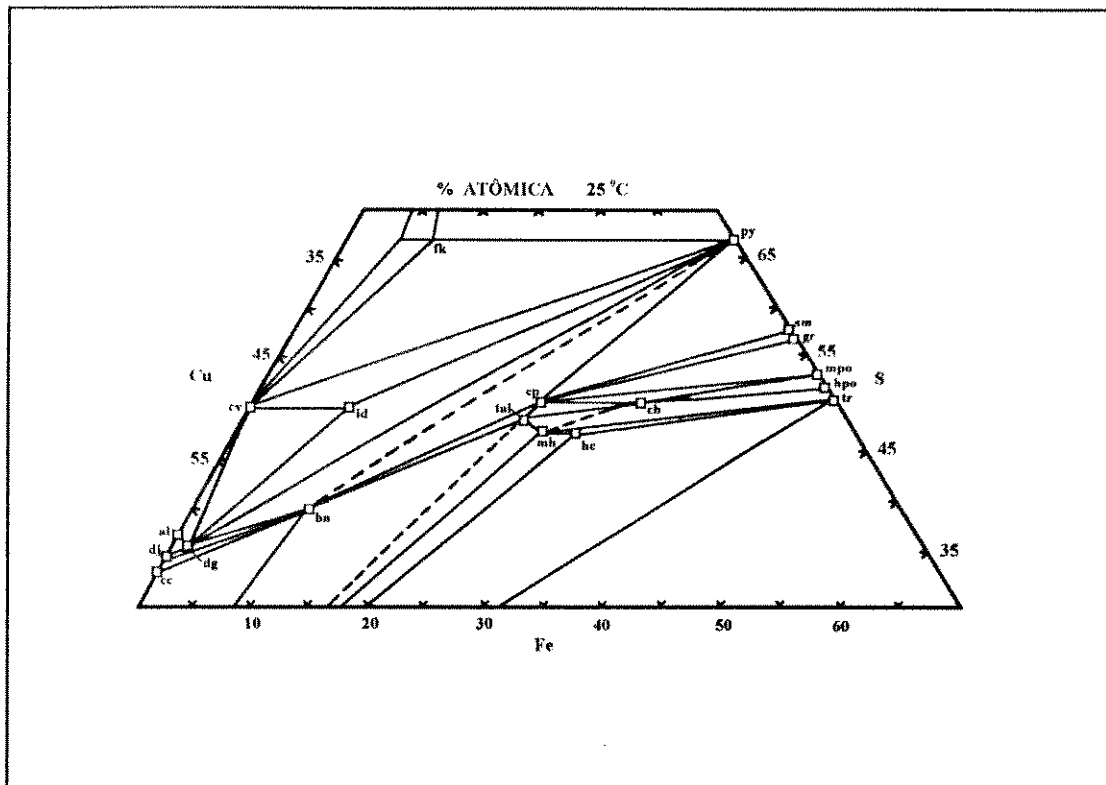
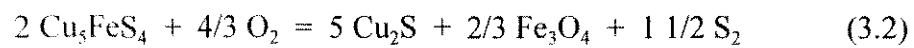


Figura 3.9. Relações de fase na porção central do diagrama Cu-Fe-S a 25°C (Cabri, 1973). Abreviações: di-digenita, dj-djurleíta, al-anilita, fk-fukuchilita, mh-mooihockita, hc-haycockita, cb-cubanita, sm-smythita, mpo-pirrotita monoclinica, hpo-pirrotita hexagonal.

A ausência de grafita e ocorrência de hematita nas formações ferríferas cloritizadas, juntamente com a ausência de pirita e pirrotita das paragêneses sulfetadas, sugerem condições de fO_2 mais elevadas para o evento metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde alto. Em decorrência destas condições oxidantes, pode ter ocorrido a substituição da calcopirita por bornita (reação 3.1) e da bornita por calcosita (reação 3.2), de acordo com as seguintes reações de oxidação (Barnes, 1979)





Com a subsequente diminuição da temperatura, pode ocorrer a formação de calcosita hexagonal, estável abaixo de 200^oC, e digenita, estável em torno de 120^o±70^oC, sendo estes os prováveis sulfetos de Cu observados hoje no depósito, juntamente com a bornita e calcopirita tetragonal (Fig.3.9).

CAPÍTULO 4

QUÍMICA MINERAL

4.1. INTRODUÇÃO

As assembléias minerais, suas respectivas relações químicas e texturais, particularmente nas rochas hospedeiras, são estudadas em detalhe neste capítulo. As composições minerais das principais paragêneses associadas às mineralizações de Cu e Au e suas condições de formação no contexto metamórfico do depósito constituem os principais pontos investigados.

Este estudo também fornece uma base essencial para o estabelecimento dos parâmetros físico-químicos de deposição dos metais, que será desenvolvido no capítulo seguinte.

4.2. MATERIAIS E MÉTODOS

A investigação petrográfica de um grupo de 13 amostras representativas das formações ferríferas silicatadas, hospedeiras da mineralização de Cu (Au, Ag, Mo), e de metagrauvas associadas, coletadas em 7 furos de sondagem (Anexo B1), foi complementada por estudos de microscopia e microsonda eletrônica. As análises foram realizadas para elementos maiores e traços de assembléias minerais silicatadas e do minério, em microsonda CAMECA SX50, operando com 15/20 Kv e 25/40 nA, respectivamente, no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Os padrões usados para os silicatos foram os seguintes: SiO₂ em wollastonita, Ca, K e Al em ortoclásio,

Na em albita, Mg em olivina, Mn em $MnTiO_3$, Fe em hematita, Ti em TiO_2 , Cr em Cr_2O_3 e F em apatita. Para a magnetita foram usados os mesmos padrões acima, com exceção do Al em Al_2O_3 . Para cobaltita, saflorita e ouro os padrões foram S e Fe em pirita, Au e Ag em ouro, As em AsGa, Co, Ni e Cl em elementos nativos. As análises quantitativas e correções foram efetuadas através de programas aplicativos em microcomputador disponíveis no uso da microsonda. Os resultados completos obtidos das análises químicas dos silicatos e assembléias de minério encontram-se no Anexo B2.

4.3. COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DOS SILICATOS

Clorita

A clorita constitui uma fase mineral subordinada nas formações ferríferas mineralizadas, sendo considerada o resultado da retrogressão metamórfica dos minerais ferro-magnesianos, sob condições de fácies xisto verde.

Análises de microsonda eletrônica em grãos de cloritas nas formações ferríferas mineralizadas mostram que a clorita é rica em ferro, com razões $Fe/Fe+Mg$ variando de 0,84 a 0,89. Estas razões combinadas com os conteúdos de Si, que variam de 5,34 a 5,49 íons por fórmula, classificam a clorita como ripidolita, de acordo com o critério proposto por Hey (1954; Fig. 4.1; Anexo B2). As cloritas de metagrauvas associadas às formações ferríferas de Salobo mostram modos de ocorrência semelhantes, porém as razões $Fe/Fe+Mg$ são levemente mais baixas, concentrando-se no intervalo de 0,74 a 0,85 (Lindenmayer, 1990; Fig. 4.1).

Adicionalmente, os dados químicos plotados no diagrama $Fe/Fe+Mg$ (em fração atômica) versus $Al(IV)$ revelam que a composição das cloritas de Salobo difere das composições de cloritas de outros depósitos (Fig. 4.2). Nos depósitos de sulfetos maciços tipo Kuroko, Japão, as razões $Fe/Fe+Mg$ são geralmente baixas, variando de 0,0 a 0,1; nos depósitos de metais base do tipo veio

as razões são altas (0,76-1,0), coincidindo parcialmente com os valores das cloritas de Salobo; nos depósitos de Au associado a sulfetos em formações ferríferas arqueanas de Kopje, Zimbabwe, estas razões são relativamente mais baixas que as de Salobo, concentrando-se no intervalo de 0,29 a 0,75.

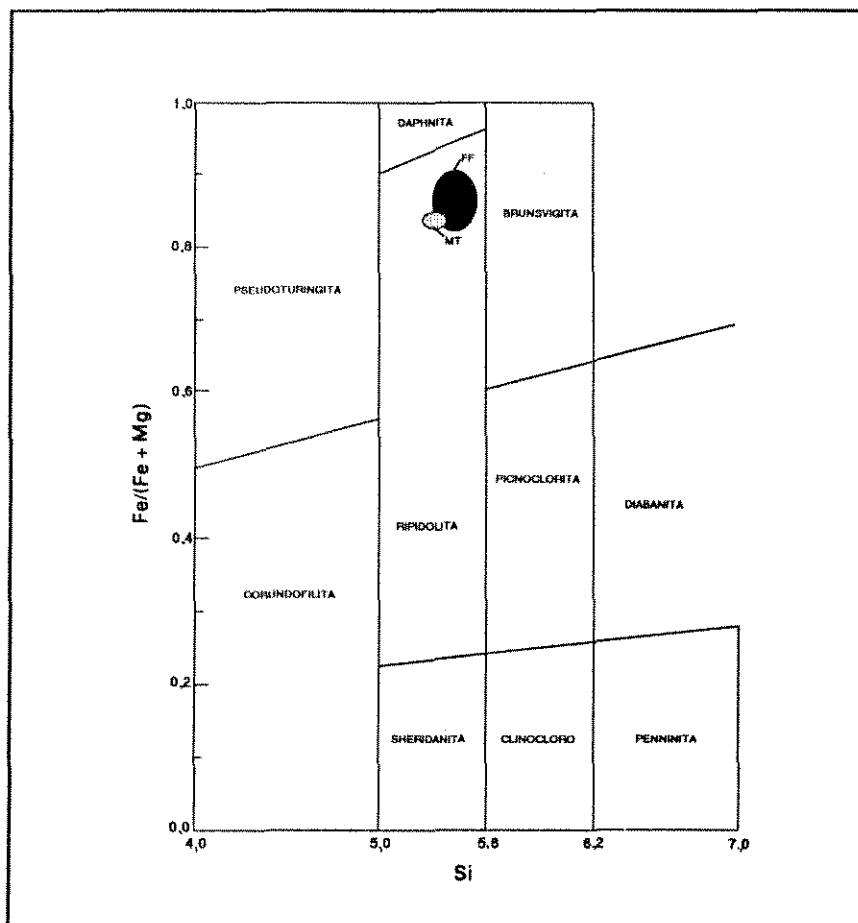


Figura 4.1. Classificação química das cloritas de Salobo demonstrada no diagrama $Fe/Fe+Mg$ versus Si no sítio tetraédrico (Hey,1954). Abreviaturas: FF= formações ferríferas; MT= metagrauvascas.

Turmalina

A turmalina está presente na maioria das litologias que ocorrem na área do depósito de

Salobo, em proporções variáveis. Nas formações ferríferas e metagrauvas, a turmalina encontra-se principalmente associada à granada e biotita, na forma de cristais idioblásticos, frequentemente zoneados, orientados segundo à foliação ou inclusos em granada e magnetita.

Análises de microsonda eletrônica das turmalinas das formações ferríferas e metagrauvas associadas revelaram composições ao longo da solução sólida schorl-dravita, predominando os membros mais ricos em Fe, tipicamente schorlíticos (Fig.4.3). Adicionalmente, observou-se um

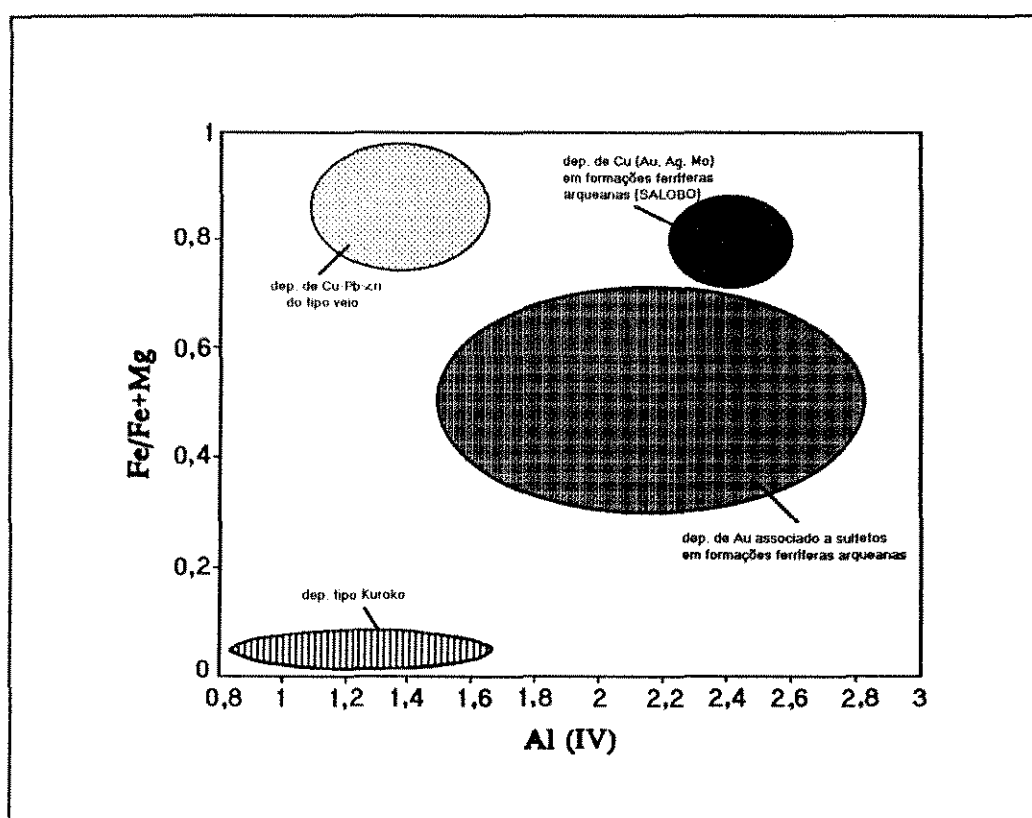


Figura 4.2. Diagrama Al(iv) vs. Fe/Fe+Mg evidenciando a variação das razões Fe/Fe+Mg em função do Al tetraédrico das cloritas de Salobo em comparação com outros tipos de depósitos. Dados obtidos de Shikazono e Kasmahata (1987) para os depósitos de metais base tipo Kuroko e tipo veio; depósito de Au associado a sulfetos em formações ferríferas de Kopje Mine, Zimbabwe, obtidos de Fisher (1992).

enriquecimento em Mg dos núcleos em relação aos bordos nos cristais de turmalinas das formações ferríferas mineralizadas e das metagrauvas (Anexo B2). Slack *et al.* (1993), estudando as turmalinas associadas e não associadas a sulfetos em turmalinitos de Globe Mine, B.Hill, Austrália (Pb-Zn-Ag), sugerem que a recristalização durante o metamorfismo de alto grau produz turmalinas enriquecidas em Mg, por reações entre sulfetos e silicatos. As turmalinas de Salobo apresentam conteúdos de ferro mais altos que as de Globe Mine, com razões Fe/Fe+Mg variando de 0,67 a 0,76 nas formações ferríferas e 0,87 nas metagrauvas (Anexo B2), e tanto as turmalinas de Salobo como as de Globe Mine apresentam núcleos relativamente ricos em Mg. Isto sugere que o metamorfismo de fácies anfibolito alto que atingiu o depósito de Salobo (650°C; veja seção 3.2.2) pode ter sido

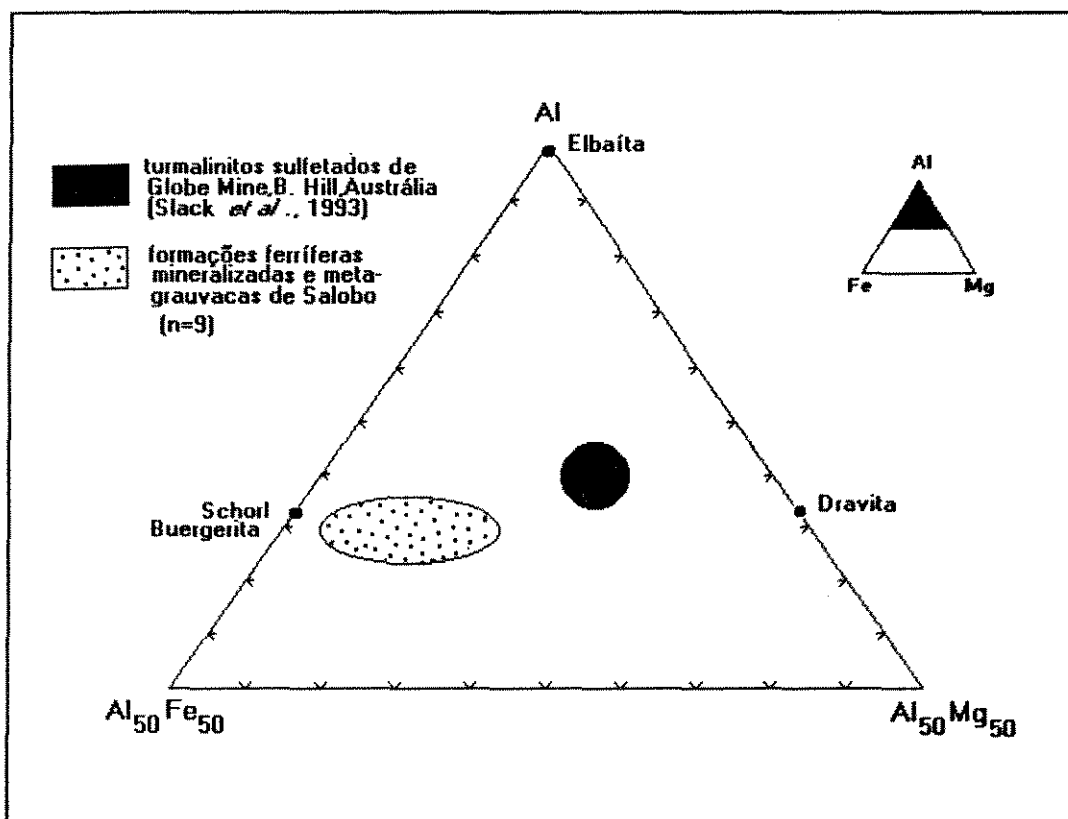


Figura 4.3. Diagrama ternário Fe-Al-Mg mostrando as composições das turmalinas de Salobo (n=9; em % atômica) e de Globe Mine, B.Hill, Austrália (Slack *et al.*, 1993).

responsável pela formação destes minerais. No entanto, fluidos metamórficos geralmente não contém quantidades significativas de BO_3^{+3} necessárias à formação das turmalinas, embora a possibilidade destes fluidos lixivarem boro em um ambiente sedimentar-exalativo não deva ser desconsiderada.

Por outro lado, as texturas observadas, como cristais de turmalina zoneados ou inclusos em porfiroblastos de granada e magnetita, sugerem que a formação da turmalina antecedeu o metamorfismo. Neste caso, pode-se associar a origem do boro ao provável ambiente sedimentar-exalativo de formação do depósito. Alternativamente, outra fonte de boro seria o magmatismo associado, desde que os conteúdos deste elemento no magma sejam significativos.

A ausência de dados isotópicos torna difícil uma investigação mais precisa sobre a origem do boro contido nas turmalinas de Salobo e suas implicações na gênese e evolução do depósito.

4.4. MAGNETITA

A magnetita é o mineral constituinte principal das paragêneses do minério de Salobo, estando associada tanto com calcopirita-bornita como bornita-calcosita.

AMOSTRAS	50/347,4A	50/347,4B	50/361,5	128/167,6A	128/167,6B
Fe_2O_3	68,38	68,21	67,69	68,5	68,27
FeO	31	30,87	31,03	30,98	31,02
TiO_2	0,08	0,06	0,24	0,02	0,04
Al_2O_3	0,12	0,1	0,2	0,17	0,3
TOTAL	99,62	99,26	99,28	99,74	99,74

Tabela 4.1. Análises químicas representativas das magnetitas das formações ferríferas do depósito de Salobo (em % em peso).

As análises das magnetitas por microsonda eletrônica revelam composições pouco variáveis, caracterizadas por baixos conteúdos de titânio (0,02-0,24 % em peso; Tab.4.1). Não foram observadas diferenças significativas nas composições químicas dos diferentes tipos texturais de magnetitas (e.g. granoblástica, lamelar).

4.5. OURO E PARAGÊNESES MINERAIS ASSOCIADAS

Ouro

Análises químicas do ouro nativo presente nas formações ferríferas mineralizadas de Salobo apresentam conteúdos de Cu que variam de 6,98 a 10,82 % em peso, com quantidades de Ag, Fe e As subordinadas (Tab.4.2).

AMOSTRAS	Au	Ag	Cu	Fe	As	TOTAL
128/166D	85,5	2,95	6,98	0,85	3,35	99,64
128/166E	89,76	1,08	9,76	0,09	0,03	100,72
54/356,3	85,45	1,13	9,19	1,73	1,39	98,89
46/296,5	84,02	1,39	10,82	0,52	2,68	99,43

Tabela 4.2. Análises de microsonda eletrônica do ouro associado à cobaltita, saflorita, sulfetos de Cu e magnetita nas formações ferríferas de Salobo (em % em peso).

De acordo com o diagrama de fases de Chang *et al.* (1977; Fig.4.4), as composições químicas do ouro de Salobo indicam que este é estável a temperaturas inferiores a 400°C.

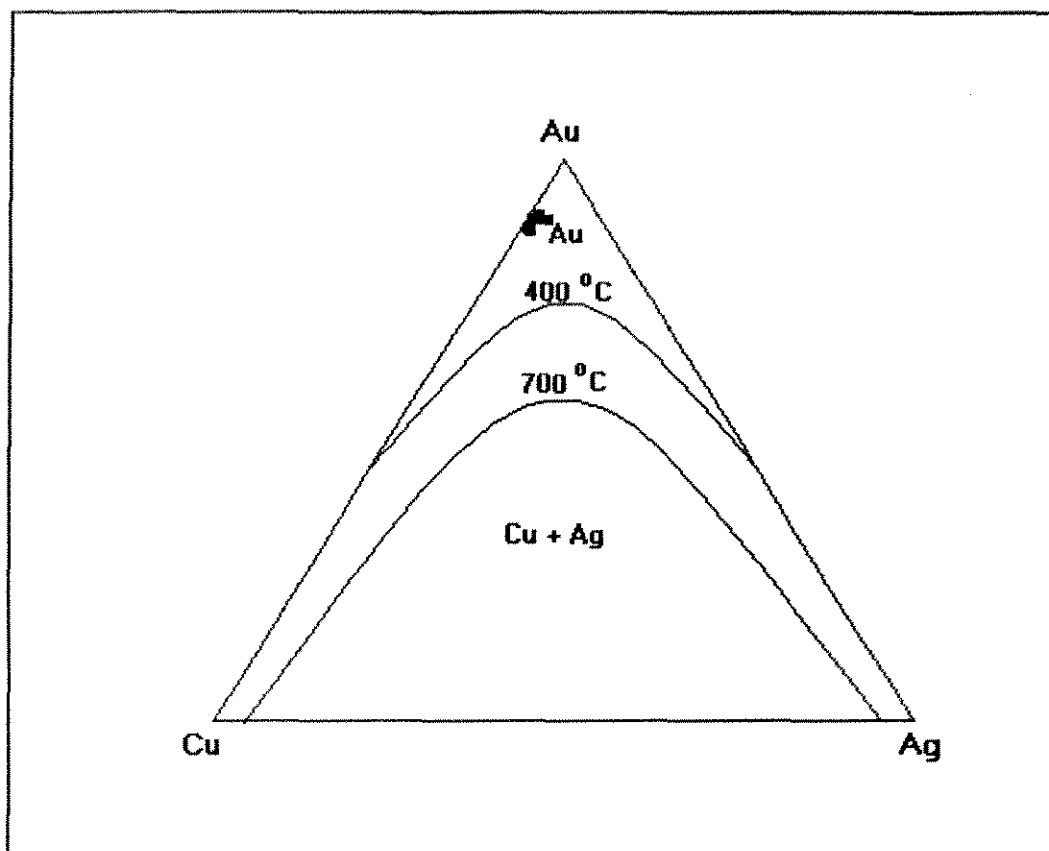


Figura 4.4. Diagrama ternário Au-Cu-Ag mostrando as composições do ouro de Salobo (em % em peso; simplificado de Chang et al., 1977).

Diarsenetos

Do grupo loellingita-saflorita-rammelsbergita ($\text{FeAs}_2\text{-CoAs}_2\text{-NiAs}_2$), apenas os membros ricos em CoAs_2 são encontrados em Salobo. Existem diferentes proposições em relação a terminologia dos minerais da série saflorita-loellingita. Radcliffe & Berry (1968) recomendam o uso de loellingita para composições com menos de 3 mol% de CoAs_2 , enquanto Holmes (1947) propõe a distinção entre saflorita e loellingita a 70 mol% de FeAs_2 . Berry & Thompson (1962) classificaram as safloritas em cinco tipos com base em diferentes padrões de difração de raio-X, no entanto as variações composicionais para cada tipo foram dadas por Radcliffe & Berry (1968).

AMOSTRA	F23	F23	F128	F54
	174,3A	174,3B	166,9C	356,3A
Fe (%pe)	2,97	2,96	2,49	2,51
Co	25,95	25,68	26,15	24
Ni	1,02	0,98	1,67	2,56
As	71,17	71,96	68,61	69,19
S	0,3	0,18	2,92	0,17
TOTAL	101,4	101,8	101,9	98,43
Fe (%at)	3,62	3,6	2,93	3,16
Co	29,95	29,62	29,12	28,59
Ni	1,18	1,14	1,87	3,06
As	64,65	65,27	60,1	64,83
S	0,65	0,38	5,98	0,37
TOTAL	100,05	100,01	100	100,01

Tabela 4.3. Análises químicas representativas das safloritas presentes nas formações ferríferas do depósito de Salobo. Valores fornecidos em porcentagem em peso (%pe) e porcentagem atômica (%at).

As análises por microsonda eletrônica mostram que os minerais do grupo dos diarsenatos são safloritas (Tab. 4.3), de acordo com a classificação de Radcliffe & Berry (1968) e Berry & Thompson (1962). As safloritas de Salobo apresentam uma variação composicional de 74 a 89 mol% de CoAs_2 e 3 a 21 mol% de FeAs_2 , concentrando-se no campo V da Figura 4.5. Ocorrem associadas ao ouro, cobaltita, calcopirita, bornita, calcosita e magnetita. Em algumas amostras, observaram-se grãos de saflorita com inclusões de ouro, apresentando uma borda de cobaltita, atingindo um tamanho máximo de 135 μm (amostras F54-356,35A e B; F46-296,5A e B; Anexo B2).

As safloritas são estáveis em um amplo intervalo de temperatura, de acordo com a composição química, não constituindo bons indicadores das condições termais de deposição do ouro.

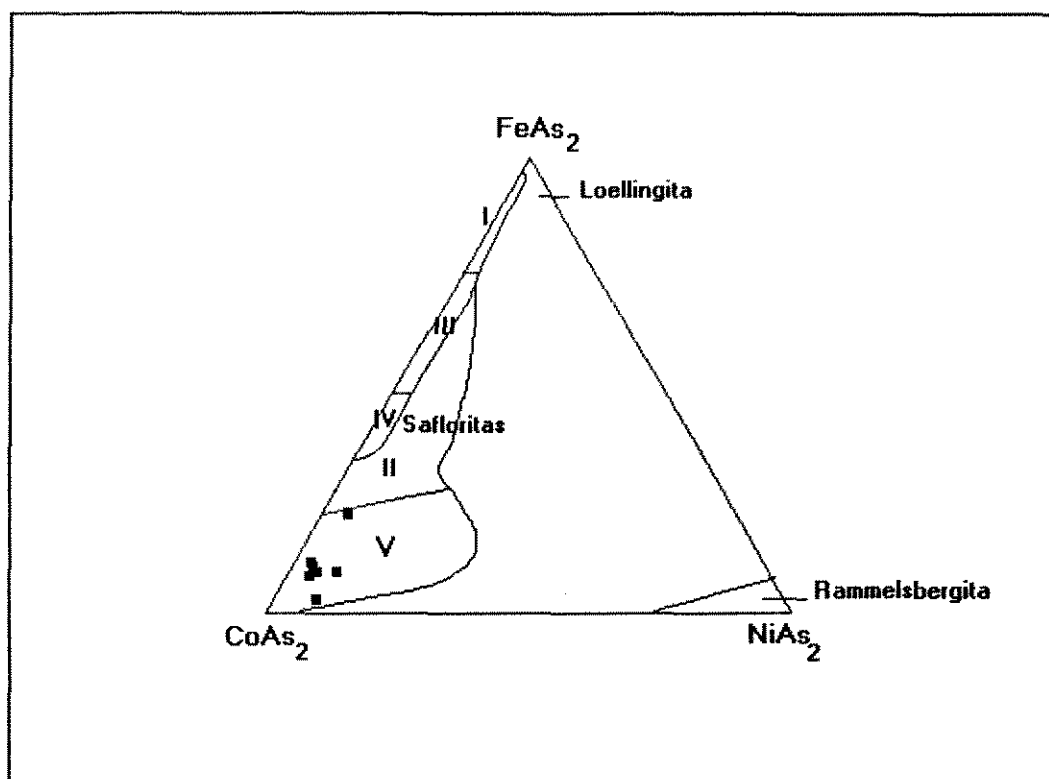


Figura 4.5. Diagrama ternário indicando a variação composicional das safloritas do depósito de Salobo. Campos composicionais das safloritas (I a V), loellingita e rammelsbergita (em mol%, modificado de Radcliffe & Berry, 1968).

Sulfoarsenetos

Os sulfoarsenetos incluem os minerais do grupo arsenopirita-cobaltita-gersdorffita (FeAsS-CoAsS-NiAsS), encontrando-se apenas cobaltita em Salobo. A presença de cobaltita nas formações ferríferas evidencia uma forte associação com ouro, saflorita, sulfetos de cobre e magnetita.

Análises por microsonda eletrônica das cobaltitas associadas ao Au mostram uma variação composicional de 85-95 mol% de CoAsS, 2-10 mol% de FeAsS e 2-11 mol% de NiAsS, correspondendo a temperaturas de estabilidade da cobaltita inferiores a 400°C (Fig.4.6; Tab. 4.4;

Verryn *et al.*, 1991).

AMOSTRA	F128 167,6B	F128 167,6C	F128 166,9B	F128 166,9D
Fe (%pe)	1,09	1	1,21	1,47
Co	33,6	34,09	32,56	31,83
Ni	1,26	1,12	2,36	2,72
As	45,87	45,43	45,39	46,35
S	18,71	18,91	19,23	18,35
TOTAL	100,5	100,6	100,8	100,7
Fe (%at)	1,08	1	1,19	1,46
Co	31,55	31,93	30,36	29,95
Ni	1,19	1,05	2,21	2,57
As	33,88	33,47	33,28	34,3
S	32,3	32,55	32,95	31,72
TOTAL	100	100	100	100

Tabela 4.4. Análises representativas de microsonda eletrônica das cobaltitas associadas ao ouro, saflorita, sulfetos de cobre e magnetita do depósito de Salobo. Valores fornecidos em porcentagem em peso (%pe) e porcentagem atômica (%at).

4.6. TEMPERATURAS ESTIMADAS A PARTIR DAS PARAGÊNESES MINERAIS: IMPLICAÇÕES NA DEPOSIÇÃO DOS METAIS

Cathelineau (1988) e Cathelineau & Nieva (1985), combinando dados obtidos de diferentes geotermômetros e composições químicas de cloritas dos sistemas geotermiais de Los Azufres (México), Salton Sea (California-EUA) e Coso (Sierra Nevada-EUA), demonstraram que o Al no sítio tetraédrico das cloritas é dependente da temperatura e pode ser considerado um geotermômetro

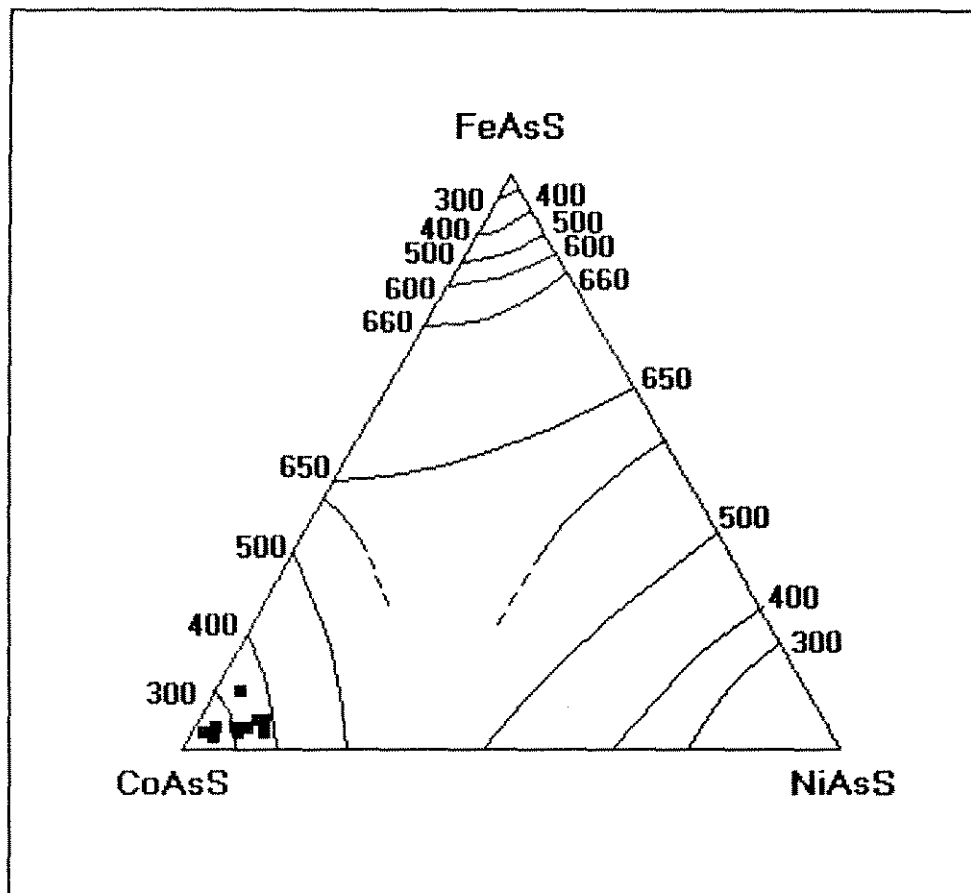


Figura 4.6. Diagrama ternário FeAsS-CoAsS-NiAsS indicando a variação composicional (em mol%) das cobaltitas do depósito de Salobo. Temperaturas de estabilidade das soluções sólidas de acordo com Verryn et al. (1991).

em potencial. Estes autores mostraram que a relação entre o Al(IV) e a temperatura é dada pela seguinte equação:

$$T (^{\circ}\text{C}) = - 61.92 + 321.98 (\text{Al}^{\text{IV}}) \quad (4.1)$$

Embora as temperaturas consideradas nos experimentos destes autores se encontrem no intervalo de 130^o-310^oC, investigações preliminares da relação T vs. Al(IV) em depósitos de outros

ambientes geológicos sugerem que o geotermômetro da clorita pode ser aplicado a temperaturas acima de 350°C (Cathelineau, 1988). Com base na equação acima, a concentração de Al(iv) nas cloritas das formações ferríferas mineralizadas indica temperaturas que variam de 334° a 366°C (Fig.4.7; Anexo B2). Temperaturas obtidas a partir do Al(iv) de cloritas analisadas por Lindenmayer (1990) em metagrauvas da área de Salobo, mostram uma variação de 341° a 352°C (Fig.4.7). Como os valores das temperaturas em metagrauvas se sobrepõem aos das hospedeiras da mineralização, pode-se considerar 347°C como a temperatura média obtida de cloritas das formações ferríferas e metagrauvas do depósito de Salobo. A cloritização acentuada dos minerais ferro-

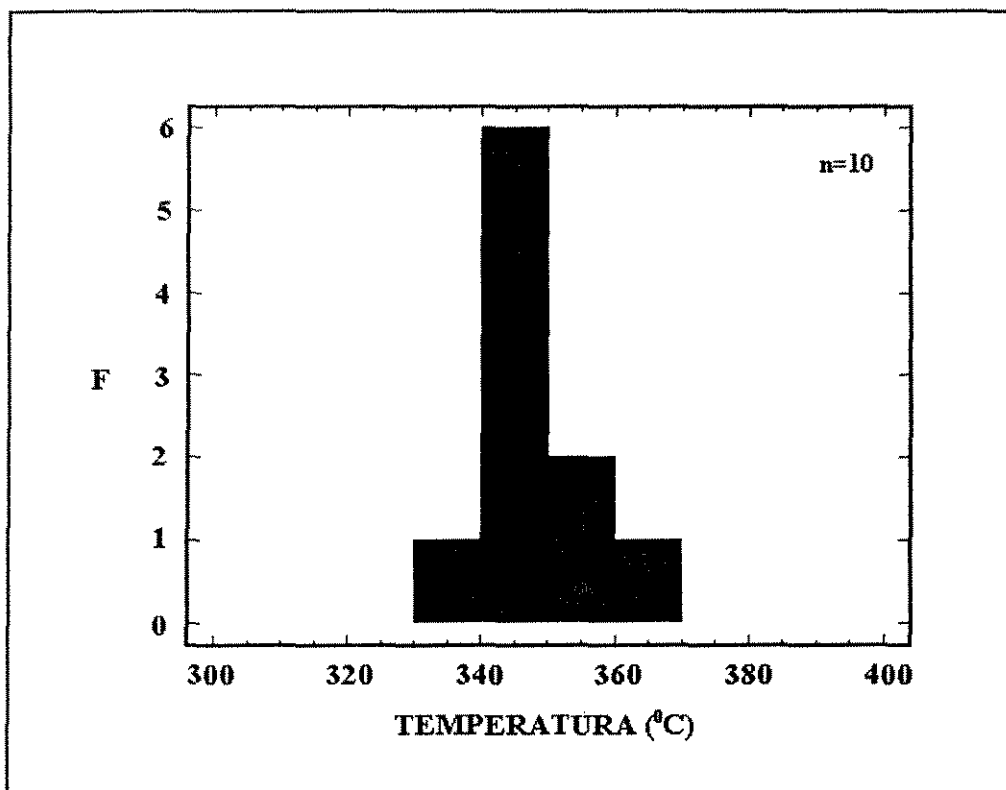


Figura 4.7. Variação das temperaturas obtidas pelo geotermômetro da clorita (Cathelineau, 1988) com base nas análises químicas de cloritas das formações ferríferas mineralizadas e metagrauvas associadas no depósito de Salobo.

magnesianos, combinada com os dados do geotermômetro da clorita, sugerem que um evento metamórfico-hidrotermal, sob condições de fácies xisto verde e 347°C, atingiu as formações ferríferas de Salobo. Esta temperatura é consistente com a temperatura de 370°C obtida por Lindenmayer (1990) utilizando o geotermômetro granada-biotita em formações ferríferas cloritizadas de Salobo.

A associação do ouro com sulfetos de Cu e veios de clorita que cortam as formações ferríferas indicam uma forte relação entre o episódio metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde e os fluidos responsáveis pela remobilização do Cu e ouro. Adicionalmente, as composições químicas do ouro e cobaltita indicaram que estes minerais são estáveis a temperaturas inferiores a 400°C, sendo consistentes com a temperatura de 347°C, dada pelo geotermômetro da clorita. Estas evidências sugerem que a deposição do Cu e do ouro está provavelmente relacionada com o evento metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde (347°C) durante a evolução metamórfica do depósito.

Maurel e Picot (1974), investigando o sistema Co-As-S, demonstram que abaixo de 800°C a cobaltita e saflorita puras coexistem, acima desta temperatura constituem uma solução sólida. De acordo com estes autores, os arsenetos e sulfoarsenetos de Co raramente são puros, apresentando frequentemente substituição do Co por Fe e Ni. As cobaltitas e safloritas de Salobo ocorrem associadas ao ouro nativo, com conteúdos de Fe e Ni subordinados. A presença de Au, Fe e Ni no sistema Co-As-S pode ter gerado um rebaixamento na temperatura de formação das fases cobaltita + saflorita para temperaturas inferiores a 400°C, que corresponde a temperatura de formação das cobaltitas de Salobo. Este intervalo de temperatura é consistente com a deposição do ouro durante o evento metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde. A forte associação do ouro com diarsenetos e sulfoarsenetos sugere que o As pode ter influenciado na deposição do ouro pela diminuição da sua solubilidade no fluido mineralizante (Mountain e Wood, 1987). No entanto, os processos associados responsáveis pela precipitação do ouro neste caso, ainda não são conhecidos.

CAPÍTULO 5

CARACTERIZAÇÃO DAS FASES FLUIDAS

5.1. INTRODUÇÃO

A natureza e origem dos fluidos são parâmetros fundamentais no desenvolvimento de modelos para a evolução tectono-metamórfica de uma região e, em áreas mineralizadas, fornecem importantes dados para a compreensão dos processos envolvidos na gênese do minério. Estes dados incluem principalmente as condições de temperatura, pressão e fugacidades de O_2 e S_2 de formação da mineralização. Durante a evolução dos fluidos mineralizantes, modificações nas condições físico-químicas predominantes, tais como P , T , fO_2 , fCO_2 , fH_2S e pH , podem levar à desestabilização dos complexos metálicos e subsequente deposição dos metais.

Este capítulo analisa os fluidos envolvidos na evolução metamórfica do depósito de Salobo, procurando particularmente identificar os prováveis mecanismos e processos de deposição dos metais, assim como as condições de P - T , que combinados com os dados de petrologia de minérios e química mineral (Cap.3 e 4), fornecem um modelamento para os fluidos mineralizantes responsáveis pelo transporte e deposição do Cu (Au, Ag). A caracterização química destes fluidos foi obtida através do estudo de inclusões fluidas por microtermometria e espectroscopia Raman a laser.

5.2. METODOLOGIA

5.2.1. Amostragem

O estudo de inclusões fluidas desenvolvido neste capítulo baseia-se em amostras das formações ferríferas mineralizadas e de veios de quartzo deformados, encaixados paralelamente à foliação principal nas rochas hospedeiras e em metagrauvacas associadas. Estes veios são constituídos por grãos de quartzo recristalizados (0,5-1,5 mm), com contatos suturados e forte extinção ondulante, não apresentando mineralizações associadas. As amostras acima foram coletadas ao longo de furos de sondagem do depósito de Salobo.

Foram preparadas 22 lâminas bipolidas, com 100-200 μm de espessura, para um estudo detalhado dos tipos de inclusões fluidas e seus modos de ocorrência, visando selecionar amostras representativas destes tipos para medidas microtermométricas. Apesar da relativa abundância das diferentes populações de inclusões fluidas reconhecidas nas lâminas bipolidas, uma parte significativa destas inclusões apresentam dimensões muito reduzidas ($5 \mu\text{m}$) para a microtermometria, resultando na seleção de apenas 6 amostras representativas para este estudo (Anexo C1).

5.2.2. Métodos Analíticos

Microtermometria

As medidas microtermométricas de baixa temperatura foram realizadas em um equipamento Chaixmecca MTM-85 acoplado a um microscópio Carl Zeiss-Jenapol e calibrado usando substâncias sintéticas com pontos de fusão conhecidos, como as listadas por Roedder (1984) e Shepherd *et al.* (1985). Particularmente, a calibração das temperaturas de fusão do CO_2 ($-56,6^\circ \text{C}$) foi realizada usando inclusões naturais de CO_2 puro de Calanda, Suíça, e da mina Mil Oitavas, Diamantina,

Brasil. Os dados microtermométricos de alta temperatura foram medidos parte em um aparelho LINKAM com platina THMS600 acoplada a um microscópio Nikon Labophot e controlador de temperatura TP92, e parte em um aparelho LINKAM com platina THMS600 acoplada a um microscópio Carl Zeiss-Jenapol e controlador de temperatura TMS92, também calibrados usando substâncias sintéticas com pontos de fusão conhecidos. Estes dados microtermométricos encontram-se no Anexo C2.

Espectroscopia Raman a Laser

Algumas inclusões previamente selecionadas foram analisadas qualitativa e semi-quantitativamente em uma microsonda Raman a laser JOBIN YVON MOLE S3000, com um detector CCD ASTRIMED multicanal e uma fonte de laser de argônio de 4W de potência, no Departamento de Geologia da Universidade de Southampton, Inglaterra.

As análises realizadas neste equipamento forneceram as quantidades relativas (mol%) das espécies presentes nas inclusões fluidas, com um limite de detecção de 0.02-0.04 mol% para CH₄ e 0,1-0,2 mol% para N₂. Para os cálculos da quantidade relativa das substâncias voláteis analisadas utilizou-se o método de razões de Placzek (1934), considerando a seção de espalhamento Raman (*relative Raman cross-section; σ_i*) para CO₂=1,49, CH₄=7,57 e N₂=1 (Dubessy, 1989) e que a soma dos voláteis presentes totalize 100%. Espectros para CO₂ e CH₄ obtidos na microsonda Raman no procedimento do cálculo da fração molar de voláteis nas inclusões estão demonstrados no Anexo C3.

5.3. TIPOS DE INCLUSÕES FLUIDAS E MODOS DE OCORRÊNCIA

Com base no número de fases presentes à temperatura ambiente, nos modos de ocorrência e dados microtermométricos, dois tipos principais de inclusões fluidas foram identificados em grãos de quartzo e granada das formações ferríferas mineralizadas e em quartzo de veios deformados e

estéreis, encaixados paralelamente à foliação principal das formações ferríferas e metagrauvas do depósito de Salobo.

5.3.1. Tipo 1: inclusões monofásicas carbônicas

As inclusões do tipo 1 são inclusões fluidas ricas em CO₂, monofásicas a temperatura ambiente, que ocorrem em grãos de quartzo recristalizados e granada das formações ferríferas e, mais subordinadamente, em quartzo de veios deformados. As medidas microtermométricas deste tipo de inclusões na granada foram inviabilizadas pelo tamanho reduzido das inclusões, em geral <3µm, obtendo-se apenas algumas medidas em inclusões relativamente maiores. As inclusões monofásicas carbônicas ocorrem geralmente na forma de trilhas ou arranjos planares intragranulares ou constituem grupos planares difusos (Fig.5.1). Também ocorrem como inclusões isoladas, principalmente na granada. A morfologia das inclusões monofásicas carbônicas é variável, predominando as formas sub-arredondadas, retangulares e elípticas nas trilhas e arranjos planares e formas arredondadas nos grupos difusos e inclusões isoladas, com tamanhos concentrados no intervalo de 3 a 10 µm.

É comum a presença de trilhas retilíneas de inclusões do tipo 1 confinadas em um único grão de quartzo constituindo estruturas lineares que definem grupos de microfraturas cicatrizadas, sendo cortadas por trilhas ou arranjos planares de inclusões aquosas (Fig.5.1., Fig.5.2). Inclusões monofásicas carbônicas isoladas (Fig.5.1) ou formando grupos difusos sendo sobrepostos por arranjos planares de inclusões aquosas (Fig.5.3) são formas subordinadas de ocorrência destas inclusões. Adicionalmente, não foi verificada a ocorrência de inclusões do tipo 1 delineando os limites de subgrãos de quartzo, formados pela deformação plástica. Estas relações petrográficas indicam que os fluidos carbônicos foram aprisionados precocemente em relação aos fluidos aquosos e em estágios distintos da evolução metamórfica do depósito.

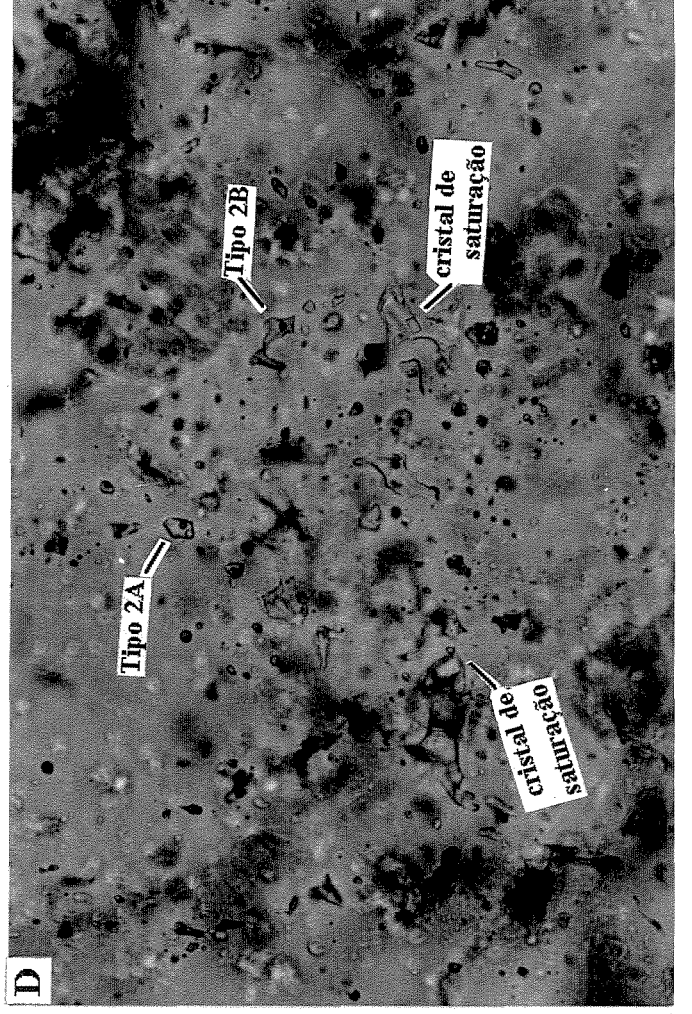
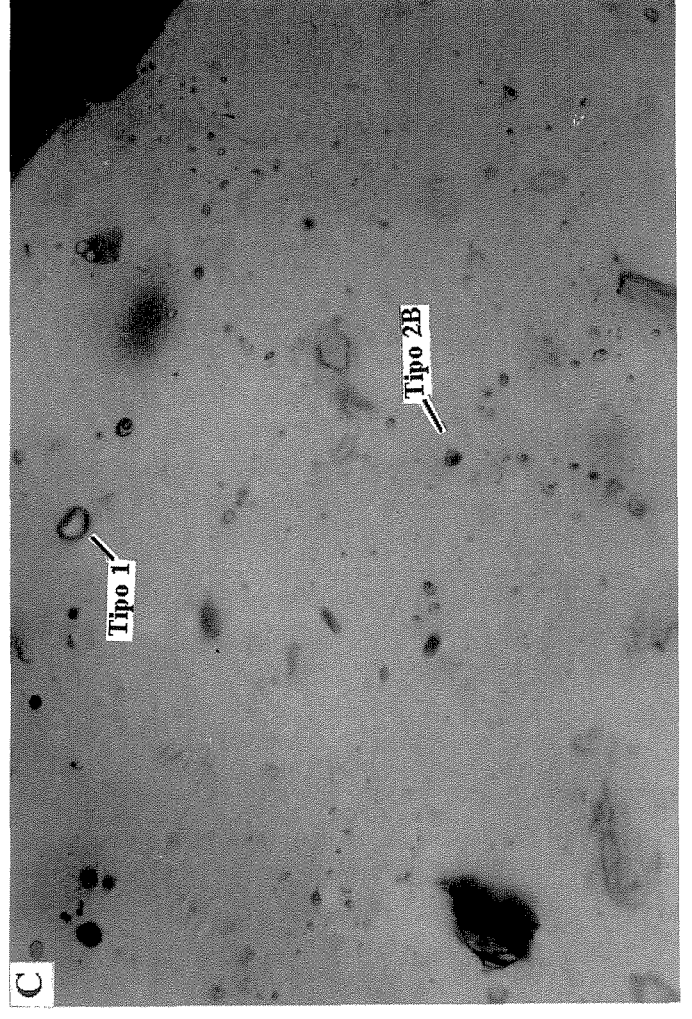
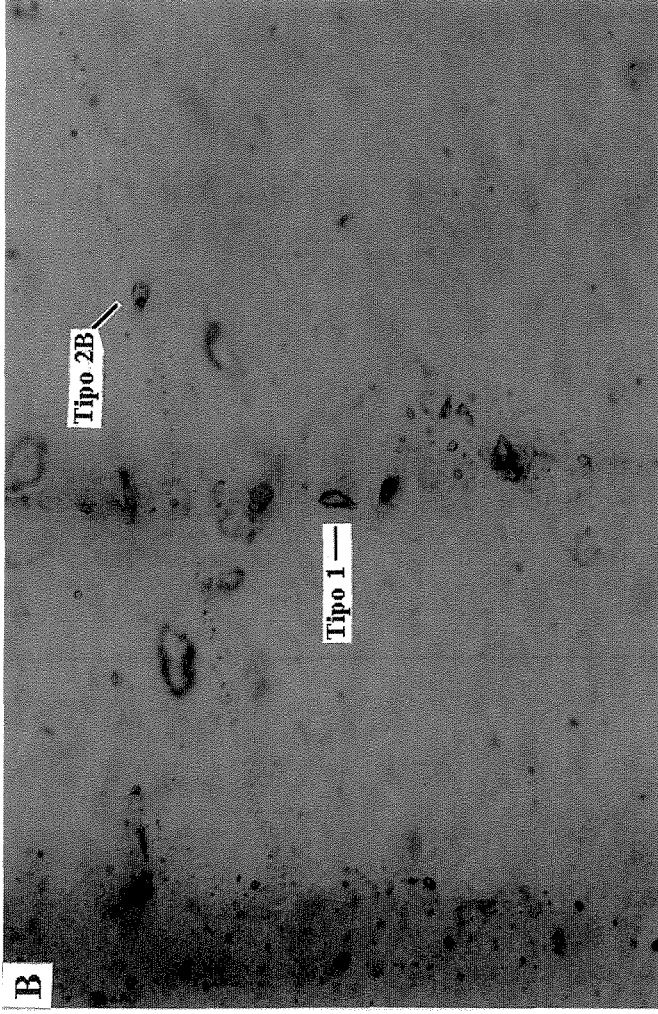
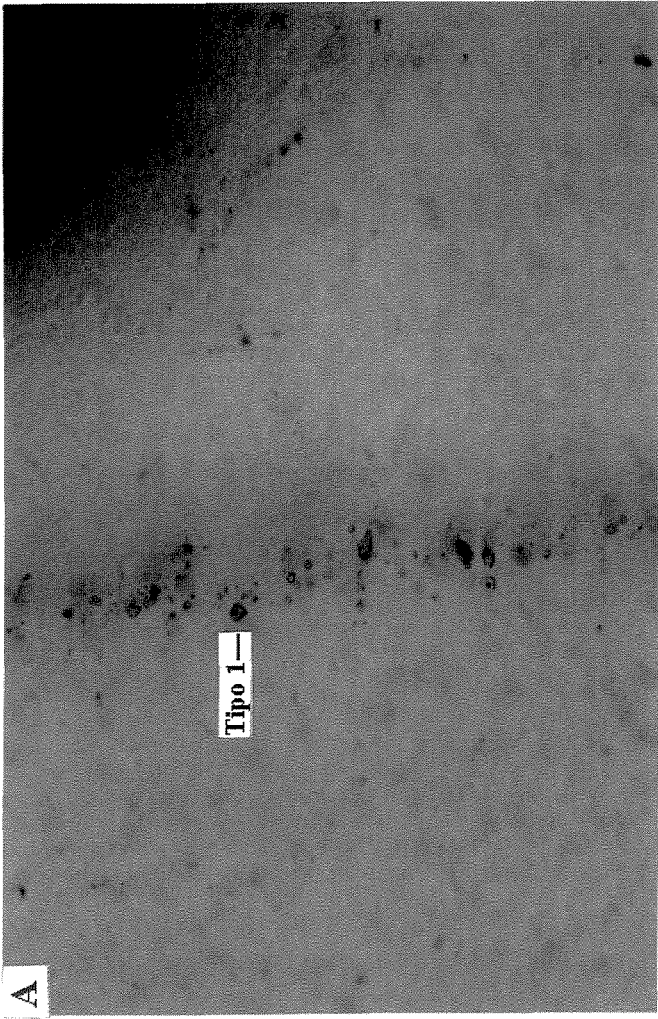
FIGURA 5.1

Tipos de inclusões fluidas e seus modos de ocorrência.

(A) e (B) Trilhas intragranulares de inclusões monofásicas carbônicas (tipo 1) com formas elípticas e arredondadas. Na figura B, observa-se ainda uma trilha de inclusões aquosas do tipo 2B intersectando uma trilha de inclusões do tipo 1. Campo de visão=0,35 mm, F32/152,9 m.

(C) Arranjos planares intragranulares que se entrecortam de inclusões aquosas L+V (tipo 2B). Também observa-se uma inclusão monofásica carbônica (tipo 1) isolada. Campo de visão=0,35 mm, F40/577,0 m.

(D) Grupo de inclusões fluidas formado por inclusões aquosas salinas L+V (tipo 2B) e S+L+V (tipo 2A), apresentando formas irregulares e grau de preenchimento constante. Os cristais de saturação das inclusões Tipo 2A provavelmente são haletos de Na, Fe, Ca ou Mg. Campo de visão=0,35 mm, F20/205,5 m.



5.3.2. Tipo 2: inclusões aquosas

As inclusões aquosas predominam em relação às inclusões monofásicas carbônicas no depósito de Salobo. Este tipo de inclusões ocorre de forma abundante em quartzo de veios deformados e em quartzo das formações ferríferas mineralizadas, não sendo observado na granada. Pode ser sub-dividido em:

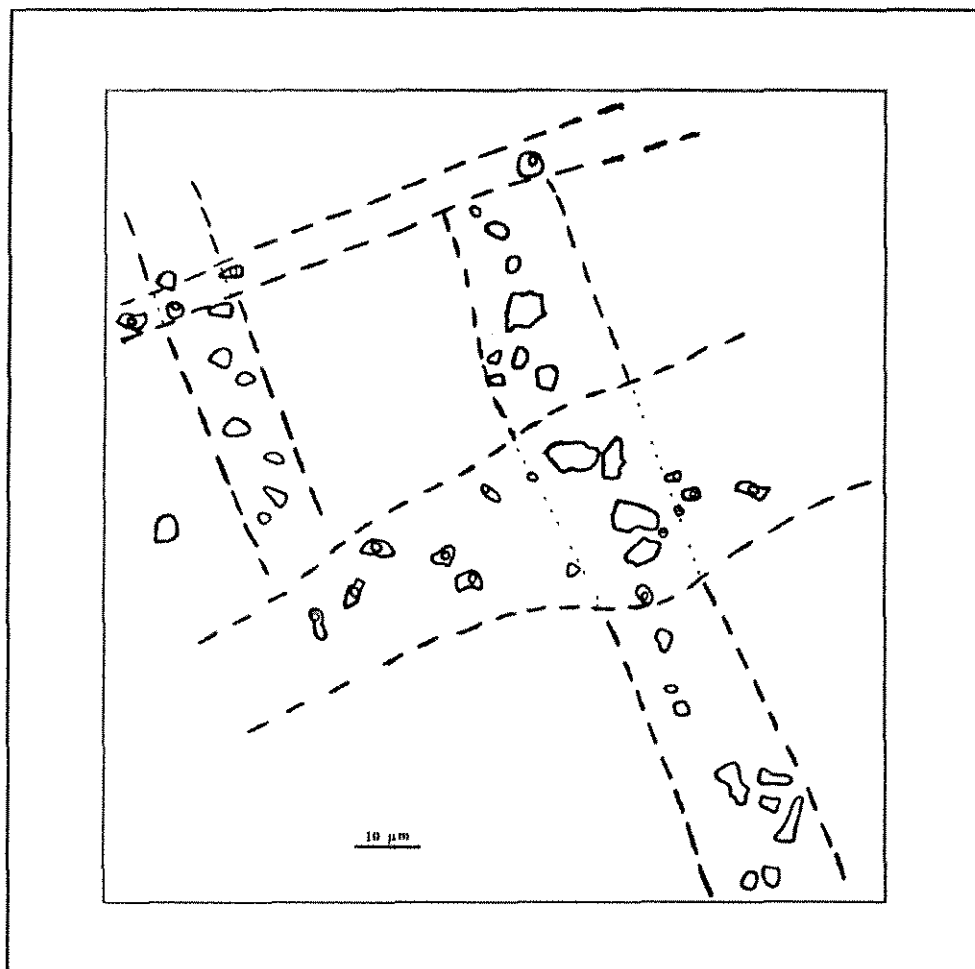


Figura 5.2. Ilustração esquemática mostrando trilhas de inclusões monofásicas carbônicas cortadas por arranjos planares de inclusões aquosas do tipo 2B em quartzo das formações ferríferas de Salobo. Amostra 2-F32/152,9.

Tipo 2A: Inclusões Aquosas de Salinidade Elevada

As inclusões do tipo 2A ocorrem de forma subordinada e são constituídas a temperatura ambiente por uma fase líquida, uma fase vapor e um ou mais sólidos. O vapor ocupa cerca de 10 a 15% do volume destas inclusões, indicando uma densidade relativamente alta em decorrência da

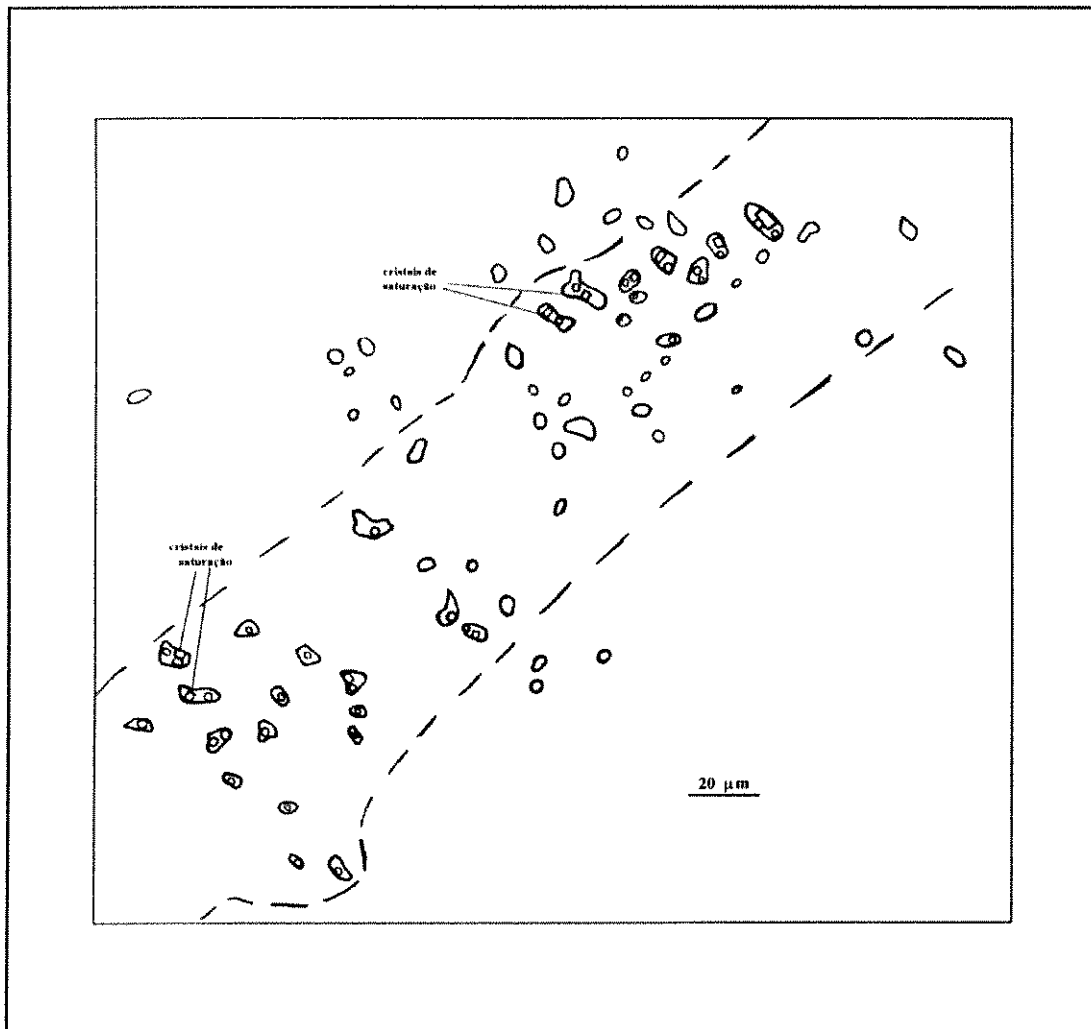


Figura 5.3. Grupo de inclusões monofásicas carbônicas sendo sobreposto por um arranjo planar de inclusões aquosas do tipo 2A, contendo cristais de saturação, em quartzo de veios. Amostra 1-F40/577,0.

pequena proporção de vapor presente nas inclusões. Os modos de ocorrência mais comuns das inclusões do tipo 2A são grupos ou arranjos planares restritos a um único grão mineral e, mais subordinadamente, formam trilhas, geralmente associadas a inclusões do tipo 2B (Fig.5.1; Fig.5.4). A morfologia destas inclusões assume duas formas principais: a) irregulares ou trapezoidais

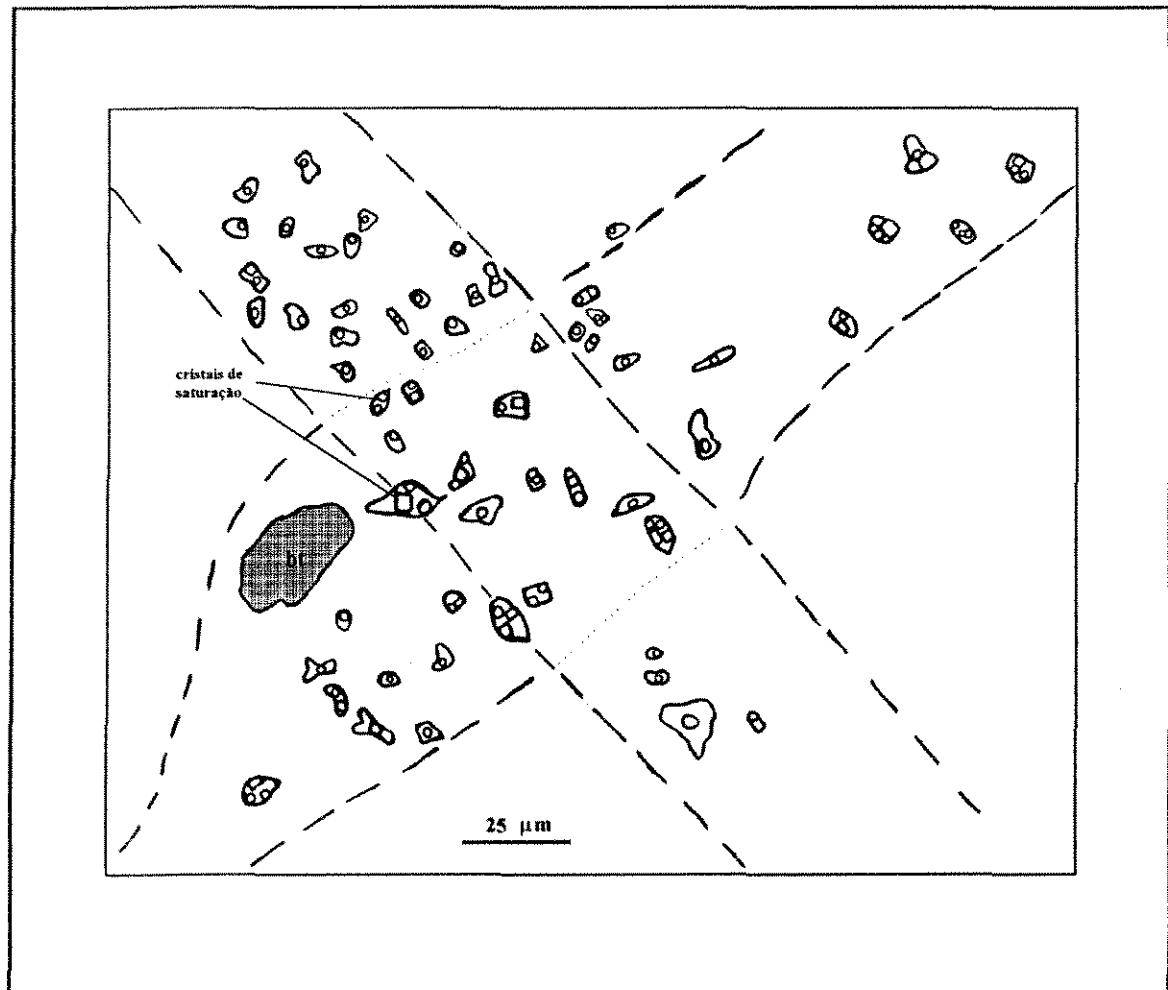


Figura 5.4. Ilustração esquemática dos modos de ocorrência das inclusões aquosas em quartzo das formações ferríferas, mostrando arranjos planares de inclusões do tipo 2A e 2B que se entrecotam. Bt=biotita. Amostra 3-F20/205,5.

em inclusões maiores, que atingem um tamanho máximo de 35 μm ; b) retangulares, quadradas ou cristal negativo em inclusões menores, com tamanhos variáveis de 2,5 a 12,5 μm .

Os sólidos presentes nas inclusões do tipo 2A são cristais de saturação geralmente cúbicos, ocasionalmente tabulares (provavelmente haletos de Na, K ou Fe), com tamanho constante em grupos individuais de inclusões fluidas (Fig.5.4), porém variável de um grupo para outro, indicando variações na salinidade do fluido aquoso.

Tipo 2B: Inclusões Aquosas de Salinidade Baixa a Moderada

As inclusões do tipo 2B são bifásicas a temperatura ambiente, formadas por uma fase líquida predominante e uma fase vapor, constituindo o tipo de inclusões fluidas mais abundante no depósito de Salobo. O grau de preenchimento destas inclusões é relativamente constante, com 10-20 % do volume da inclusão ocupado pela fase vapor. Localizadamente, em inclusões isoladas, a fase vapor pode alcançar até 90% do volume da inclusão.

Os principais modos de ocorrência das inclusões do tipo 2B são em trilhas ou arranjos planares ao longo de microfraturas cicatrizadas intragranulares que se entrecortam, frequentemente associadas a inclusões do tipo 2A (Fig.5.1, Fig.5.4). Mais subordinadamente, estas trilhas ou arranjos se concentram nos limites dos subgrãos de quartzo, com os eixos maiores das inclusões orientados paralelamente aos bordos do subgrão. A morfologia destas inclusões é variável, apresentando formas retangulares, quadradas, trapezoidais, elípticas e, mais raramente, cristal negativo, com tamanhos no intervalo de 2,5 a 7,5 μm . Em inclusões maiores, as formas são irregulares e alongadas, com um tamanho máximo de 25 μm .

5.4. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS FLUIDOS

5.4.1. Inclusões do Tipo 1

Mudanças de Fase

As mudanças de fase observadas durante o congelamento até -120°C e subsequente aquecimento até $+31^{\circ}\text{C}$ das inclusões monofásicas carbônicas neste estudo estão demonstradas na Figura 5.5. O estágio de fusão inicial ou incipiente do CO_2 sólido durante o aumento de temperatura é dificilmente reconhecido, provavelmente devido à restrições óticas na observação de pequenas quantidades de líquido. Na maioria das vezes, observa-se apenas a transição direta: CO_2 sólido + CO_2 vapor \rightarrow CO_2 líquido + CO_2 vapor, na temperatura de fusão (T_f) do CO_2 . O comportamento apresentado pelas inclusões do tipo 1 é semelhante ao das inclusões do tipo H, de acordo com a classificação de Kerkhof (1988) para inclusões que mostram homogeneização como a última mudança de fase durante o aquecimento. Geralmente, a sequência de mudanças de fase observadas em inclusões de CO_2 puro não difere daquela de inclusões de CO_2 com quantidades subordinadas de CH_4 e N_2 (~ 10 - 20 mol%). Nestes casos, a interpretação das propriedades P-V-T-X das inclusões fluidas pode ser afetada pela presença de CH_4 e/ou N_2 e análises por espectroscopia Raman são necessárias.

As temperaturas mais importantes de mudanças de fase das inclusões monofásicas carbônicas para a determinação das propriedades dos fluidos investigados são as temperaturas de fusão ($T_{f\text{CO}_2}$) e de homogeneização ($T_{h\text{CO}_2}$) do CO_2 . Esta última coincide com a temperatura de homogeneização total (T_{ht}) para este tipo de inclusões.

Composição da fase carbônica

As temperaturas de fusão do CO_2 estão confinadas ao intervalo de $-56,5^{\circ}$ a $-60,1^{\circ}\text{C}$, com

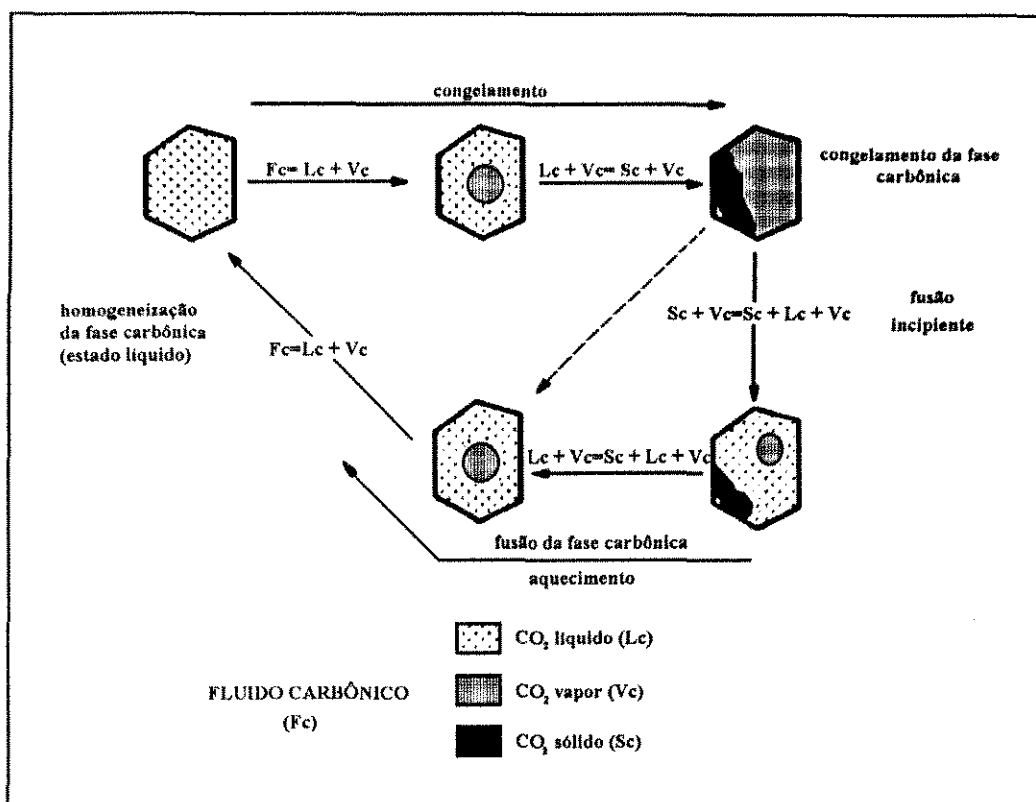


Figura 5.5. Mudanças de fase observadas em uma inclusão monofásica carbônica durante o resfriamento até -120°C e subsequente aquecimento até $+31^{\circ}\text{C}$.

média em $-57,6^{\circ}\pm 0,53^{\circ}\text{C}$, em grãos de quartzo e granada das formações ferríferas mineralizadas e de $-56,6^{\circ}$ a $-63,1^{\circ}\text{C}$, com média em $-58,5^{\circ}\pm 1,6^{\circ}\text{C}$, em quartzo de veios deformados (Fig.5.6). Estas temperaturas indicam que a composição da fase carbônica, tanto nas rochas mineralizadas como nos veios, varia de CO_2 puro a uma mistura de CO_2 com quantidades subordinadas de outras espécies voláteis dissolvidas, provavelmente CH_4 e/ou N_2 (Burruss, 1981; Kerkhof, 1988; Hall e Bodnar, 1990). Análises por espectroscopia Raman a laser confirmaram a presença de quantidades variáveis de CH_4 , em geral menores que 10 mol%. Não foi detectada a presença de N_2 ou outros voláteis nas inclusões monofásicas carbônicas (Anexo C3). As $T_{f\text{CO}_2}$ em populações distintas de inclusões monofásicas carbônicas mostram-se variáveis e tendem a uma correlação positiva com as $T_{h\text{CO}_2}$

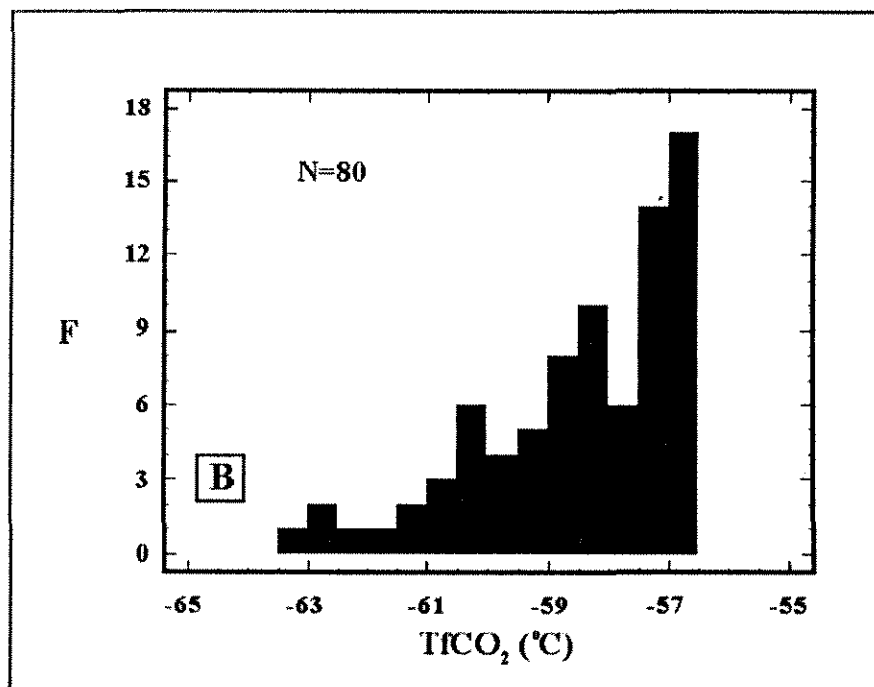
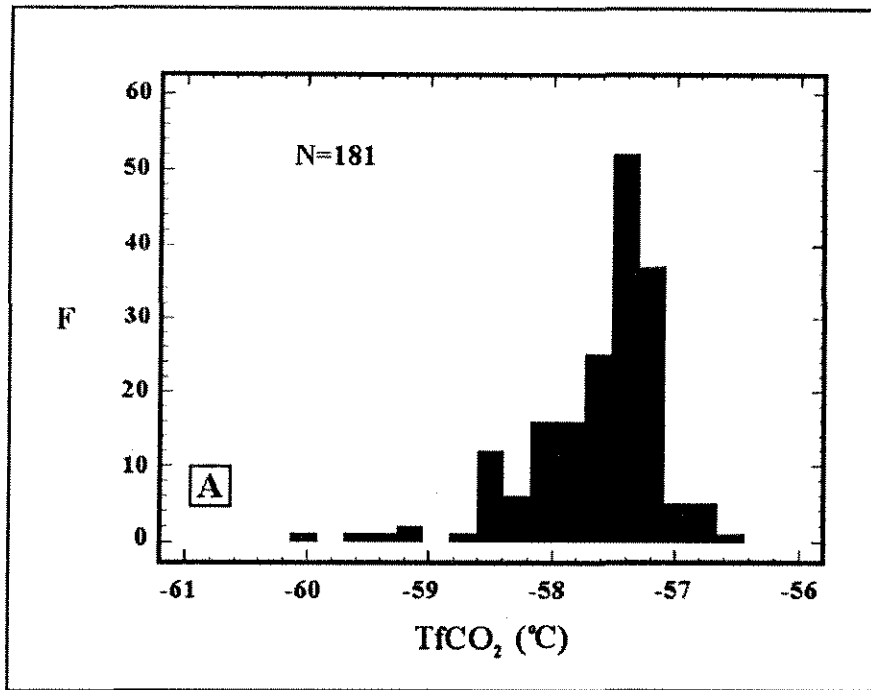


Figura 5.6. Características microtermométricas das inclusões do tipo I: A) histograma das temperaturas de fusão do CO₂ (T_fCO₂) em quartzo e granada das formações ferríferas mineralizadas e B) em quartzo de veios deformados.

(Fig.5.7). Esta relação sugere que a quantidade de voláteis dissolvidos na fase carbônica de uma determinada população de inclusões do tipo 1 é variável e provavelmente causa um rebaixamento nas $ThCO_2$ destas inclusões (Burruss, 1981).

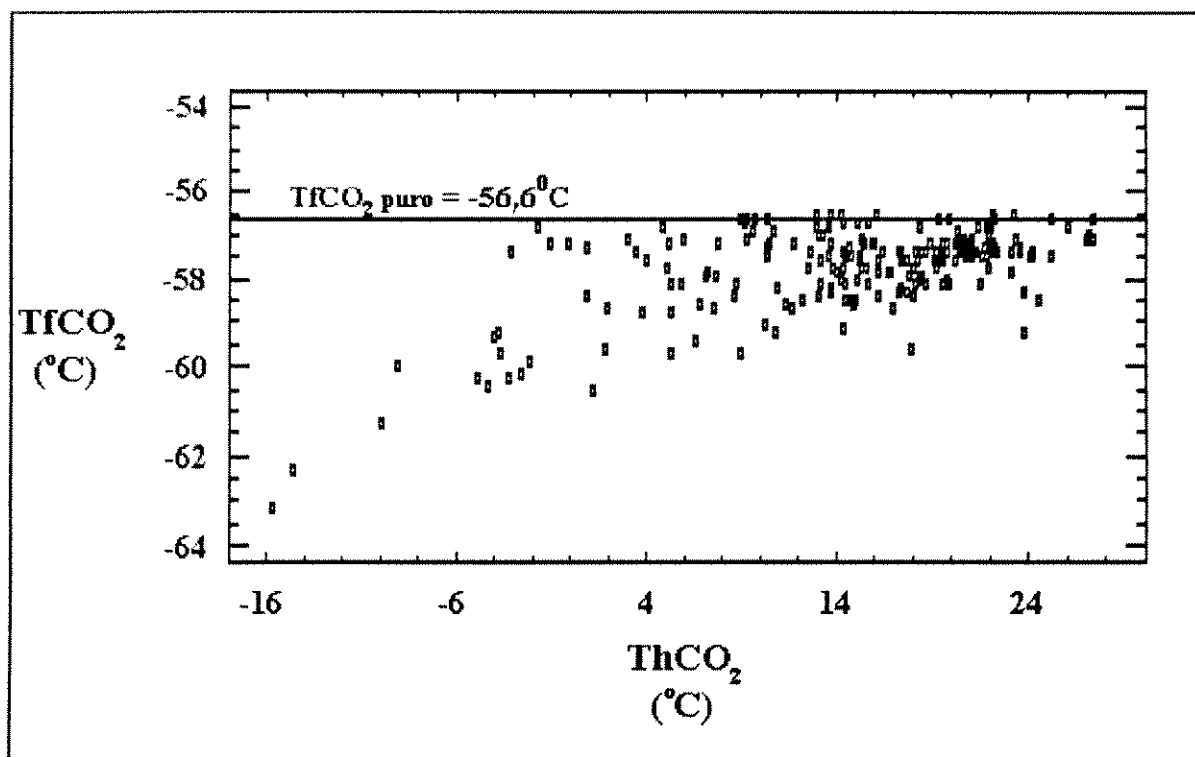


Figura 5.7. Homogeneização do CO_2 ($ThCO_2$) versus fusão do CO_2 ($TfCO_2$) para as inclusões monofásicas carbônicas em formações ferríferas mineralizadas e em quartzo de veios do depósito de Salobo.

A homogeneização do CO_2 no estado líquido ocorre entre $-3,1^\circ$ e $27,3^\circ C$, com moda em $19,5^\circ C$, em quartzo e granada das formações ferríferas e entre $-19,1^\circ$ e $23,8^\circ C$, com moda em $7,5^\circ C$, em quartzo de veios, correspondendo a uma variação na densidade do CO_2 puro de $0,67-0,95 g/cm^3$ e $0,73-1,02 g/cm^3$, respectivamente (Fig.5.8). A ampla variação das $ThCO_2$ e conseqüentemente das densidades do CO_2 , sugerem que o fluido carbônico se reequilibrou durante os eventos

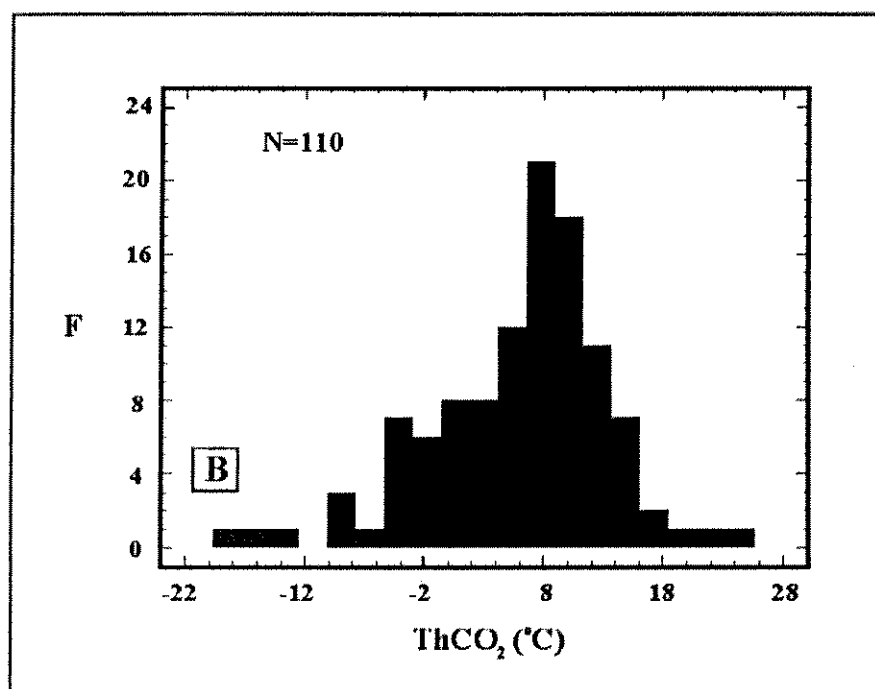
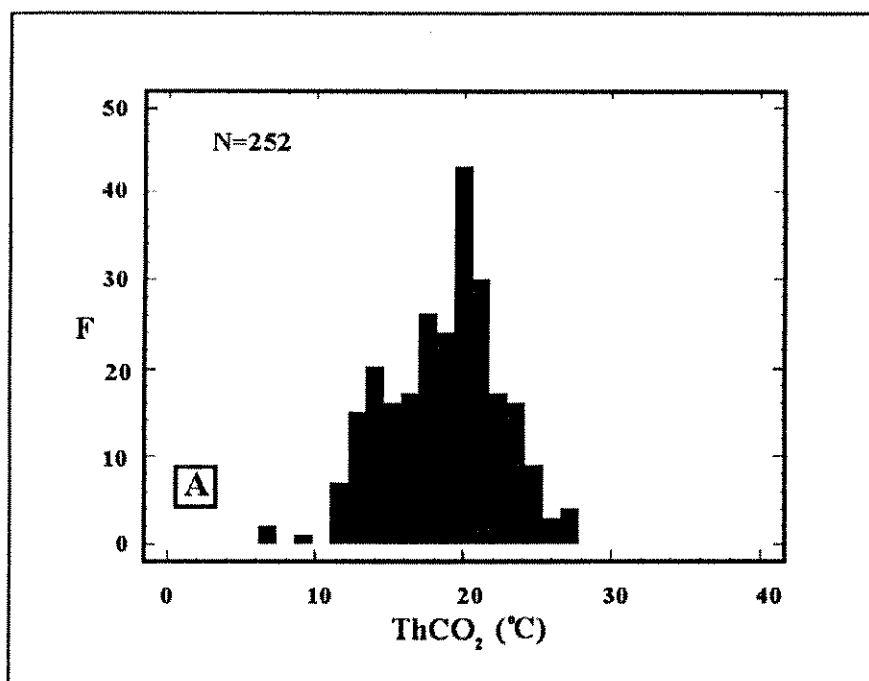


Figura 5.8. Características microtermométricas das inclusões do Tipo 1: A) distribuição das temperaturas de homogeneização do CO₂ (ThCO₂) no estado líquido em quartzo e granada das formações ferríferas hospedeiras e B) em quartzo de veios não mineralizados.

deformacionais e metamórficos que atingiram o depósito de Salobo. Esta variação na densidade do CO₂ também se repete em trilhas distintas de inclusões do tipo 1.

Com base nos dados microtermométricos, foram estimadas as quantidades de CH₄ presentes na fase carbônica das inclusões do tipo 1 pela combinação das Tf e Th do CO₂ (Heyen *et al.*, 1982), obtendo-se um conteúdo total de 1,2 a 33 mol% de CH₄ (Fig.5.9). Comparando-se os resultados acima com os obtidos através de algumas determinações de CH₄ por espectroscopia Raman das mesmas inclusões, não constataram-se diferenças significativas (Tab.5.1). Adicionalmente, estes dados revelam quantidades relativamente maiores de CH₄ nos veios em relação às hospedeiras da mineralização, possivelmente devido a uma maior ocorrência de matéria orgânica, como evidenciado pela presença de grafita associada ao quartzo nos veios deformados.

Inclusão	TfCO ₂	ThCO ₂	XCH ₄ -microt.	XCH ₄ -Raman
1	-56,6	+10,3	1,2	-
2	-57	+13,3	2,9	2
3	-58,3	+17,3	9,6	7
4	-60,3	-4,9	18,5	-
5	-61,3	-10	22	-
6	-63,1	-15,7	33	-

Tabela 5.1. Determinações do conteúdo de CH₄ (em mol%) de inclusões representativas do tipo 1 através de dados microtermométricos (XCH₄-microt.) e espectroscopia Raman (XCH₄-Raman).

5.4.2. Inclusões do Tipo 2

Os fluidos do tipo 2 são incolores quando congelados, apresentando um aspecto granular

grosso devido à presença de dois sólidos principais: gelo e hidrohalita. No entanto, não foi possível observar a fusão da hidrohalita devido às limitações óticas na distinção entre estes dois sólidos.

Nas inclusões do tipo 2A, as temperaturas da primeira fusão do gelo (T_{eu}) estão confinadas no intervalo de $-29,7^{\circ}$ a $-44,6^{\circ}\text{C}$, com média em $-37,9^{\circ}\pm 5,3^{\circ}\text{C}$, no quartzo das formações ferríferas mineralizadas, e de $-39,6^{\circ}$ a $-56,4^{\circ}\text{C}$, com média em $-47,6^{\circ}\pm 3,7^{\circ}\text{C}$, em quartzo de veios encaixados nas rochas hospedeiras (Fig.5.10). A fusão do gelo para estas inclusões ocorre entre $-13,9^{\circ}$ e $-25,4^{\circ}\text{C}$, com média em $-20,5^{\circ}\pm 4^{\circ}\text{C}$, e entre $-3,5^{\circ}$ e $-25,7^{\circ}\text{C}$, com média em $-13,5^{\circ}\pm 7,5^{\circ}\text{C}$, nas formações ferríferas e nos veios, respectivamente (Fig.5.11). As propriedades óticas dos minerais de saturação cúbicos presentes nas inclusões do tipo 2A sugerem que estes sólidos provavelmente são halita e/ou silvita, enquanto que os prismas tetragonais, apresentando pleocroísmo verde claro a amarelo esverdeado e relevo alto, são provavelmente cloretos de ferro.

As inclusões contendo cristais de halita exibem três modos de homogeneização, de acordo com a densidade da inclusão, a qual é dependente das condições de P-T de formação: a) desaparecimento da bolha de vapor, em inclusões de densidade relativamente baixa, b) desaparecimento do cristal de halita, em inclusões de densidade relativamente alta, c) desaparecimento simultâneo do vapor e da halita, em inclusões de densidade relativamente moderada (Fig.5.12). A interpretação dos dados de inclusões fluidas nas quais a temperatura de desaparecimento do vapor é igual ou menor que a temperatura de desaparecimento da halita (campo A e isócora B da Fig.5.12) é relativamente acessível, pois as salinidades e isócoras para estas inclusões são facilmente calculadas a partir dos dados disponíveis de PVTX para o sistema NaCl-H₂O. No entanto, a interpretação dos dados microtermométricos de inclusões que homogeneizam pelo desaparecimento da halita (campo C da Fig.5.12) é mais difícil, pois o efeito da pressão na solubilidade do NaCl não é conhecido para composições de salinidades baixas a moderadas (<55% peso NaCl), e as isócoras no campo líquido+halita não são conhecidas para composições do sistema NaCl-H₂O. Recentemente, através de experimentos em inclusões fluidas sintéticas, Bodnar (1994) determinou o "liquidus" e as linhas de temperatura constante para a homogeneização L-V no espaço P-T para soluções com 40% peso NaCl, contribuindo para uma melhor interpretação das

propriedades de fluidos de salinidade elevada.

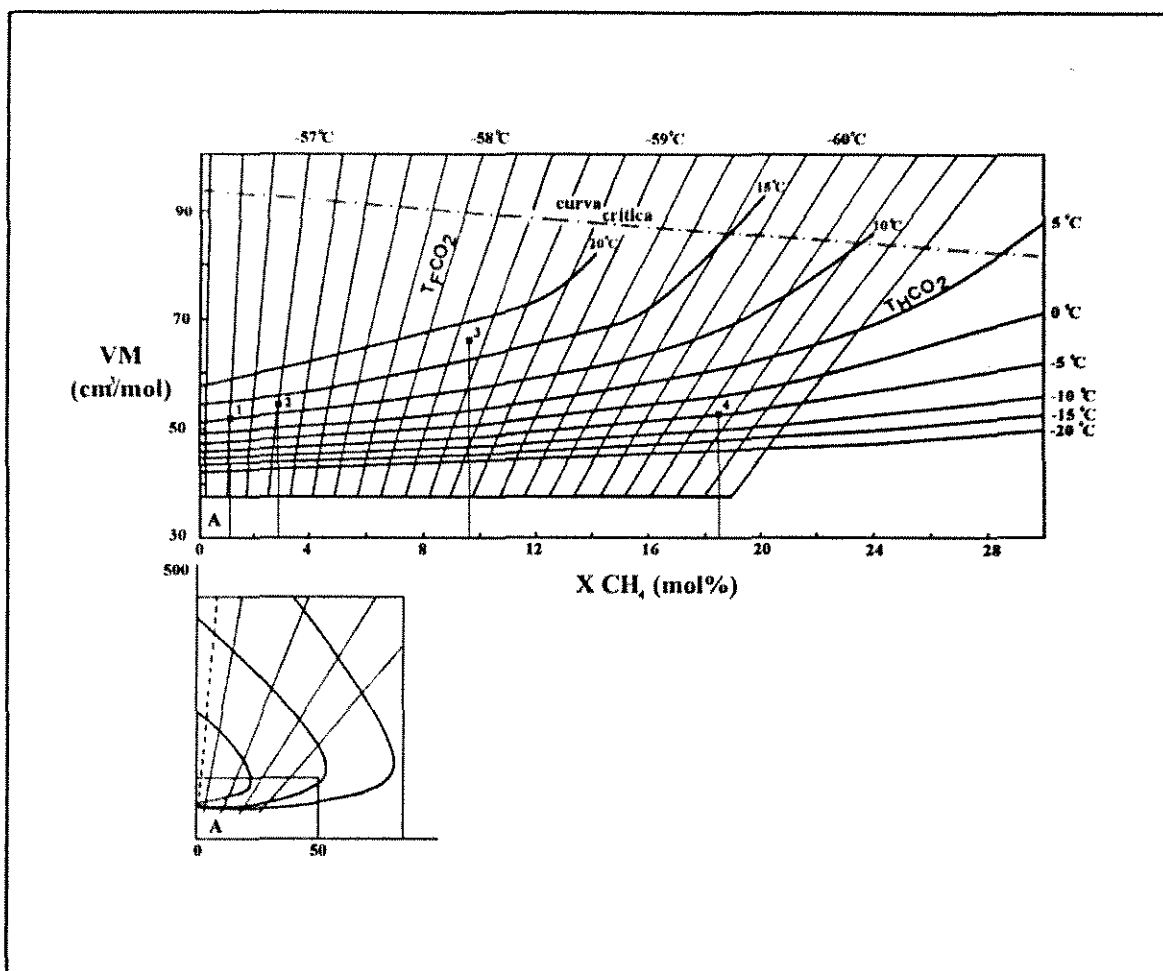


Figura 5.9. Isotermas para a fusão do CO_2 (linhas retas) e para a homogeneização de $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ (linhas curvas) no estado líquido, como função do volume molar e composição dos fluidos com $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ (Heyen et al., 1982). Os dados microtermométricos e composicionais referentes às inclusões 1, 2, 3 e 4 encontram-se na Tab. 5.1.

A homogeneização das inclusões do tipo 2A ocorre pela dissolução da halita, correspondendo a inclusões do campo C da Figura 5.12, a temperaturas que variam de 226° a 485°C , com média em $367,5^\circ\text{C}$ nas hospedeiras da mineralização (Fig. 5.13.a) e de 173° a 474°C , com média em $351,7^\circ\text{C}$, nos veios de quartzo encaixados nestas rochas. Estas temperaturas de homogeneização correspondem

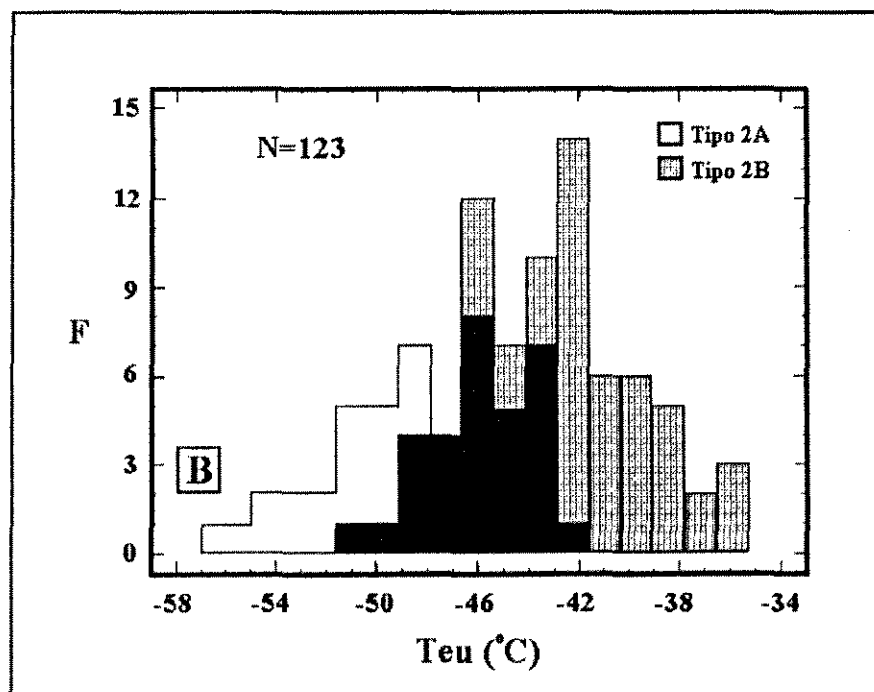
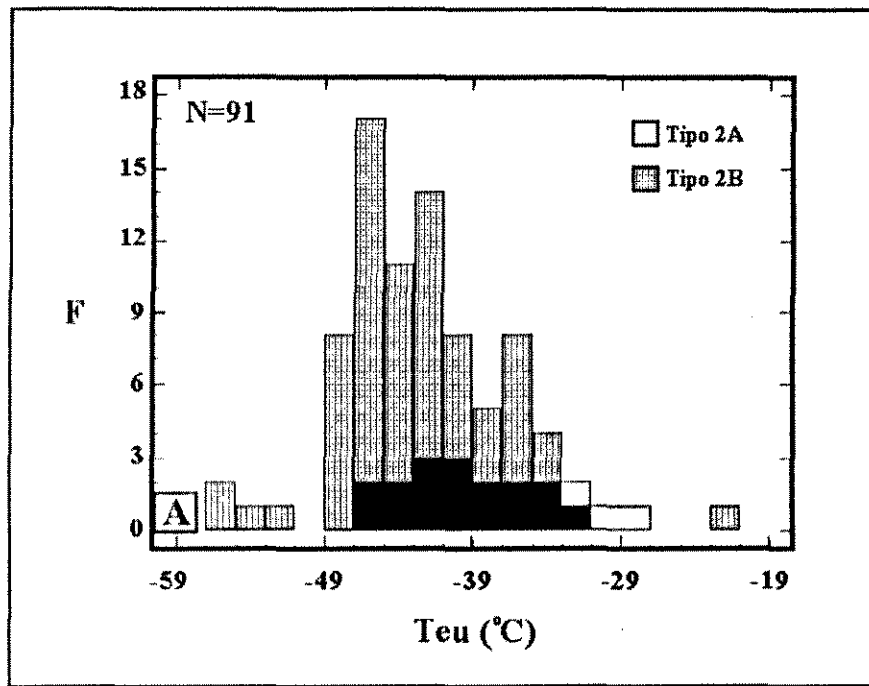


Figura 5.10. Características microtermométricas das inclusões do tipo 2A e 2B: A) histograma das temperaturas do eutético (Teu) em quartzo das formações ferríferas mineralizadas e B) em quartzo de veios deformados. Áreas em preto indicam locais de superposição.

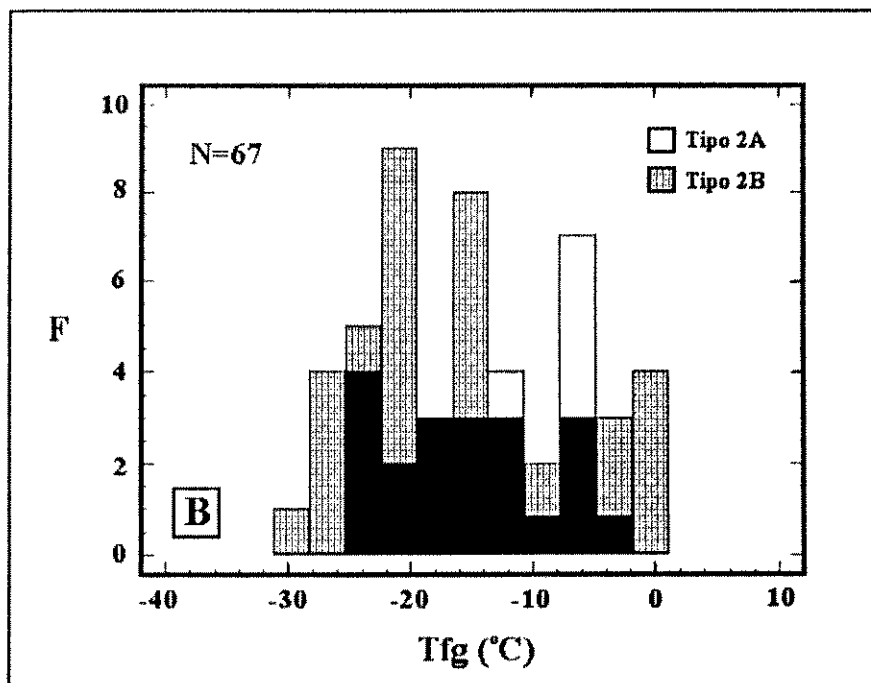
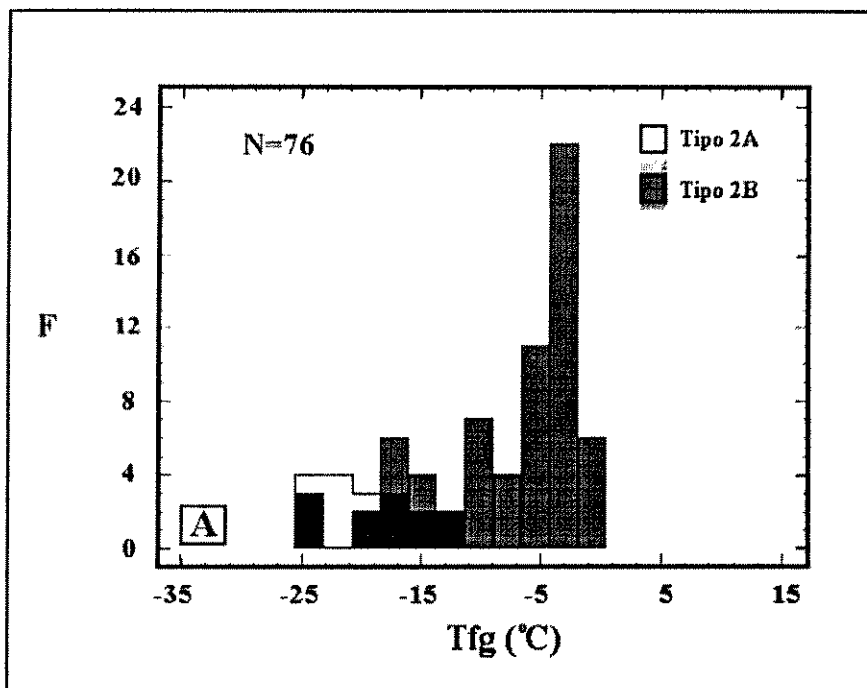


Figura 5.11. Características microtermométricas das inclusões do tipo 2A e 2B: A) distribuição das temperaturas de fusão do gelo (Tfg) em quartzo das formações ferríferas hospedeiras e B) em quartzo de veios não mineralizados. Áreas em preto indicam locais de superposição.

a uma variação na salinidade do fluido aquoso das inclusões do tipo 2A de 30,6 a 58,4 % peso eq. NaCl, que representam salinidades mínimas calculadas pela equação de Brown e Lamb (1989) para o sistema H₂O-NaCl, através do programa Flincor (Brown, 1989).

A crepitação das inclusões contendo cristais de saturação ocorre invariavelmente após a dissolução do primeiro sólido (halita), em torno da temperatura média de 450^oC. A crepitação é causada pelo aumento da pressão interna das inclusões durante o aquecimento, resultando no fraturamento mecânico do mineral hospedeiro (Bodnar *et al.*, 1989). Quando as pressões são relativamente baixas para causar a crepitação das inclusões, a presença de gases não condensáveis na fase vapor deve ser considerada. Estes gases apresentam altas pressões de vapor, que resultam em pressões internas relativamente maiores. Uma explicação alternativa seria a possibilidade de populações densas de inclusões fluidas ao longo de microfraturas cicatrizadas causarem coletivamente o fraturamento do mineral hospedeiro e crepitação, a pressões internas mais baixas (Bennet e Barker, 92).

A primeira fusão do gelo (eutético) das inclusões fluidas do tipo 2B ocorre entre -21,6^o - -56,5^oC, com média em -42,4^o±5,4^oC, nas formações ferríferas mineralizadas; entre -36,4^o - -51,3^oC, com média em -43^o±3,4^oC, e entre -36,6^o - -52,3^oC, com média em -44,9^o±4,9^oC, em quartzo de veios deformados encaixados nas rochas hospedeiras e metagrauvas, respectivamente (Fig.5.10). As temperaturas de fusão do gelo para estas inclusões encontram-se no intervalo de -0,6^o a -25,3^oC, com média em -7,8^o±6,5^oC, nas rochas mineralizadas, de -0,1^o a -30,8^oC, com média em -15,8^o±8,4^oC, e de -0,7^o a -17,3^oC, com média em -5,5^o±4,8^oC, nos veios quartzosos em formações ferríferas e metagrauvas (Fig.5.11). A homogeneização total das inclusões aquosas do tipo 2B ocorre pelo desaparecimento da fase vapor entre 133,3^o-270^oC, com moda bem definida em 195^oC (Fig.5.13.b). As salinidades deste tipo de inclusões fluidas foram determinadas usando-se a equação de Bodnar (1993):

$$\text{Salinidade(\%peso)} = 1,78 \theta - 0,0442 \theta^2 + 0,000557 \theta^3$$

$\theta = \text{Temp. fusão gelo } (^{\circ}\text{C})$

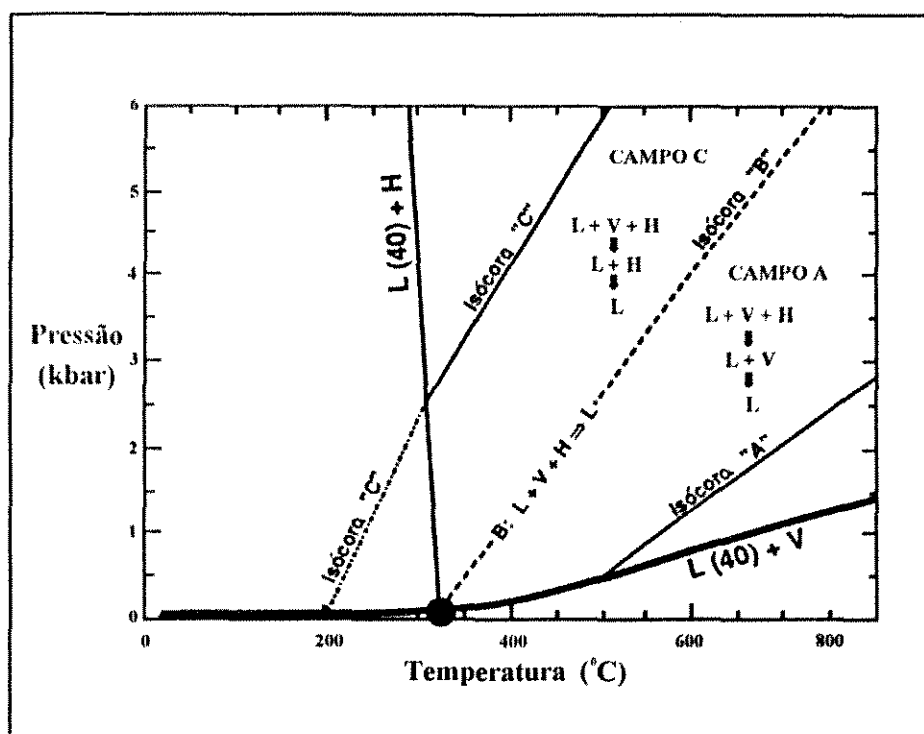


Figura 5.12. Diagrama mostrando as relações entre as condições de P-T de formação e os modos de homogeneização das inclusões aquosas com salinidade de 40% peso NaCl. O diagrama também define o campo de homogeneização das inclusões do tipo 2A de Salobo, que corresponde ao campo C. Campo A: homogeneização total da inclusão pelo desaparecimento do vapor; Campo C: homogeneização total pela dissolução da halita. Inclusões ao longo da isócora B homogeneizam pelo desaparecimento simultâneo do vapor e da halita. (Bodnar, 1994).

Os resultados obtidos revelam que os fluidos aquosos das inclusões do tipo 2B apresentam salinidades que variam de 1,0 a 2,8% peso eq. NaCl no quartzo das formações ferríferas, de 0,2 a 29,2% peso eq. NaCl no quartzo de veios encaixados nas rochas mineralizadas e de 1,2 a 20,4% peso eq. NaCl em quartzo de veios encaixados em metagrauvacas.

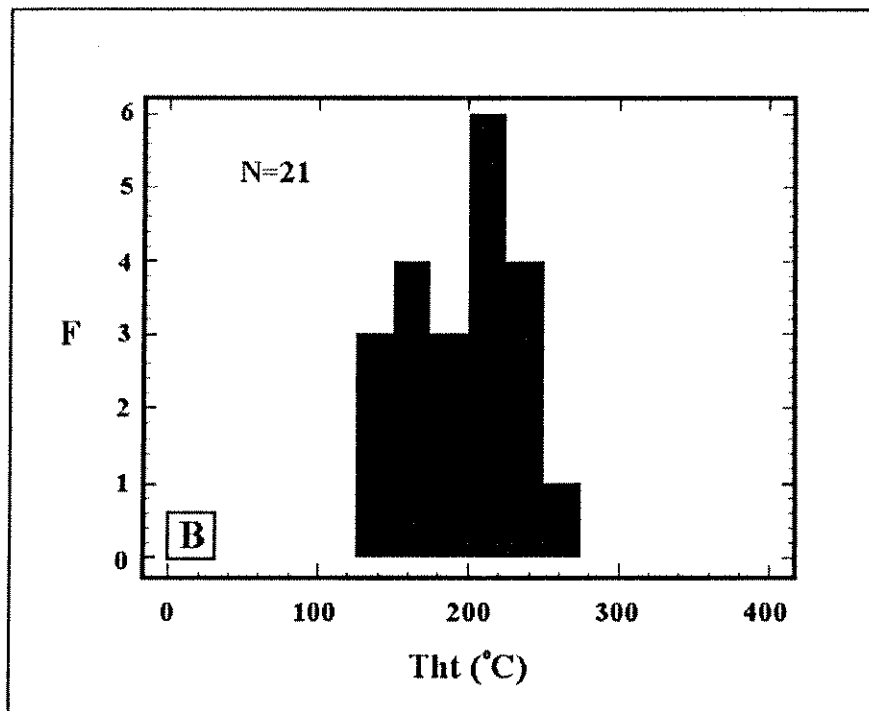
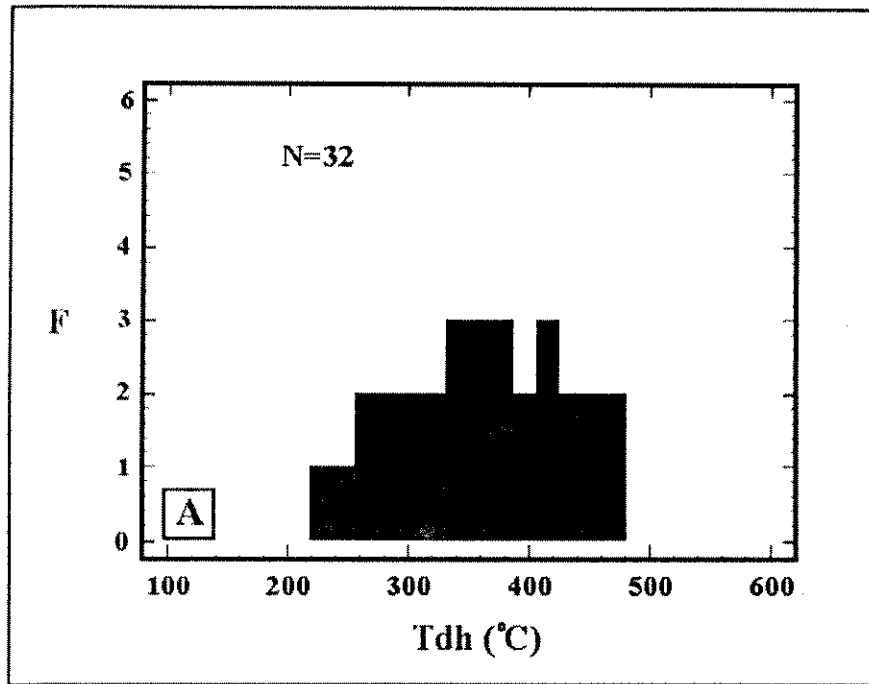


Figura 5.13. Características microtermométricas das inclusões do tipo 2A e 2B: A) histograma das temperaturas de dissolução da halita (T_{dh}) para as inclusões do tipo 2A e B) histograma das temperaturas de homogeneização total (T_{ht}) pelo desaparecimento da fase vapor para as inclusões do tipo 2B.

As temperaturas da primeira fusão do gelo (T_{eu}) para as inclusões do tipo 2A e 2B são invariavelmente inferiores a $-20,8^{\circ}\text{C}$, que é o eutético do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, indicando a presença de outros sais no fluido aquoso salino. As inclusões do tipo 2A apresentam T_{eu} médias de $-37,9^{\circ}\text{C}$ e $-47,6^{\circ}\text{C}$ nas formações ferríferas e nos veios, respectivamente, e as inclusões do tipo 2B de $-42,4^{\circ}\text{C}$, -43°C e $-44,9^{\circ}\text{C}$, nas formações ferríferas e veios encaixados nas formações ferríferas e metagrauvas, respectivamente. As baixas T_{eu} indicam que a fase aquosa destas inclusões consiste de uma mistura complexa de NaCl e FeCl_2 e/ou MgCl_2 (Fig.5.14), pois os eutéticos dos sistemas $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$ e $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ ocorrem em -37°C e -35°C , respectivamente. Algumas temperaturas alcançam valores mais baixos, até $-56,5^{\circ}\text{C}$, em torno do eutético do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (-52°C ; Crawford, 1981; Vanko *et al.*, 1988; Oakes *et al.*, 1990), indicando a presença de CaCl_2 nesta solução aquosa complexa (Fig.5.14). Considerando-se que o NaCl é o sal dominante, os sólidos cúbicos identificados nas inclusões do tipo 2A são interpretados como halita.

As propriedades de P-V-T do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ foram determinadas por Zhang e Frantz (1987), porém, os dados se tornam escassos quando outros componentes são introduzidos no sistema, como FeCl_2 e MgCl_2 . A metaestabilidade apresentada pelo eutético do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$, permitindo o rebaixamento destas temperaturas (Oakes *et al.*, 1990), e a solubilidade relativamente baixa do Fe em fluidos hidrotermais, raramente ultrapassando 1000 ppm (Hemley *et al.*, 1986), sugerem que o Mg, , mais solúvel nestes fluidos, provavelmente constitui o segundo sal do sistema aquoso. No entanto, a presença de quantidades subordinadas de FeCl_2 e CaCl_2 nas soluções aquosas deve ser considerada.

Neste contexto, as sequências de mudanças de fase nas inclusões do tipo 2 podem ser ilustradas e interpretadas pelo diagrama ternário $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ (Fig.5.15). Com base neste diagrama, os fluidos do tipo $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ apresentam três fases sólidas durante o congelamento: gelo, hidrohalita ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ (Borisenko, 1977; Shepherd *et al.*, 1985). Alcançando a temperatura do eutético, $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ funde deixando gelo, hidrohalita e líquido (T_1 , Fig.5.15). Continuando o aumento de temperatura, os fluidos de salinidade baixa seguem o limite hidrohalita-gelo até a fusão final da hidrohalita, a T_2 (T_{fh}). Subsequentemente, a fusão do gelo

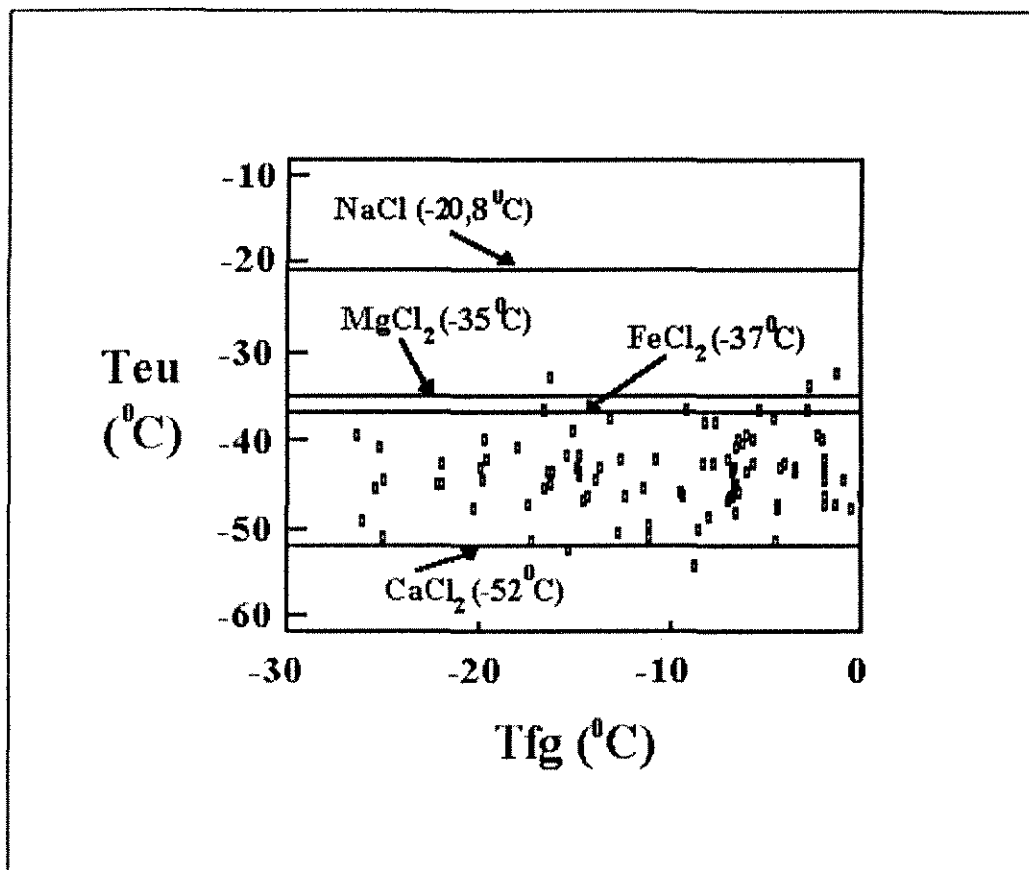


Figura 5.14. Temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}) versus temperaturas do eutético (T_{eu}) para as inclusões do tipo 2A e 2B do depósito de Salobo. Também mostra as temperaturas do eutético de vários sistemas aquosos.

segue ao longo da linha (*tie-line*) T_2 - H_2O até T_3 , onde a fusão final do gelo fornece a composição do fluido (Fig.5.15). Para inclusões de salinidade moderada, o fluido segue o limite gelo-hidrohalita até a fusão do gelo em T_3 , deixando hidrohalita+líquido. A inclusão, então, corta o campo da hidrohalita, onde esta funde a T_4 , dando a composição do fluido. Inclusões saturadas seguem um caminho similar, porém a composição do fluido é determinadas a partir da dissolução da halita a T_6 (Fig.5.15).

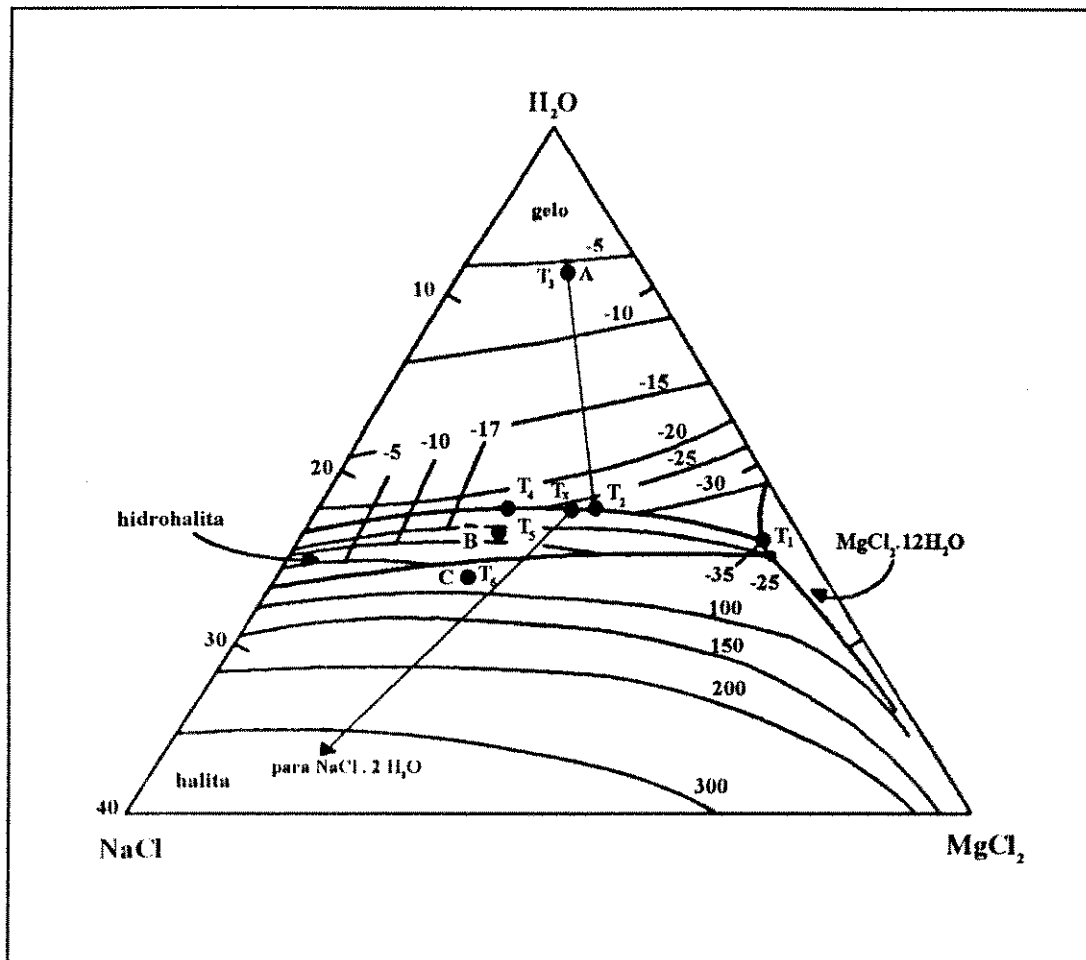


Figura 5.15. Diagrama ternário para o sistema $H_2O-NaCl-MgCl_2$ mostrando as relações entre as fases sólidas e isothermas (Borisenko, 1977; Shepherd et al., 1985). Inclusão A: baixa salinidade; B: salinidade moderada; C: salinidade elevada com minerais de saturação. Tie-line Tx-composição da hidrohalita usada na determinação da composição global dos fluidos aquosos de salinidade elevada (veja explicação no texto).

A composição do fluido aquoso de salinidade elevada pode ser estimada pela intersecção de uma tie-line traçada entre a temperatura de fusão do gelo (T_x ; Fig.5.15) e a composição da hidrohalita (no binário $NaCl-H_2O$) com a isoterma da dissolução da halita (Jones e Samson, 1990). Aplicando-se este método na determinação da composição global dos fluidos das inclusões do tipo

2A, estima-se uma composição do fluido em torno de 45% peso NaCl e 5,3% peso $MgCl_2 \pm CaCl_2 \pm FeCl_2$.

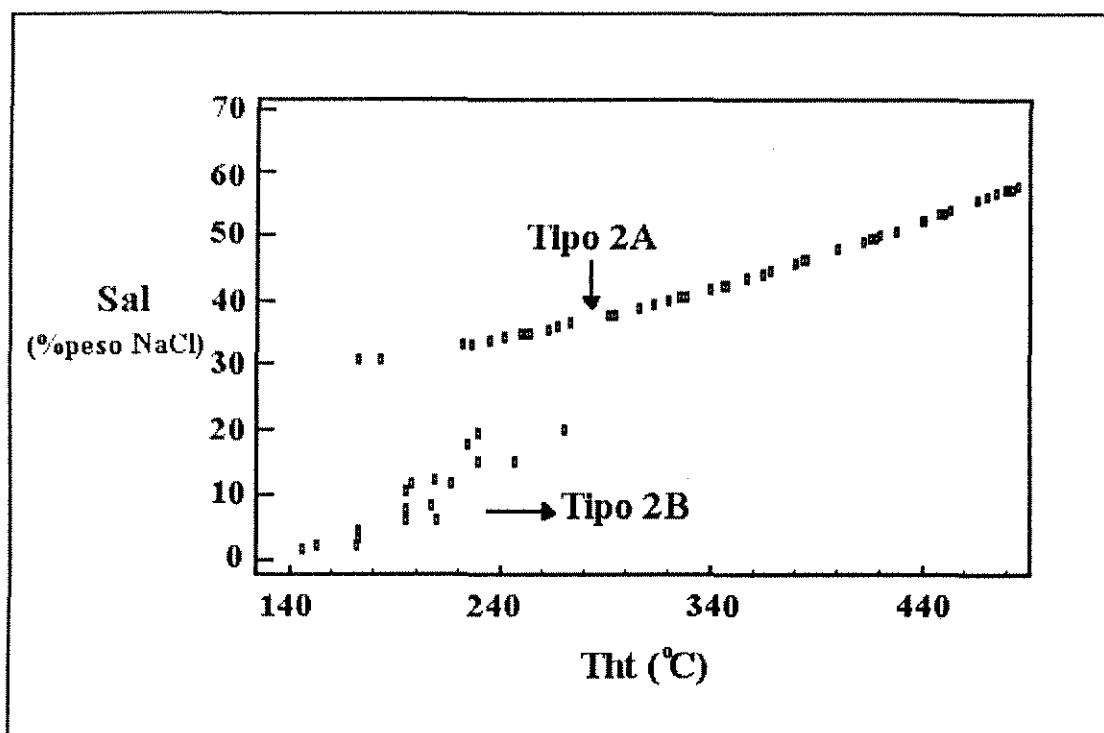


Figura 5.16. Temperatura de homogeneização total versus salinidade para as inclusões aquosas do tipo 2A e 2B, evidenciando uma correlação positiva. Salinidades dadas em % em peso de eq. NaCl.

As Tht e as salinidades do fluido para as inclusões aquosas (tipo 2) apresentam uma correlação positiva (Fig.5.16), evidenciando uma evolução a partir dos fluidos de salinidade elevada (inclusões tipo 2A) até fluidos de salinidade baixa a moderada (inclusões tipo 2B). Como as salinidades das inclusões do tipo 2A são calculadas usando-se as temperaturas de dissolução da halita e estas temperaturas coincidem com a homogeneização total das inclusões, plotando-se estes dados no diagrama Tht versus salinidade obtem-se uma curva semelhante a curva de saturação do

sistema (Fig.5.16). No entanto, a distribuição apresentada pelos dados é consistente com a evolução dos fluidos aquosos salinos.

5.5. MODELAMENTO DAS FASES FLUIDAS

5.5.1. Cronologia relativa dos fluidos

A cronologia relativa dos fluidos presentes no depósito de Salobo, com base nas relações petrográficas e dados microtermométricos, indicou que os fluidos carbônicos (inclusões do tipo 1) foram aprisionados precocemente em relação aos fluidos aquosos (inclusões do tipo 2A e 2B). As inclusões do tipo 2A e 2B são frequentemente observadas nos mesmos grupos ou arranjos planares, sugerindo que estas soluções aquosas salinas coexistiam quando foram aprisionadas. Adicionalmente, a variação das temperaturas de homogeneização total destas inclusões, que correspondem a temperaturas mínimas de aprisionamento, demonstra que os fluidos aquosos das inclusões do tipo 2A podem ter sido aprisionados tanto precocemente como contemporaneamente aos fluidos das inclusões do tipo 2B.

5.5.2. Fluidos carbônicos

Observações em rochas metamórficas de alto grau revelaram que os fluidos carbônicos são geralmente mais precoces em relação aos fluidos aquosos (Touret, 1981; Touret e Dietvorst, 1983; Rudnick *et al.*, 1984). Adicionalmente, considerações termodinâmicas mostram que o CO₂ é a espécie predominante a temperaturas elevadas, ao contrário do CH₄, que é favorecido a temperaturas mais baixas. A ocorrência de grafita nas paragêneses que caracterizam o evento metamórfico de alto grau no depósito de Salobo indica baixa fO_2 , entre 10^{-22} e 10^{-18} bars (veja Cap.3), sendo este mineral responsável pelo controle da fO_2 do fluido através do equilíbrio (Fyfe *et al.*, 1978):



Neste contexto, a presença de grafita a 650°C e 2 kbar também indica que o CO₂ é a espécie volátil predominante no fluido, com quantidades subordinadas de CH₄ (Fyfe *et al.*, 1978).

Variações locais na composição da fase carbônica, provavelmente devido a interações fluido-rocha, podem ser consideradas como resultado de um controle espacial preferencial da composição do fluido. Isto explicaria parcialmente a presença de quantidades relativamente maiores de CH₄ nas inclusões fluidas do tipo 1 nos veios, onde a ocorrência de grafita é maior em relação às formações ferríferas.

Várias fontes e mecanismos têm sido propostos para explicar a origem de fluidos ricos em CO₂ em rochas metamórficas de alto grau, como:

- (i) rochas carbonáticas (Glassley, 1983);
- (ii) manto (Newton *et al.*, 1980);
- (iii) magmas ricos em CO₂ (Touret, 1985);
- (iv) oxidação de CH₄ ou grafita (Kreulen e Schuiling, 1982);
- (v) extração de H₂O de inclusões fluidas aquo-carbônicas durante eventos deformacionais após o aprisionamento (Hollister, 1988, 1990);
- (vi) desidratação de rochas metamórficas de fácies anfíbolito, envolvendo a remoção de H₂O durante a migração do líquido anatético a partir da área fonte, deixando o CO₂ como componente residual (Fyfe, 1973; Touret e Dietvorst, 1983).

Considerando-se o metamorfismo progressivo de fácies anfíbolito alto que atingiu os gnaisses e formações ferríferas de Salobo (2742-2732 Ma; Machado *et al.*, 1991), é provável que os fluidos ricos em CO₂ das inclusões do tipo 1 tenham sido gerados através do último mecanismo acima, onde o CO₂ torna-se a fase residual devido à sua baixa solubilidade em líquidos anatéticos em comparação com a H₂O. Durante o aumento gradual das condições de P e T no metamorfismo,

a fase vapor rica em CO₂ provavelmente sofreu condensação e foi aprisionada como inclusões monofásicas carbônicas, explicando parcialmente a homogeneização dos fluidos carbônicos das inclusões do tipo 1 para o estado líquido. Por outro lado, a origem do CO₂ diretamente do manto e/ou expelido durante a solidificação de magmas máficos não deve ser desconsiderada.

As isócoras representando as variações máxima e mínima da densidade do fluido rico em CO₂ (inclusões tipo 1), combinadas com o geotermômetro granada-biotita (650°C; Lindenmayer, 1990) interpretado como a temperatura máxima atingida pelo metamorfismo de fácies anfibolito alto (veja Cap.3), forneceram pressões entre 2,4-5,6 kbars nos veios e entre 2,1-4,5 kbars nas formações ferríferas (Fig.5.17). O cálculo das isócoras foi realizado pelo programa Flincor (Brown, 1984), baseado em dados microtermométricos. As pressões de fluido máximas, correspondentes a densidades elevadas do CO₂ (0,95-1,02 g/cm³), não são consistentes com as condições propostas para o pico do metamorfismo (650°C-3 kbars; veja Cap.3). No entanto, estas densidades elevadas podem ser interpretadas como resultado do processo de reequilíbrio do fluido carbônico após seu aprisionamento, sob as novas condições de P-T. Similarmente, Kerkhof e Olsen (1990) demonstraram que as inclusões carbônicas em migmatitos investigados representam o fluido do pico do metamorfismo, mas as densidades extremamente altas (1,17-1,21 g/cm³) do fluido não refletem as condições de P-T do pico do metamorfismo. Estas densidades elevadas são interpretadas como posteriores ao aprisionamento das inclusões carbônicas, envolvendo um resfriamento isobárico e, conseqüentemente, uma diminuição no volume de CO₂, sob novas condições de P-T. Estudos experimentais em inclusões fluidas sintéticas também demonstram que as inclusões fluidas se reequilibram para densidades fluidas maiores ou menores, dependendo do diferencial de pressão sobreposto durante a evolução das condições de P-T (Sternner e Bodnar, 1989; Bakker e Jansen, 1991).

O reequilíbrio das inclusões fluidas após o aprisionamento devido à recristalização provavelmente explica a incompatibilidade parcial dos dados microtermométricos dos fluidos carbônicos das inclusões do tipo 1 com as condições do pico do metamorfismo. Este processo compreende variações extensivas na densidade (e volume molar) da fase carbônica devido à

modificações do volume da cavidade da inclusão durante a deformação plástica do quartzo hospedeiro. A ampla variação das Th do CO₂, em geral maiores que 20°C, e conseqüentemente da densidade do CO₂, são consistentes com o reequilíbrio dos fluidos carbônicos durante os primeiros estágios da evolução tectono-metamórfica do depósito. Apesar do grande intervalo de variação das ThCO₂, estas temperaturas apresentam uma moda bem definida (Fig.5.8), tanto nas formações ferríferas como nos veios, sugerindo que as densidades do CO₂ correspondentes são representativas para este fluido carbônico. Comparando-se as isócoras calculadas para as densidades máxima e mínima com as isócoras calculadas para as densidades representativas do fluido rico em CO₂, ambas combinadas com 650°C, observa-se que as pressões fluidas obtidas (2,9 e 3,7 kbars nas formações ferríferas e nos veios, respectivamente) são consistentes com 3 kbars previamente determinados para o pico do metamorfismo (Fig.5.17).

5.5.3. Fluidos aquosos

Os fluidos aquosos (inclusões do tipo 2) refletem uma mudança nas condições de P-T do depósito de Salobo, correspondendo a passagem da fácies anfibolito para xisto verde, onde os fluidos aquosos predominam sobre os fluidos carbônicos (Touret, 1981; Touret e Dietvorst, 1983). Estes fluidos aquosos provavelmente foram introduzidos durante o metamorfismo retrógrado, principalmente através de zonas de cisalhamento, entre 2581-2497 Ma (Machado *et al.*, 1991), as quais atuaram como condutos para a infiltração destes fluidos. Processos semelhantes foram anteriormente documentados por Andersen *et al.*(1991), McCaig e Wickham (1987) e Bennet e Barker (1992).

A ampla variação das temperaturas de homogeneização mostradas pelas inclusões do tipo 2A (173^o-485^oC) e 2B (133,3^o-270^oC) possivelmente representa o resultado do reequilíbrio das densidades após o aprisionamento destas. A evolução de P-T dos fluidos é governada pelas isócoras destes, enquanto que a evolução de P-T das rochas hospedeiras corresponde à trajetória do resfriamento. Com o tempo, as condições "internas" de P-T dos fluidos aprisionados divergem

gradualmente das condições de P-T "externas" predominantes nas rochas hospedeiras. Como consequência, os fluidos tendem a ajustar suas densidades para ficar em equilíbrio com as condições de P-T destas rochas. No caso das inclusões do tipo 2, ocorre um aumento na densidade das inclusões, ou uma diminuição nas T_{ht} , durante a trajetória de P-T-t do metamorfismo retrógrado do depósito de Salobo. As inclusões do tipo 2B parecem ter sido menos afetadas pelo processo de reequilíbrio.

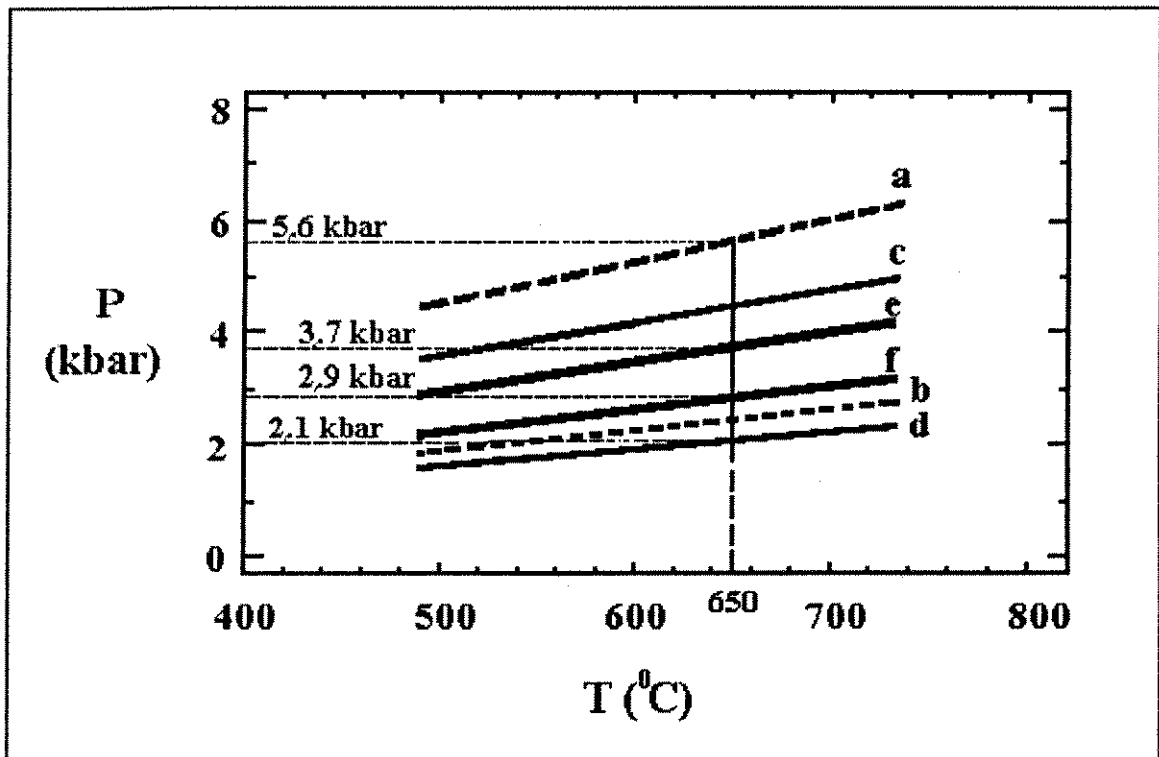


Figura 5.17. Isócoras representando as variações de densidade do fluido rico em CO_2 combinadas com o geotermômetro granada-biotita ($650^\circ C$, Lindenmayer, 1990) para o evento metamórfico de fácies anfíbolito alto no depósito de Salobo: $a=1,02 \text{ g/cm}^3$; $b=0,73 \text{ g/cm}^3$; $c=0,95 \text{ g/cm}^3$; $d=0,67 \text{ g/cm}^3$; $e=0,88 \text{ g/cm}^3$ e $f=0,78 \text{ g/cm}^3$. Linhas sólidas finas: inc. tipo 1 em formações ferríferas; linhas tracejadas: inc. tipo 1 em veios de quartzo deformados e linhas sólidas grossas: densidades mais representativas do fluido carbônico (veja texto).

O desenvolvimento geomecânico de zonas de cisalhamento pode afetar a evolução dos fluidos introduzidos nestes ambientes (Guha *et al.*, 1983). Estes autores demonstraram que fluidos mineralizantes infiltrados em zonas de cisalhamento apresentam um padrão evolutivo similar, com uma maior variação nas T_h e T_d da halita em zonas mais ativas. Os fluidos aquosos das inclusões do tipo 2A apresentam um intervalo maior de variação das T_{ht} , sugerindo que estes fluidos percolaram zonas de cisalhamento mais ativas do que os fluidos das inclusões do tipo 2B, os quais provavelmente foram introduzidos em estágios mais tardios.

As T_h médias das inclusões do tipo 2A, correspondentes a $367,5^{\circ}\text{C}$ nas formações ferríferas e $351,7^{\circ}\text{C}$ nos veios, e das inclusões do tipo 2B, correspondente a 200°C , representam temperaturas mínimas de aprisionamento destes fluidos e são compatíveis com a temperatura de 347°C obtida pelo geotermômetro da clorita para o retrometamorfismo de fácies xisto verde (veja Cap.4). Estas temperaturas, juntamente com a ampla variação na salinidade dos fluidos aquosos e as relações petrográficas, também indicam que os fluidos das inclusões do tipo 2A foram introduzidos precocemente em relação aos fluidos das inclusões do tipo 2B, os quais passaram gradualmente a coexistir.

Reações de hidratação retrógradas são comumente observadas em cinturões metamórficos regionais e são consideradas principalmente o resultado da infiltração de fluidos aquosos após o pico do metamorfismo (Fyfe *et al.*, 1978; Yardley e Baltatzis, 1985). O principal controle destas reações é o suprimento de água (Mohr *et al.*, 1986) e quando a razão fluido-rocha é baixa, a identificação da fonte é dificultada pelo controle da composição do fluido por reações que mascaram a sua química original (Yardley e Baltatzis, 1985). Quando a razão fluido-rocha é alta e/ou o desequilíbrio químico é grande entre os fluidos introduzidos e as rochas afetadas, um metassomatismo significativo pode ser produzido. Neste caso, a composição do fluido é externamente controlada, permitindo uma identificação mais fácil da sua fonte.

Bennet e Barker (1992) demonstraram que a hidratação é um processo rápido e, se as taxas de hidratação forem rápidas e a razão fluido-rocha for baixa durante a infiltração, um aumento na

salinidade do fluido deve ser esperado devido ao consumo de água durante as reações retrometamórficas. Conseqüentemente, o metamorfismo retrógrado pode ser responsável pela geração de fluidos altamente salinos, como proposto anteriormente por Crawford *et al.* (1979), Haynes e Schrijver (1989) e Moritz e Chev  (1992). Isto sugere que as altas salinidades dos fluidos das inclusões do tipo 2A (30,6-58,4% peso eq. NaCl), associados ao evento retrometamórfico de Salobo, podem ter resultado de reações de hidratação rápidas durante a infiltração destas soluções aquosas através de zonas de cisalhamento.

As possíveis fontes das soluções aquosas (inclusões do tipo 2A), que provavelmente causaram a retrogressão metamórfica de fácies xisto verde, são águas de formação, meteóricas ou magmáticas. As  guas de formação são soluções de salinidade elevada, que podem ter se infiltrado principalmente através das zonas de cisalhamento, constituindo os fluidos das inclusões do tipo 2A. Alternativamente, as zonas de cisalhamento também podem ter atuado como condutos para a circulação de águas meteóricas, as quais tornam-se altamente salinas por reações de hidratação retr gradadas, originando fluidos com salinidades semelhantes às das inclusões do tipo 2A. As profundidades máximas na crosta onde a pressão de fluido se torna igual   pressão litostática, permitindo a circulação de fluidos, são estimadas entre 6 e 10 km (Fyfe *et al.*, 1978; Sibson, 1983; Walther e Wood, 1986; Connolly e Thompson, 1989). A profundidade estimada por Lindenmeyer (1990) para o metamorfismo progressivo da seq ncia Salobo   de 8,5 km, sugerindo que o evento metamórfico retrógrado ocorreu a profundidades crustais mais rasas, permitindo a infiltração de águas meteóricas. McCaig e Wickham (1987) inferiram a passagem de fluidos externamente derivados através de zonas de cisalhamento retrogressivas nos Pirineus, a 10 km de profundidade e temperaturas entre 400^o-450^oC, através de dados isotópicos, apresentando certa similaridade com o depósito de Salobo.

Uma outra fonte possível para os fluidos aquosos das inclusões do tipo 2A seria o magmatismo granítico pr - a sin-tect nico associado à reativação arqueana do embasamento na área, entre 2581-2497 Ma (*e.g.* granito Salobo Velho, 2573±2 Ma; Machado *et al.*, 1991). Os fluidos relacionados ao magmatismo geralmente são altamente salinos e ricos em voláteis, como CO₂ e H₂O

vapor, e podem estar associados à mobilização e concentração do cobre e do ouro (Cameron e Hatori, 1987; Bodnar 1994; Gow *et al.*, 1994). São fluidos gerados pela exsolução direta de um fluido altamente salino a partir de um magma durante os estágios finais da sua cristalização ou pela imiscibilidade de soluções derivadas do magma. No entanto, no estudo das inclusões fluidas de Salobo não foram observadas evidências de um aprisionamento heterogêneo de um único fluido original como resultado do processo de imiscibilidade.

Os fluidos aquosos de salinidade baixa a moderada (0,2-29,2% peso eq. NaCl) são representados pelas inclusões do tipo 2B, as quais são frequentemente observadas nas mesmas trilhas ou arranjos planares com inclusões do tipo 2A. Isto indica a coexistência destas soluções aquosas quando foram aprisionadas, demonstrando uma contemporaneidade parcial destes fluidos. A evidência acima, juntamente com a ampla variação na salinidade dos fluidos das inclusões do tipo 2, sugerem uma diluição progressiva das soluções aquosas de salinidade elevada (inclusões do tipo 2A) pela infiltração de soluções aquosas de baixa salinidade (inclusões do tipo 2B), gerando um fluido de salinidade intermediária, também representado pelas inclusões do tipo 2B. Soluções aquosas de origem externa, provavelmente águas meteóricas, constituem uma possível fonte para os fluidos aquosos de baixa salinidade, que foram gradualmente infiltrados, principalmente através das zonas de cisalhamento, causando a diluição dos fluidos altamente salinos pela mistura destas soluções.

5.6. FLUIDOS MINERALIZANTES E A GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO POLIMETÁLICA DE SALOBO

5.6.1. Condições de P-T de deposição dos metais a partir do fluido mineralizante

Estudos experimentais demonstraram que fluidos aquosos de salinidade elevada podem ser eficientes no transporte de metais base, particularmente devido à alta atividade de cloretos que podem atuar como agentes complexante dos metais (Haynes e Schrijver, 1989; Gammons e Barnes,

1989; Li e Naldrett, 1993). A possibilidade de quantidades significativas de metais base serem hidrotermalmente dissolvidos como complexos de Cl^- , juntamente com a composição rica em cloretos dos fluidos aquosos das inclusões do tipo 2A, indicam que estas soluções foram provavelmente as responsáveis pela mineralização de Cu e Au do depósito de Salobo. Adicionalmente, a associação do Au com sulfetos de Cu, cobaltita, saflorita e veios de clorita, e o intervalo de temperatura de deposição do Au e cobaltita abaixo de $400^{\circ}C$ (veja Cap.4), evidenciam uma forte relação entre o evento metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde e os fluidos de salinidade elevada responsáveis pela mineralização. Lindblom e Martinsson (1990), estudando os fluidos associados à mineralização de Cu-Au em *greenstone belts* na Suécia, demonstraram que soluções altamente salinas foram responsáveis pelo transporte e deposição do Cu e Au, mostrando semelhança com o depósito de Salobo. Os fluidos de salinidade baixa a moderada (inclusões do tipo 2B), que apresentam uma coexistência parcial com os fluidos das inclusões do tipo 2A, também podem estar relacionados com a remobilização do Cu e Au, de uma forma mais subordinada.

As isócoras representando a variação composicional dos fluidos aquosos das inclusões de tipo 2A e 2B, combinadas com o geotermômetro da clorita para o retrometamorfismo de fácies xisto verde (veja Cap.4) forneceram pressões fluidas entre 3,6 e 4,6 kbars e 3,2 e 3,5 kbars para este evento (Fig.5.18), respectivamente. As pressões fluidas foram calculadas usando o programa FLINCOR (Brown, 1989) para o sistema $H_2O-NaCl$, já que os dados para sistemas complexos como $H_2O-NaCl-CaCl_2-MgCl_2-FeCl_2$ não são disponíveis, o qual sugere uma certa cautela no cálculo de pressões fluidas acima de 3 kbars para fluidos altamente salinos. O processo de reequilíbrio das densidades do fluido após o aprisionamento da inclusão também pode ter afetado as pressões fluidas obtidas. Estas evidências indicam que as pressões fornecidas através das isócoras dos fluidos aquosos salinos podem estar refletindo condições de P-T diferentes das predominantes nas rochas hospedeiras. Por outro lado, as pressões dos fluidos obtidas para o metamorfismo progressivo de fácies anfíbolito (2,1-5,6 kbars) e o evento retrometamórfico de fácies xisto verde (3,2-4,6 kbars) parecem ser consistentes com a evolução metamórfica do depósito de Salobo.

Com base no geotermômetro da clorita e nas evidências petrográficas e químicas que

relacionam a precipitação do Au e sulfetos de Cu a temperaturas inferiores a 400°C (veja Cap.3 e 4), pode-se sugerir que a deposição do Au e Cu a partir dos fluidos aquosos salinos ocorreu entre 334-366°C e 3,2-4,6 kbars (Fig.5.18).

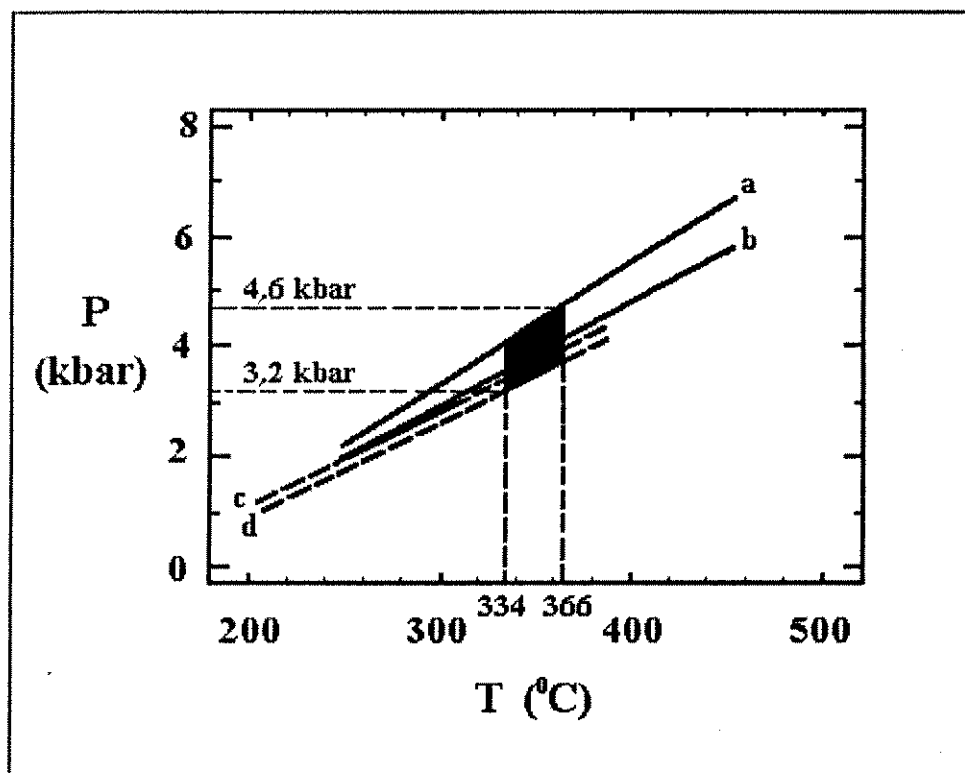


Figura 5.18. Condições de P-T de deposição do Au, sulfetos de Cu, cobaltita e saflorita durante o retrometamorfismo de fácies xisto verde no depósito de Salobo. Isócoras calculadas pelo programa FLINCOR (Brown, 1989) para o sistema H₂O-NaCl, representando a variação composicional dos fluidos aquosos salinos das inclusões do tipo 2A e 2B: a=58,4% peso eq. NaCl; b=30,6% peso eq. NaCl; c=29,2% peso eq. NaCl e d=0,2% peso eq. NaCl. Linhas sólidas: fluidos das incl. tipo 2A; linhas tracejadas: fluidos das incl. tipo 2B.

5.6.2. Parâmetros físico-químicos e prováveis mecanismos relacionados ao transporte e à deposição do Cu, Au e Ag

A solubilidade dos sulfetos de Cu complexados na forma de cloretos de Cu é controlada principalmente pelo pH da solução, fO_2 e aH_2S ou S total (Rose 1976; Barnes 1979; Haynes e Schrijver, 1989).

As assembléias minerais em equilíbrio a 350°C em Salobo requerem uma aH_2S de 10^{-1} correspondendo a um conteúdo total de S de 0,1 molal, a 1 kbar (Fig.5.19b). Oscilações na aH_2S , chegando a 10^{-2} , podem explicar a ocorrência localizada de hematita e covelita nas formações ferríferas, na ausência de calcopirita (Fig.5.19c).

A estabilidade dos sulfetos de Cu e Fe a 350°C e aH_2S de 10^{-1} , indicam uma variação na fO_2 de 10^{-30} a 10^{-28} bars, correspondendo a um intervalo de pH de 1 a 5,2 (Fig.5.20). O estudo de inclusões fluidas demonstrou a presença de quantidades significativas de Ca nas soluções aquosas subsaturadas neste elemento, permitindo definir o pH máximo da solução abaixo da curva de saturação de $CaSO_4$. As relações de fase no sistema K-Fe-Si-O-H a 350°C, demonstram que a magnetita ocorre em equilíbrio com o stilpnomelano nas formações ferríferas em condições de fO_2 entre 10^{-32} e 10^{-29} bars e pH entre 2-6,5 (Miyano e Beukes, 1984). Embora esta associação mineral seja localizada e pouco representativa nas formações ferríferas, as condições de fO_2 e pH são compatíveis com as estimadas através das paragêneses sulfetadas, permitindo definir um pH entre 2 e 5,2 para a solução (Fig.5.20).

Com base nas considerações acima, sugere-se que as soluções aquosas de salinidade elevada responsáveis pela remobilização do Cu (Au, Ag), apresentam fO_2 entre 10^{-30} e 10^{-28} bars, pH ácido (2-5,2) e conteúdo total de S entre 0,1 e 0,01 molal, a 350°C.

Os mecanismos de deposição do Cu em sistemas hidrotermais, assim como as constantes de dissociação de complexos de Cl⁻ cupríferos a temperaturas acima de 200°C e seus coeficientes de

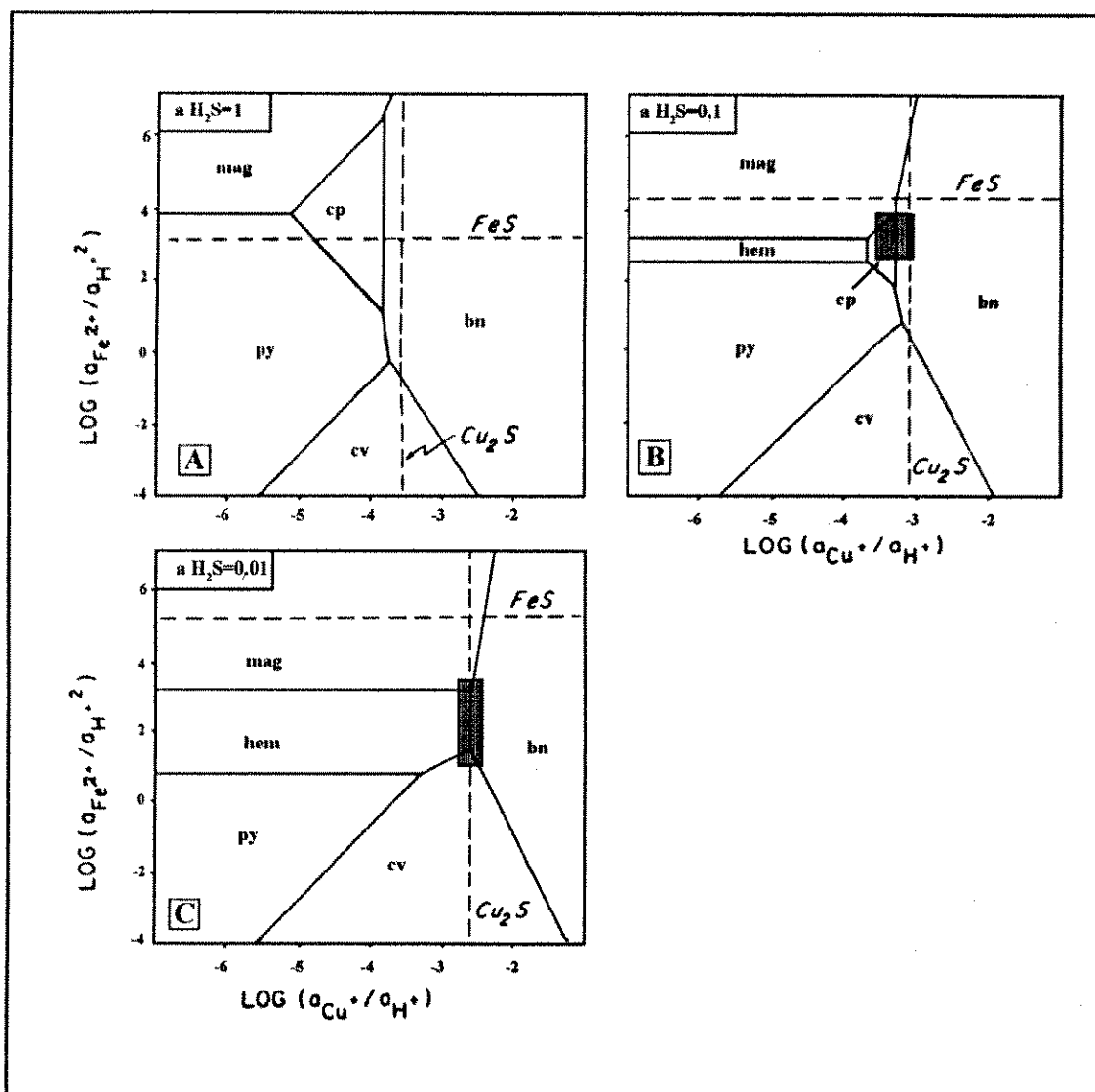


Figura 5.19. Diagramas mostrando áreas de estabilidade (linhas sólidas) e superfícies de saturação (linhas tracejadas) para sulfetos de Cu-Fe e óxidos de Fe em função das atividades de Cu^+ e Fe^{+2} ($a_{\text{H}_2\text{S}}$). $T=350^\circ\text{C}$, 1 kbar e diferentes atividades de H_2S . Linha em negrito define a região de estabilidade da paragênese bornita+calcosita-digenita. Áreas hachuradas representam as composições do fluido estimadas a partir das assembléias óxido-sulfetadas de Salobo. Bn=bornita, cv=covelita, cp=calcopirita, py=pirita, hm=hematita, mag=magnetita. Modificado de Haynes e Schrijver (1989).

atividade, ainda não são claramente conhecidos (Helgeson, 1969; Crerar e Barnes, 1976). No entanto, alguns estudos sobre a solubilidade do Cu em soluções altamente salinas e a temperaturas elevadas (Huston e Large, 1989; Haynes e Schrijver, 1989) permitem estimar a capacidade de transporte de Cu e S destas soluções. Crerar e Barnes (1976) determinaram que soluções de NaCl podem carregar quantidades significativas de Cu na forma de complexos de Cl^- . A 350°C , pH entre 1 e 5,2 e concentração total de S de 0,01 a 0,1 molal, as soluções com $a_{\text{Cl}^-}=1,0$ podem transportar um mínimo de 1000 ppm de Cu em equilíbrio com calcopirita+bornita+pirita (Fig.5.21).

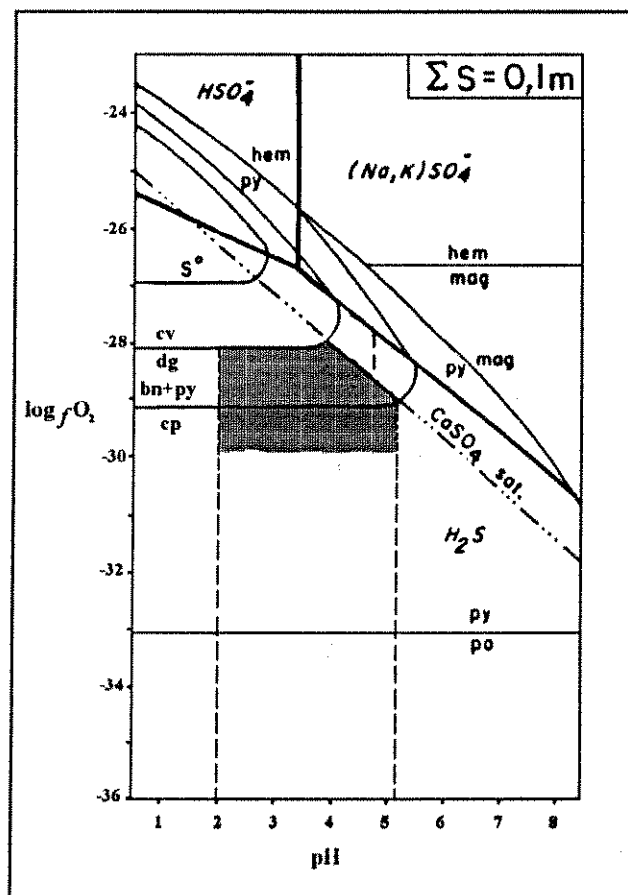


Figura 5.20. Diagrama pH vs. $f\text{O}_2$ mostrando a estabilidade dos sulfetos de Cu e Fe a 350°C e $a_{\text{H}_2\text{S}}=10^1$ (ou $S_{\text{total}}=0,1$ molal). A região preenchida define a estabilidade das assembléias $\text{bn}+\text{dg}$ (cc) e cp presentes no depósito de Salobo. Adaptado de Haynes e Schrijver (1989).

Adicionalmente, o diagrama da Figura 5.21 mostra que sulfetos e bisulfetos são inadequados no transporte de Cu sob as condições predominantes em Salobo e evidencia uma diminuição na solubilidade do Cu com o aumento do pH, sugerindo que soluções ácidas são mais eficientes no transporte de Cu. Quantidades de Cu similares às estimadas para Salobo (1000 ppm) são descritas em fluidos mineralizantes de sistemas hidrotermais ricos em Cu (Hall *et al.*, 1974; Haynes e Schrijver, 1989).

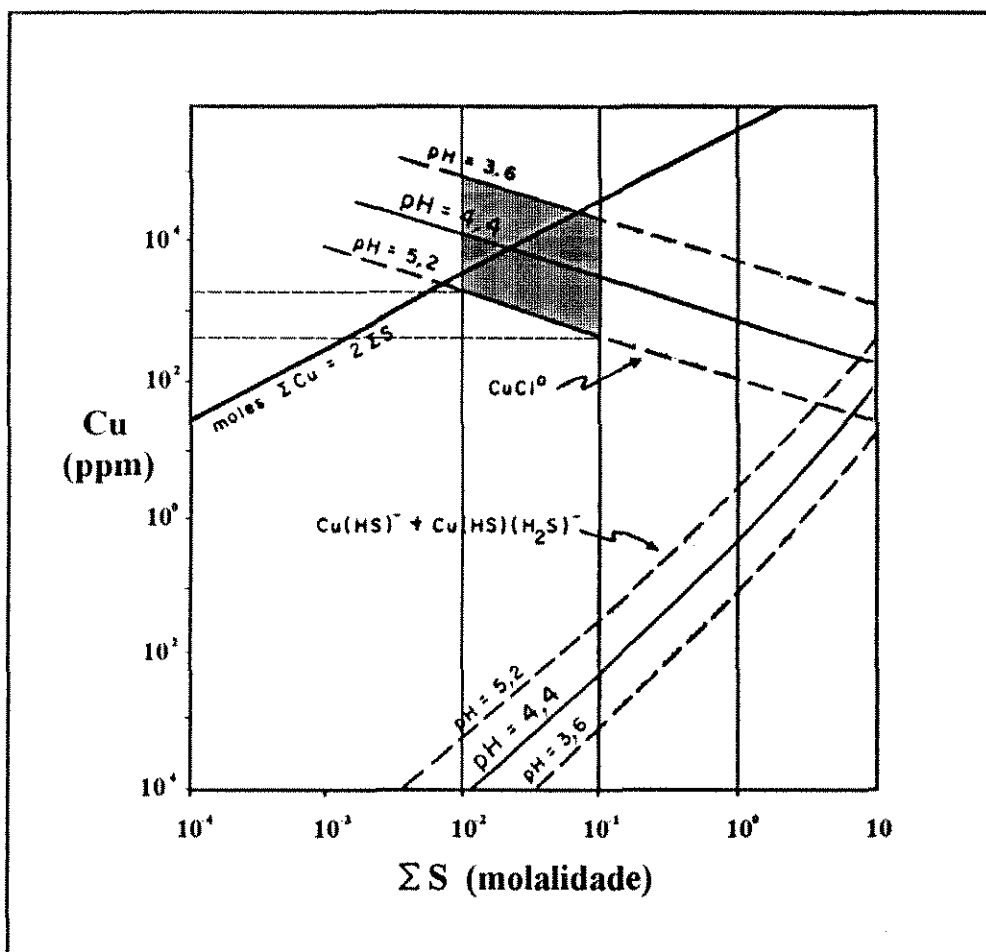
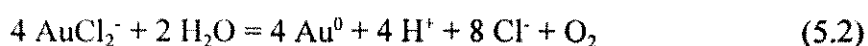


Figura 5.21. Concentrações de complexos de Cu em soluções em equilíbrio com $py+cp+bn$ em função do pH e molalidade total de S. $T=350^\circ\text{C}$, $a_{\text{Cl}^-}=1,0$ e $\gamma_{\text{H}_2\text{S}}=1,0$. As áreas preenchidas mostram as condições de pH e S total definidas para os fluidos aquosos salinos de Salobo. A linha $\Sigma\text{Cu} = 2\Sigma\text{S}$ de solubilidade estequiométrica da calcosita representa o potencial máximo de precipitação deste mineral. Modificado de Crerar e Barnes (1976).

Os mecanismos de transporte do Au, sob condições físico-químicas apropriadas, envolvem a solubilização do Au como complexos de Cl^- (Henley, 1973; Helgson *et al.*, 1981) ou bisulfetos (Shenberger e Barnes, 1989; Romberger, 1990, Seward, 1991). Estudos experimentais sugerem que o Au pode ser transportado como tioarsenatos (Romberger, 1986), com base na solubilidade deste metal em soluções com As. Entretanto, a solubilidade dos complexos de tioarsenatos de Au em sistemas hidrotermais ainda é pouco conhecida.

A importância dos complexos de Cl^- e bisulfetos de Au são avaliadas em função da $f\text{O}_2$ e S_2 , pH e temperatura (Romberger, 1990; Seward, 1991). No caso de Salobo, o principal mecanismo de transporte do Au está associado a cloretos (AuCl_2^-), através da reação



A solubilidade dos cloretos de Au em soluções redutoras é independente da fS_2 , aumentando com a concentração de NaCl na solução e com a $f\text{O}_2$ (Romberger, 1990). A concentração do Au transportado na forma de AuCl_2^- a 350°C , em soluções com 6% peso eq. NaCl, $S=0,01$ molal, $\text{pH} = 4$ e $f\text{O}_2$ entre 10^{-30} e 10^{-28} bars varia de 10 a 100 ppb (Fig.5.22). Os fluidos mineralizantes responsáveis pelo transporte do Au em Salobo apresentam salinidades mais elevadas e pH entre 2-5,2, a 350°C , provavelmente carregando quantidades consideráveis de Au na forma de cloretos, estimadas entre 10-100 ppb (Fig.5.22).

Os processos que ocorrem em sistemas hidrotermais ocasionando variações nos parâmetros físico-químicos e, conseqüentemente, gerando mecanismos de deposição do Au, incluem diminuição na temperatura, imiscibilidade, mistura de soluções e interação entre o fluido mineralizante e as rochas hospedeiras (Romberger, 1990; Seward, 1991). De acordo com a reação 5.2, os possíveis mecanismos de deposição do Au incluem aumento no pH da solução e diminuição na $a\text{Cl}^-$, $f\text{O}_2$ e temperatura (Huston e Large, 1989).

O estudo de inclusões fluidas em Salobo descartou a ocorrência de imiscibilidade aquosa. A provável infiltração de soluções aquosas externas mais oxigenadas e com temperaturas mais baixas (inclusões do tipo 2B) causam uma diminuição na a_{Cl^-} pela diluição do fluido mineralizante (inclusões do tipo 2A), influenciando na desestabilização dos complexos de Cl^- e na consequente deposição do Au.

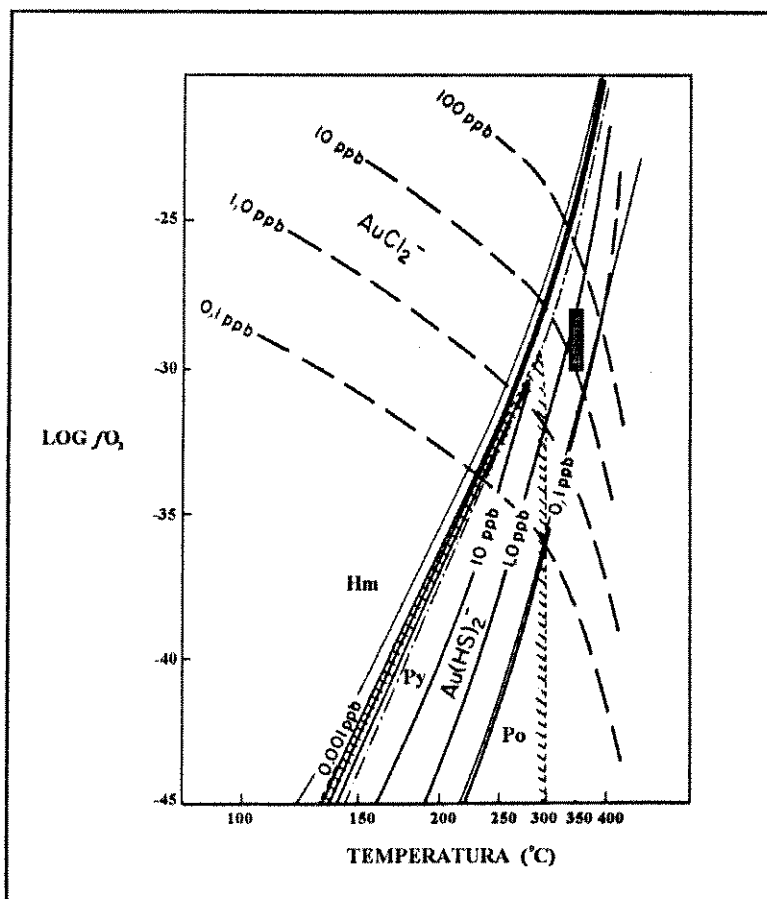


Figura 5.22. Diagrama da solubilidade do Au em função da temperatura e fO_2 , em soluções com $pH=4$, 6% peso $NaCl$ e 320 ppm S (0,01 molal), mostrando o campo dos fluidos aquosos salinos responsáveis pelo transporte do Au no depósito de Salobo. Linhas tracejadas=cloratos, linhas sólidas=bisulfetos. Linhas sólidas grossas representam os limites entre óxidos e sulfetos de Fe. O limite entre os campos de sulfato- H_2S é mostrado através da linha tracejada-pontilhada. Modificado de Romberger (1990).

Parâmetros físico-químicos, como pH, fO_2 e aH^+ , não apresentam variações significativas nas soluções aquosas salinas, sugerindo que a diminuição na aCl^- gerada pela mistura de fluidos, combinada com o abaixamento da temperatura, constituem os principais mecanismos de deposição do Au transportado na forma de cloretos no depósito de Salobo.

De forma similar ao Au, quantidades significativas de Ag podem ser dissolvidas em fluidos hidrotermais como complexos de Cl^- (Seward, 1976; Gammons e Barnes, 1989). Estes estudos experimentais demonstram que cloretos de Ag predominam em temperaturas elevadas, condições relativamente oxidantes e pH baixo, enquanto que $Ag(HS)_2^-$ predomina sob condições relativamente reduzidas e pH neutro a alcalino, a 250°C. A 350°C, a Ag apresenta uma mobilidade maior na forma de $AgCl_2^-$, tornando-se bastante solúvel (> 10 ppm). Em condições relativamente oxidantes, com alta salinidade e pH baixo, a solubilidade da Ag tende a aumentar (Gammons e Barnes, 1989).

Os principais mecanismos de deposição da Ag a partir de cloretos incluem diminuição na temperatura, aumento do pH e diminuição na aCl^- (Seward, 1976; Gammons e Barnes, 1989). No depósito de Salobo, o processo de resfriamento, juntamente com a diminuição na aCl^- , provavelmente constituem os mecanismos mais importantes na precipitação da Ag, devido à desestabilização dos complexos de Cl^- .

Combinando-se os dados disponíveis relativos à solubilidade do Cu, Au e Ag, sugere-se que os prováveis mecanismos responsáveis pela deposição destes metais estão interrelacionados e são dependentes das variações ocorridas, particularmente da diminuição da temperatura e aCl^- , durante os processos de resfriamento e diluição do fluido mineralizante.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

1. Com base na composição mineralógica, as formações ferríferas óxido-silicatadas, que hospedam a mineralização de Cu (Au, Ag, Mo) do depósito de Salobo, podem ser classificadas em formação ferrífera 1 e 2. A formação ferrífera 1 é constituída por magnetita-fayalita-grunerita±biotita-hastingsita-almandina-greenalita, contendo de forma subordinada fluorita, apatita, alanita, turmalina, titanita, calcopirita, bornita, uraninita, grafita, ilmenita, molibdenita, cobaltita, saflorita e ouro. A formação ferrífera 2 é composta mineralogicamente por magnetita-almandina-grunerita-biotita±quartzo-turmalina-clorita, com proporções subordinadas de fayalita, apatita, alanita, zircão, grafita, bornita, calcosita, molibdenita e uraninita.

2. Os eventos metamórficos impressos nas formações ferríferas mineralizadas envolvem um metamorfismo progressivo de fácies anfibolito alto, seguido por um episódio metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde. As paragênese magnetita-fayalita±hastingsita-biotita (formação ferrífera 1) e magnetita-almandina-biotita±quartzo (formação ferrífera 2) caracterizam o metamorfismo de fácies anfibolito alto nas rochas hospedeiras, no qual a temperatura atingiu 650°C, com pressão em torno de 3 kbars e fO_2 entre 10^{-18} e 10^{-20} bars. O episódio metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde alto é marcado principalmente pela cloritização dos minerais ferromagnesianos, particularmente granada e biotita, e pela greenalitização localizada da fayalita. Adicionalmente, este evento metamórfico-hidrotermal também é caracterizado pela substituição parcial ou total da fayalita por grunerita+magnetita. A temperatura média obtida pelo geotermômetro da clorita para este evento de fácies xisto verde é de 347°C.

3. A mineralização primária de Cu consiste principalmente de disseminações de calcopirita, bornita e calcosita, intimamente associadas a lentes ricas em magnetita. As principais paragêneses de minério observadas são magnetita-bornita-calcosita e magnetita-bornita-calcopirita, onde a magnetita é o mineral de minério predominante, constituindo cerca de 60% de cada paragênese. O ouro é encontrado na sua forma nativa em discretos grãos anédricos, com tamanho máximo de 10 μm , concentrado nas formações ferríferas do tipo 1. Ocorre principalmente incluso em saflorita, cobaltita, magnetita e sulfetos ou intersticial a grãos de magnetita e calcopirita, com teor variável de 1,3 a 6,7 ppm. Veios de clorita e stilpnomelano que cortam as formações ferríferas podem eventualmente conter Au associado a sulfetos de cobre. A ocorrência de sulfetos em microestruturas (*e.g.* microfraturas de cisalhamento e na interação das foliações s e c), juntamente com as texturas observadas (*e.g.* *annealing* em magnetita), sugerem que a mineralização polimetálica passou por remobilizações com o metamorfismo e deformação.

4. A evolução da mineralização ocorreu dentro do sistema Fe-Cu-S-O (Au), como indicado pelas paragêneses de minério. Sob condições de fácies anfíbolito alto, é provável que a assembléia sulfetada tenha sido representada pela solução sólida cúbica $(\text{Cu, Fe})_{1+x}\text{S}$, denominada de i.s.s., rica em cobre e em equilíbrio com a solução sólida da bornita ($(\text{Cu}_2\text{S})_{5+x}(\text{Fe}_2\text{S})_{1+x}$). A temperaturas compatíveis com a fácies xisto verde, a assembléia sulfetada evoluiu para calcopirita tetragonal, estável abaixo de 547°C , e bornita e calcosita, provenientes da decomposição da solução sólida da bornita a temperaturas inferiores a 335°C . Em decorrência das condições oxidantes do evento metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde, a substituição de calcopirita por bornita e bornita por calcosita pode ter ocorrido. A subsequente diminuição da temperatura propiciou a formação de calcosita hexagonal, estável abaixo de 200°C , e de digenita, estável em torno de $120^\circ\pm 70^\circ\text{C}$.

5. As composições químicas da clorita e turmalina, presentes nas formações ferríferas como fases minerais subordinadas, indicam que estes minerais são ricos em ferro, sendo classificados como ripidolita e schorlita, respectivamente. As possíveis fontes de BO_3^- necessário à formação da turmalina seriam o provável ambiente sedimentar-exalativo de formação do depósito, fluidos metamórficos contendo boro ou o próprio magmatismo, desde que o magma contenha quantidades

significativas deste elemento. A aplicação do geotermômetro da clorita nas formações ferríferas mineralizadas e em metagrauvacas indicou temperaturas entre 334^o-366^oC e 341^o-352^oC, respectivamente, com média de 347^oC, representando o evento retrógrado de fácies xisto verde. Tanto os sulfetos como a magnetita apresentam composições químicas pouco variáveis, sendo a composição desta última caracterizada por baixos conteúdos de Ti (0,02-0,24% peso). O ouro presente nas formações ferríferas é rico em Cu (6,98-10,82% peso), com quantidades subordinadas de Ag, Fe e As, indicando que o seu intervalo de estabilidade ($T < 400^{\circ}\text{C}$) é compatível com a temperatura de 347^oC, dada pelo geotermômetro da clorita. Isto sugere que a deposição do Au está provavelmente associada ao evento metamórfico-hidrotermal de fácies xisto verde. Entre os minerais dos grupos dos sulfoarsenatos e diarsenatos, apenas cobaltita e saflorita foram encontradas no depósito de Salobo, ocorrendo intimamente associadas ao ouro, sulfetos de Cu e magnetita. As composições das cobaltitas associadas ao ouro correspondem a uma temperatura de estabilidade inferior a 400^oC, sendo consistente com a temperatura de estabilidade do ouro e com o geotermômetro da clorita. A associação do ouro com cobaltita, sulfetos de Cu e veios de clorita, juntamente com o intervalo de temperatura de estabilidade do ouro e cobaltita ($T < 400^{\circ}\text{C}$), indicam uma forte relação entre o retrometamorfismo de fácies xisto verde e os fluidos responsáveis pela remobilização do Cu e Au.

6. Com base nas características petrográficas e microtermométricas, dois tipos principais de inclusões fluidas foram identificados em quartzo e granada das formações ferríferas mineralizadas e em veios de quartzo deformados. As inclusões do tipo 1 são ricas em CO₂, monofásicas a temperatura ambiente e ocorrem geralmente na forma de trilhas ou arranjos planares intragranulares. As inclusões do tipo 2 são as predominantes, consistindo de inclusões fluidas aquosas que podem ser sub-divididas em inclusões aquosas de salinidade elevada (tipo 2A) e de salinidade baixa a moderada (tipo 2B). As temperaturas de homogeneização do CO₂ no estado líquido são variáveis, ocorrendo no intervalo de -19,1^o±27,3^oC, correspondendo a uma variação na densidade do CO₂ puro de 0,67-1,02 g/cm³. A fusão do CO₂ ocorreu entre -56,5^o e -63,1^oC, indicando que a composição da fase carbônica varia de CO₂ puro a uma mistura de CO₂ e outros voláteis. Análises por espectroscopia Raman confirmaram a presença de quantidades subordinadas de CH₄, geralmente

menores que 10 mol%. Com base nos dados microtermométricos, as quantidades de CH₄ estimadas na fase carbônica dos fluidos das inclusões do tipo 1 varia de 1,2 a 33 mol%. As temperaturas de dissolução da halita estão concentradas em um amplo intervalo, de 173^o a 485^oC, possivelmente devido ao reequilíbrio das densidades do fluido após o aprisionamento das inclusões. Estas temperaturas correspondem a uma variação na salinidade do fluido aquoso das inclusões do tipo 2A de 30,6 a 58,4 % peso eq. NaCl, que representam salinidades mínimas. As inclusões do tipo 2B apresentam temperaturas de fusão do gelo entre -13,9^o- -25,7^oC, correspondendo a salinidades que variam de 0,2-29,2% peso eq. NaCl. As temperaturas do eutético das inclusões do tipo 2 são invariavelmente inferiores a -20,8^oC (eutético do sistema H₂O-NaCl), com temperaturas médias de -37,9^o a -47,6^oC, indicando a presença de outros sais no fluido aquoso, provavelmente MgCl₂, com proporções subordinadas de FeCl₂ e CaCl₂. A composição do fluido aquoso de salinidade elevada foi estimada através das temperaturas de fusão do gelo e de dissolução da halita, obtendo-se uma composição em torno de 45% em peso de NaCl e 5,3% peso de MgCl₂±FeCl₂±CaCl₂.

7. As relações petrográficas e os dados microtermométricos sugerem que os fluidos carbônicos foram aprisionados precocemente em relação aos fluidos aquosos. Os fluidos ricos em CO₂ das inclusões do tipo 1 podem ser interpretados como fluidos gerados ou reequilibrados durante o metamorfismo de fácies anfíbolito alto. As isócoras representando a variação na densidade do fluido carbônico combinadas com o geotermômetro granada-biotita (650^oC), forneceram pressões entre 2,1-5,6 kbars para o evento metamórfico progressivo. Isócoras calculadas para as densidades representativas do fluido rico em CO₂ combinadas com 650^oC indicam pressões fluidas entre 2,9-3,7 kbars, que são compatíveis com a pressão de 3 kars previamente determinada para o pico do metamorfismo.

8. Os fluidos aquosos salinos refletem uma mudança nas condições de P-T do depósito de Salobo, correspondendo a passagem da fácies anfíbolito para xisto verde. As temperaturas de homogeneização total médias das inclusões do tipo 2A, correspondentes a 367,5^oC nas formações ferríferas e 351,7^oC nos veios de quartzo, e das inclusões do tipo 2B, correspondente a 200^oC, representam temperaturas mínimas de aprisionamento destes fluidos e são compatíveis com a temperatura de 347^oC obtida pelo geotermômetro da clorita para o retrometamorfismo de fácies xisto

verde. Estas temperaturas, juntamente com as relações petrográficas, indicam que os fluidos das inclusões do tipo 2A foram introduzidos precocemente em relação aos fluidos das inclusões do tipo 2B, os quais passaram gradualmente a coexistir. As possíveis fontes das soluções aquosas de salinidade elevada (inclusões do tipo 2A) são águas de formação ou águas magmáticas, que percolaram principalmente através de zonas de cisalhamento, causando o retrometamorfismo de fácies xisto verde. Águas meteóricas, que tornaram-se altamente salinas por reações de hidratação retrógradas, constituem uma fonte alternativa para estas soluções. Os fluidos de salinidade baixa (inclusões do tipo 2B) são interpretados como soluções aquosas de origem externa, provavelmente águas meteóricas, que foram infiltradas causando a diluição progressiva dos fluidos aquosos de salinidade elevada (inclusões do tipo 2A). Os fluidos aquosos de salinidade intermediária (inclusões do tipo 2B) são interpretados como o resultado da mistura das soluções acima.

9. Os fluidos aquosos salinos, particularmente os de salinidade elevada, possivelmente foram os responsáveis pela remobilização do Cu e Au, sob condições retrometamórficas de fácies xisto verde. Com base no geotermômetro da clorita (347°C) combinado com as isócoras representando a variação composicional dos fluidos aquosos salinos, pode-se sugerir que a deposição do Cu e Au ocorreu entre 334^o-366^oC e 3,2-4,6 kbars.

10. A 350°C, as soluções aquosas de salinidade elevada responsáveis pela remobilização do Cu (Au, Ag) apresentam fO_2 entre 10^{-30} e 10^{-28} bars, pH ácido (2-5,2) e conteúdo total de S entre 0,1-0,01 molal. Estas soluções podem transportar um mínimo de 1000 ppm de Cu e de 10-100 ppb de Au, na forma de cloretos. Combinando-se os dados disponíveis relativos à solubilidade do Cu, Au e Ag, sugere-se que os prováveis mecanismos de deposição destes metais estão interrelacionados e são dependentes das variações ocorridas, particularmente da diminuição da temperatura e aCl^- , durante o processo de resfriamento e diluição do fluido mineralizante.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian Provinces. **Earth Science Reviews**, vol. 17, p. 1-29, 1981.
- AMARAL, G. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. Tese de Livre Docência. IG-USP, São Paulo, 1974. 212 p.
- AMARAL, G. Província Tapajós e Rio Branco. In: Almeida, F.F. e Hasui, I (ed.), **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 1984. p. 6-35.
- AMCOFF, Ö. Experimental replacement of chalcopyrite by bornite: textural and chemical changes during a solid-state process. **Mineral. Deposita**, vol. 23, p. 286-292, 1988.
- AMCOFF, Ö. E FIGUEIREDO, B. R. Mechanisms of retrograde changes in oxide minerals from the Proterozoic Serrote da Laje deposit, northeastern Brazil. **Mineral. Deposita**, vol. 25, p. 313-322, 1990.
- ANDERSEN, T.; AUSTRHEIM, H.; BURKE, E.A.J. Fluid-induced retrogression of granulites in the Bergen Arcs, Caledonides of W Norway: fluid inclusion evidence from amphibolite facies shear zones. **Lithos**, vol. 27, p. 29-42, 1991.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, J.S.X.; COSTA, J.B.S. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LAT. AMER. GEOL., 7. 1988, Belém. **Anais...Belém, SBG**, 1988. v.1, p. 324-338.
- ARAÚJO, O.J.B. E MAIA, R.G.N. **Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará**. Brasília: DNPM/CPRM, 1991. 138 p.
- BAKKER, R.J. E JANSEN, J.B.H. Experimental post-entrapment water loss from synthetic CO₂-H₂O inclusions in natural quartz. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 55, p. 2215-2230, 1991.
- BARNES, H. L. **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. New York: John Wiley and Sons, 1979. 670 p.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMONT, N. F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. Geologia e Recursos Minerais da Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, vol. 3, p. 215-242, 1973.
- BENNETT, D.J. E BARKER, A.J. High salinity fluids: the result of retrograde metamorphism

- in thrust zones. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 56, p. 81-95, 1992.
- BERRY, L.G. E THOMPSON, R.M. X-ray powder data for ore minerals. **Geological Society of America**. Memoir 85, 1962.
- BODNAR, R. J. Synthetic fluid inclusions: XII. The system H₂O-NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt% NaCl solution. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 58 (3), p. 1053-1063, 1994.
- BODNAR, R.J., BINNS, P.R., HALL, D.L. Synthetic fluid inclusions VI. Quantitative evaluation of the decription behavior of fluid inclusions in quartz at 1 atmosphere confining pressure. **J. Met. Geol.**, vol. 7, p. 229-242, 1989.
- BONNICHSEN, B. Metamorphic pyroxenes and amphiboles in the Biwabik Iron Formation, Dunk River area, Minnesota. **Mineralog. Soc. America Apec.**, Paper 2, p. 217-239, 1969.
- BORISENKO, A.S. Study of the salt compositions of solutions of gas liquid inclusions in minerals by the cryometric method. **Geologiya i Geofizika**, vol. 18, p. 16-27, 1977.
- BROWN, P.E. E LAMB, W.M. P-V-T properties of fluids in the system H₂O±CO₂±NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusions. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol.53, p. 1209-1251, 1989.
- BROWN, P.E. Fincor: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. **Am. Mineral.**, vol. 74, p. 1390-1393, 1989.
- BURRUS, R.C. Analysis of fluid inclusions: phase equilibria at constant volume. **Am. J. Sci.**, vol. 281, p. 1104-1126, 1981.
- BUTLER, P. Mineral compositions and equilibria in the metamorphosed iron-formation of the Gagnon Region, Quebec, Canada. **J. Pet.**, vol.10, p.56-101, 1969.
- CABRI, L. J. New data on phase relations in the Cu-Fe-S system. **Economic Geology**, vol. 68, p. 443-454, 1973.
- CAMERON, E.M. E HATORI, K. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. **Economic Geology**, vol. 82, n. 5, p. 1177-1191, 1987.
- CATHELINEAU, M. Cation sit occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. **Clay Minerals**, v. 23, p. 471-485, 1988.
- CATHELINEAU, M. E NIEVA, D. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres

- geothermal system (Mexico). **Contrib. Mineral. Petrol.**, Springer-Verlag: Heidelberg, vol.91, p. 235-244, 1985.
- CHANG, Y.A.; GOLDBERG, D.; NEUMANN, J.P. Phase diagrams and thermodynamic properties of ternary copper-silver systems. **J. Phys. Chem. Ref. Data**, vol. 6 (3), p. 621-674, 1977.
- CONNOLLY, A.D. E THOMPSON, A.B. Fluid and enthalpy production during regional metamorphism. **Contrib. Mineral. Petrol.**, vol. 102, p. 347-366, 1989.
- CORDANI, U. Comentários a respeito das datações efetuadas para a região da Serra dos Carajás. Relatório interno, DOCEGEO, 1981.
- COSTA, J.B.S. E SIQUEIRA, I.B. Transtensão e transpressão ao longo do sistema transcorrente Cinzento. **Rev. Bras. Geoc.**, vol. 20 (1-4), p. 234-238, 1990.
- CRAIG, J.R. E SCOTT, S.D. Sulphide phase equilibria. In: Ribbe, P.H. (ed), **Mineral. Soc. Am.** Short course notes, vol. 1, p. cs58-cs90, 1974.
- CRAWFORD, M. L.; FILER, J.; WOOD, C. Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. **Bulletin de Minéralogie**, vol. 102, p. 562-568, 1979.
- CRAWFORD, M. L. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: Hollister, L.S. e Crawford, M.L (ed.), **Fluid inclusions: applications to petrology**. Mineralogical Association of Canada, Short Course 6, 1981. p. 75-100.
- CRERAR, D. A. E BARNES, H. L. Ore solution chemistry V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solutions at 200°C to 350°C. **Economic Geology**, vol. 71, p. 772-794, 1976.
- DAHL, P. S. Comparative geothermometry based on major-element and oxygen isotope distributions in Precambrian metamorphic rocks from southwestern Montana. **Am. Mineral.**, vol. 64, p. 1280-1293, 1979.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. Estudo atual do conhecimento sobre rochas granitóides da porção sul da Amazonia Oriental. **Rev. Bras. Geoc.**, vol 16(1), p. 11-23, 1986.
- DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. 1988, Belém. **Anexo aos Anais...**Belém, SBG-CVRD, 1988. p. 11-54.

- DUBESSY, J.; POTY, B.; RAMBOZ, C. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. **Eur. J. Mineral.**, vol. 1, p.517-534, 1989.
- FARIAS, N.F. E SAUERESSIG, R. Jazida de cobre Salobo 3A. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1. 1982, Belém. **Anais...Belém, SBG**, 1982, p. 61-73.
- FIGUEIREDO, B.R.; RÉQUIA, K.C.M.; XAVIER, R.P. Post-depositional changes of the Salobo ore deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. **Comunicaciones**, Universidad de Chile: Chile, vol. 45, p. 23-32, 1994.
- FISHER, N.J. Deformation induced fluid flow and gold precipitation in banded iron-formation, Zimbabwe. PhD Thesis, University of Southampton, 311 p, 1992.
- FLORAN, R.J. E PAPIKE, J.J. Mineralogy and petrology of the Gunflint Iron Formation, Minnesota-Ontario: correlation of compositional and assemblage variations at low to moderate grades. **J. Petr.**, vol. 19, p. 215-289, 1978.
- FRENCH, B.M. Mineral assemblages in diagenetic and low grade metamorphic iron-formations. **Economic Geology**, vol. 68, p. 1063-1074, 1973.
- FRENCH, B.M. Progressive contact metamorphism at the Biwabik Iron Formation, Mesabi Range, Minnesota. **Minnesota Geol. Survey Bull.**, vol. 45, 103p, 1968.
- FYFE, W. S. The granulite facies, partial melting and the Archean crust. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, Series A, vol. 273, p. 457-461, 1973.
- FYFE, W.S.; PRICE, N.J.; THOMPSON, A.B. **Fluid in the Earth's crust**. Amsterdam: Elsevier, 1978. 383 p.
- GAMMONS, C.H. E BARNES, H.L. The solubility of Ag₂S in near-neutral aqueous sulfide solutions at 25 to 300°C. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 53, p. 279-290, 1989.
- GIBBS, E.D.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. Age and composition of Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, vol. 16, p.201-211, 1986.
- GLASSLEY, W.H. Deep crustal carbonates as CO₂ fluid source: evidence from metasomatic reaction zones. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 84, p. 15-24, 1983.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. Radiometric Ages From the Serra dos Carajás, Northern Brazil. **Geol. Am. Bull.**, vol. 86, p. 939-942, 1975.

- GOW, P. A.; WALL, V. J.; OLIVER, N. H. S.; VALENTA, R. K. Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: further evidence of hydrothermal origins. **Geology**, vol. 22, p. 633-636, 1994.
- GRAHAM, C.M. E POWELL, R. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. **J. Met. Geol.**, vol. 2, p. 13-31, 1984.
- GUHA, J.; ARCHAMBAULT, G.; LEROY, J. A correlation between the evolution of mineralizing fluids and geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson 2 Mine, Quebec. **Economic Geology**, vol. 78, n. 8, p. 1605-16018, 1983.
- HAGGERTY, S. E. Oxidation of opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Rumble, D. (ed), **Oxide Minerals**. Mineral. Soc. Am. Short Course notes, vol. 3, p. 101-300, 1976.
- HALL, D. L.; FRIEDMAN, I; NASH, J. T. Fluid inclusion and light stable isotope study of the Climax molybdenum deposits, Colorado. **Economic Geology**, vol. 69, p. 884-901, 1974.
- HALL, D. L. E BODNAR, R. J. Methane in fluid inclusions from granulites: a product of hydrogen diffusion? **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 54, p. 641-651, 1990.
- HALL, D. L.; STERNER, S. M.; BODNAR, R. J. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. **Economic Geology**, vol. 83, p. 197-202, 1988.
- HAYNES, F.M. E SCHRIJVER, K. Fluid inclusion evidence of cooper remobilization during retrograde metamorphism in the Central Labrador trough. **Can. Mineral.**, vol. 27, p. 23-40, 1989.
- HELGESON, H.C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. **Am. J. Sci.**, vol. 63, p. 622-635, 1969.
- HELGESON, H.C.; KIRKHAM, D. H.; FLOWERS, G. C. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: IV. Calculations of activity coefficients, osmotic coefficients and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kb. **Am. J. Sci.**, vol. 281, p. 1249-1516, 1981.
- HEMLEY, J.J.; CYGAN, G.L.; D'ANGELO, W.M. Effect of pressure on ore mineral solubilities under hydrothermal conditions. **Geology**, vol.14, p. 377-379, 1986.
- HENLEY, R.W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. **Chemical Geol.**, vol. 11, p. 73-87, 1973.

- HEY, M.H. A new review of the chlorites. **Mineralogical Magazine**, vol. 30, p. 277-292, 1954.
- HEYEN, G.; RAMBOZ, C.; DUBESSY, J. Simulation des équilibres de phases dans le système $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ en dessous de 50°C de 100 bar. Application aux inclusion fluides. **C. R. Acad. Sci. Paris**, t. 294, serie II, p. 203-206, 1982.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.A. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 1. 1982, Belém. **Anais...Belém, SBG**, 1982. v.1, p. 100-110.
- HOLLISTER, L. S. On the origin of CO_2 -rich fluid inclusions in migmatites. **J. Met. Geol.**, vol. 6, p. 467-474. 1988.
- HOLLISTER, L. S. Enrichment of CO_2 in fluid inclusions in quartz by removal of CO_2 during crystal-plastic deformation. **J. Struc. Geol.**, vol. 12, p. 895-901, 1990.
- HOLMES, R.J. Higher minerals arsenides of cobalt, nickel and iron. **Geological Society of America**, bol. 58, p. 299-392, 1974.
- HUSTON, O.L. E LARGE, R.R. A chemical model for concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. **Ore Geology Review**, vol. 4, p. 171-200, 1989.
- IMMEGA, I.P. E KLEIN, C. Mineralogy and petrology of some metamorphic Precambrian iron-formations in southwestern Montana. **Am. Mineral.**, vol. 61, p. 1117-1144, 1976.
- JONES, A. E. W. E SAMSON, I. A. Theoretical estimation of halite solubility in the system $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$: applications to fluid inclusions. **Can. Mineral.**, vol. 28, p. 299-304, 1990.
- KERKHOF, A. M. van den. Phase transitions and molar volumes of $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$ inclusions. **Bulletin de Minéralogie**, vol. 111, p. 257- 266, 1988.
- KERKHOF, A.M. E OLSEN, S.N. A natural exemple of superdense CO_2 inclusions: microthermometry and Raman analysis. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 54, p. 895-901, 1990.
- KLEIN, C. Regional metamorphism of Proterozoic iron-formations, Labrador and the Province of Quebec, Canada. **Am. Mineral.**, vol. 63, p. 898-912, 1978.
- KLEIN, C. Diagenesis and metamorphism of Precambrian iron-formations. In: Trendall, A.F. e Morris, R.C. (ed), **Iron-formations: facts and problems**. New York: Elsevier, 1983. p.417-469.
- KREULEN, R. E SCHUILING, R. D. $\text{N}_2\text{-CH}_4\text{-CO}_2$ fluids during formation of the Dôme de l'Agout, France. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 46, p. 193-203, 1982.

- LI, C. E NALDRETT, J. High chlorine alteration minerals and calcium-rich brines in fluid inclusions from the Strathocona Deep Copper Zone, Sudbury, Ontario. **Economic Geology**, vol. 88, p.1780-1796, 1993.
- LINDBLOM, S. E MARTINSSON, O. Fluids associated with Cu-Au mineralization in the Kiruna greenstone belt at Viscaria and Pahtohavare, Northern Sweden. In: Robert, F.; Shearan, P. A.; Green, S. P. (ed), **Greenstone Gold and Crustal Evolution**. NUNA Conference volume. Geological Association of Canada, 1990. p. 185.
- LINDSLEY, D. H. Investigation in the system FeO-Fe₂O₃-TiO₂. Carnegie Inst. Washington, Year book 61, p. 100-106, 1962.
- LINDENMAYER, Z.G. Salobo Sequence, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism. PhD Thesis, University of Western Ontario, 406 p, 1990.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. **Precamb. Res.**, vol. 49, p.329-354, 1991.
- MAUREL, C. E PICOT, P. Stabilité de l'allosclérite et de la cobaltite dans les systèmes Co-As-S et Co-Ni-As-S. **Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.**, vol. 97, p. 251-256, 1974.
- McCAIG, A.M. E WICKHAM, S.M. Oxygen isotope variation in metasomatically altered shear zones from the Pyrenees (abstract). **Terra Cognita**, vol. 7, p. 173. 1987.
- McCONCHIE, D. The geology and geochemistry of the Joffre and Whaleback shale members of the Brockman iron-formation. In: Appel, P.W.U. e LaBerge, G.L (ed), **Precambrian iron-formations, Theophrastus, Athens, Greece**. 1987, p. 541-600.
- MEIRELES, E.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS, C.A.; GATO, V.C. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 33. 1984, Rio de Janeiro. **Anais...Rio de Janeiro, SBG, 1984. v.5, p. 2164-2174.**
- MIYANO, T. Diagenetic to low grade metamorphic conditions of Precambrian iron-formations. In: Appel, P.W.U. e LaBerge, G.L (ed), **Precambrian iron-formations, Theophrastus, Athens, Greece**. 1987, p. 155-186.
- MIYANO, T. E BEUKES, N.J. Phase relations of stilpnomelane, ferri-annite and riebeckite in very

- low grade metamorphosed iron-formations. **Trans. Geol. Soc. S. Afr.**, vol. 87, p. 11-124, 1984.
- MIYANO, T. E KLEIN, C. Fluid behavior and phase relations in the system Fe-Mg-Si-C-O-H: application to high grade metamorphism of Precambrian iron-formations. **Am. J. Sci.**, vol. 286, p. 540-575, 1986.
- MIYANO, T. E KLEIN, C. Phase relations of orthopyroxene, olivine and grunerite in high grade metamorphic iron-formation. **Am. Mineral.**, vol. 68, p.699-716, 1983.
- MOHR, B.W.; BARNET, R.L.; MICHIE, J. Chemical processes and migration of elements during retrogression of a staurolite-zone assemblage in western north Caroline. **Contrib. Mineral. Petrol.**, vol. 92, p. 400-411. 1986.
- MORITZ, R.P. E CHEVÉ, S.R. Fluid inclusion studies of high grade metamorphic rocks of the Ashuanipi complex, eastern Superior Province: constraints on the retrograde P-T path and implications for gold metallogeny. **Can. J. Earth Sci.**, vol. 29, p. 2309-2327, 1992.
- MOUNTAIN, B. W. E WOOD, S. A. Solubility and transport of Platinum-Group Elements in hydrothermal solutions: thermodynamic and physical-chemical constraints. In: Pritchard, H. M.; Potts, P. J.; Bowles, J. F.; Cribb, S. J. **Geo-Platinum 87**. London: Elsevier Applied Science, 1987. p. 57-82.
- NEWTON, R.C.; SMITH, J.V.; WINDLEY, B.F. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. **Nature**, vol. 288, p. 45-50, 1980.
- OAKES, C.S.; BODNAR, R.J.; SIMONSON, J.M. The system NaCl-CaC₂I-H₂O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 54, p. 603-610, 1990.
- OLIVEIRA, A.I. E LEONARDOS, O. Geologia do Brasil. Serviço de Informação Agrícola. Rio de Janeiro, 1943.
- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. The age, origin and tectonics of the Grão-Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. **Precamb. Res.**, vol.42, p. 229-254, 1989.
- PINHEIRO, R.V.L.; NOGUEIRA, A.C.R.; COSTA, J.B.S. Superposição de Transposição na Serra dos Carajás-Pará. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. 1991, Rio Claro. **Anais...Rio Claro**, 1991. v.1.
- PLACZEC, G. Die Rayleigh und Raman Streuung. E. Marx, **Handbuch der Radiologie**,

- Akademische Verlagsgesellschaft, 1934, p. 209-219.
- RADCLIFFE, D. E BERRY, L.G. The safflorite-loellingite solid solution series. **Am. Mineral.**, vol. 53, p. 1856-1881, 1968.
- RÉQUIA, K.C.M.; XAVIER, R.P.; FIGUEIREDO, B.R. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no Depósito Polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMP.GEOL.AMAZ., 4. 1994, Belém. **Anais...Belém, SBG, 1994, p.368-371.**
- ROEDDER, E. Fluid inclusions. **Reviews in Mineralogy 3**, Min. Soc. Am., 1984, vol.12, 644p.
- ROMBERGER, S.B. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: Robert, F.; Shearan, P.A; Green, S.P. (ed), **Greenstone gold and crustal evolution**. NUNA Conference volume. Geological Association of Canada, 1990. p.61-66.
- ROMBERGER, S.B. Mechanisms of deposition of gold low-temperature hydrothermal systems (abstract). **J. Geochem. E.**, vol. 25, p. 237, 1986.
- ROSE, A. W. The effect of cuprous choride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits. **Economic Geology**, vol. 78, p. 799-823, 1976.
- RUDNICK, R.L.; ASHWAL, L.D.; HENRY, D.J. Fluid inclusions in high grade gneisses of the Kapuskasing structural zone, Ontario: metamorphic fluids and uplift/erosion path. **Contr. Mineral. Petrol.**, vol. 87, p. 399-406, 1984.
- SACHS, L.B. O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, PA, Brasil. Dissertação de mestrado. Universidade Estadual de Campinas, 1993, 123p.
- SEWARD, T.M. The hydrothermal geochemistry of gold. In: Foster, R.P. (ed), **Gold metallogeny and exploration**. Blackie and Son Ltd., 1991, p.37-62.
- SEWARD, T.M. The stability of chloride complexes of silver in hydrothermal solutions up to 350°C. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 40, p. 1329-1341, 1976.
- SHENBERGER, D.M. E BARNES, H.L. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150° to 350°C. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 53, p. 269-278, 1989.
- SHEPHERD, T.D.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H. **A practical guide to fluid inclusion studies**. Blackie and Son Ltd., 1985. 239p.
- SHIKAZONO, N. E KASMAHATA, II. Compositional differences in chlorite from hydrothermally

- altered rocks in hydrothermal ore deposits. **Can. Mineral.**, vol. 25, p. 465-474, 1987.
- SIBSON, R.H. Continental fault structure and the shallow earthquake source. **J. Geol. Soc.**, vol. 140, p. 741-767, 1983.
- SILVA, G.G; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. **Geologia das Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins**. Brasília: Projeto RADAM, DNPM, 1974, v.4, p. 1-143.
- SIQUEIRA, J.B. Organização Lito-estrutural do Duplex Salobo-Mirim, Serra dos Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, 1990, 125p.
- SLACK, J.F; PALMER, M.R.; STEVENS, B.P.J; BARNES, RG. Origin and Significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill District, Australia. **Economic Geology**, vol. 88, n. 3, p. 505-537, 1993.
- STERNER, S. M. E BODNAR, R. J. Synthetic fluid inclusions-VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory stimulated metamorphic burial and uplift. **J. Met. Geol.** vol. 7: 243-260, 1989.
- TOURET, J.L.R. Fluid inclusions in the high grade metamorphic rocks. In: Hollister, L.S. e Crawford, M.L. (ed). Mineralogical Association of Canada, 1981. v.6, p.182-208.
- TOURET, J. L. R. Fluid regime in southern Norway: the record of fluid inclusions. In: Tobi, A.C. e Touret, J.L.R (ed), **The deep Proterozoic crust in the North Atlantic provinces**. NATO ASI Series, Reidel, Dordrecht, 1985. p. 517-549.
- TOURET, J.L.R. E DIETVORST, P. Fluid inclusions in high grade anatectic metamorphites. **Journal of the Geological Society of London**, vol. 140, p. 635-649, 1983.
- TRENDALL, A.F. The Hamersley Basin. In: Trendall, A.F. e Morris, R.C. (ed), **Iron formations: facts and problems**. New York: Elsevier, 1983. p. 69-129.
- VANIMAN, D.T.; PAPIKE, J.J.; LABOTKA, T. Contact metamorphic effects of the Stillwater Complex, Montana: the concordant iron-formation. **Am. Mineral.**, vol. 65, p. 1087-1102, 1980.
- VANKO, D.A.; BODNAR, R.J.; STERNER, S.M. Synthetic fluid inclusions: VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. **Geochim. Cosmochim. Acta**, vol. 52, p. 2451-2456, 1988.
- VERRYN, S.M.C; MERKLE, R.K.W; von GRUENEWALDT, G. Gold and associated ore

- minerals of Waaikraal Deposit, northwest of Brits, Bushveld Complex. **European J. Mineral.**, vol. 3, n. 2, p. 451-466, 1991.
- VIEIRA, E.A.P.; SAUERESSIG, R.; SIQUEIRA, J.B.; SILVA, E.R.P.; REGO, J.L.; CASTRO, F.D.C. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A: reavaliação. In: CONG. BRAS. GEOL., 35. 1988, Belém. **Anexo aos Anais...**Belém, SBG-CVRD, 1988, p. 97-111.
- WALTHER, J.V. E WOOD, B.J. Fluid-rock interactions during metamorphism. **Advances in Physical Geochemistry.**, vol. 5, cap. 4, p. 89-108, 1986.
- WINTER, C.J. Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil. PhD Thesis, University of Southampton, 214 p, 1994.
- YARDLEY, B.W. E BALTATZIS, E. Retrogression of staurolite schists and the sources of infiltrating fluids during metamorphism. **Contrib. Mineral. Petrol.**, vol. 89, p. 59-68, 1985.
- ZHANG, Y. E FRANTZ, J.D. Determination of the homogenisation temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. **Chem. Geol.**, vol. 64, p. 335-350, 1987.

ANEXO A: AMOSTRAS UTILIZADAS NAS INVESTIGAÇÕES PETROGRÁFICAS

A.1. Lâminas delgada-polidas

- (1) F37/206,4 m - formação ferrífera tipo 1
- (2) F37/68,5 m - formação ferrífera tipo 2
- (3) F46/417,1 m - formação ferrífera tipo 2
- (4) F50/227,8 m - formação ferrífera tipo 2
- (5) F50/347,4 m - formação ferrífera tipo 1
- (6) F50/361,5 m - formação ferrífera tipo 2
- (7) F50/578,9 m - formação ferrífera tipo 1
- (8) F29/150,47 m - formação ferrífera tipo 2
- (9) F29/164,0 m - formação ferrífera tipo 1
- (10) F29/235,0 m - formação ferrífera tipo 2
- (11) F23/174,3 m - formação ferrífera tipo 1
- (12) F128/166,95 m - formação ferrífera tipo 1
- (13) F128/167,65 m - formação ferrífera tipo 1
- (14) F128/84,9 m - formação ferrífera tipo 1
- (15) F128/166,55 m - formação ferrífera tipo 1
- (16) F127/185,35 m - metagrauvaca com bn-cc associadas
- (17) SAL 3A/G3-5 - formação ferrífera tipo 1
- (18) F28/479,9 m - metagrauvaca com bn-cc associada

A.2. Lâminas delgadas

- (1) F46/197,2 m - formação ferrífera tipo 1
- (2) F46/296,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (3) F46/369,3 m - formação ferrífera tipo 2
- (4) F46/390,3 m - formação ferrífera tipo 2

- (5) F46/436,0 m - formação ferrífera tipo 1
- (6) F6/138,7 m - formação ferrífera tipo 2
- (7) F20/205,5 m - formação ferrífera tipo 2
- (8) F35/656,1 m - formação ferrífera tipo 2
- (9) F35/702,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (10) F35/726,3 m - formação ferrífera tipo 1
- (11) F35/804,1 m - formação ferrífera tipo 1
- (12) F35/836,1 m - formação ferrífera tipo 1
- (13) F23/173,3 m - formação ferrífera tipo 1
- (14) F37/68,5 m - formação ferrífera tipo 2
- (15) F37/256,4 m - formação ferrífera tipo 1
- (16) F20/394,1 m - formação ferrífera tipo 1
- (17) F37/105,0 m - formação ferrífera tipo 1
- (18) F37/91,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (19) F37/99,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (20) F23/310,6 m - formação ferrífera tipo 2
- (21) F6/74,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (22) F6/354,4 m - formação ferrífera tipo 1
- (23) F12/248,7 m - formação ferrífera tipo 1
- (24) F12/312,4 m - formação ferrífera tipo 1
- (25) F13/167,0 m - formação ferrífera tipo 2
- (26) F17/450,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (27) F32/152,9 m - formação ferrífera tipo 2
- (28) F13/167,0 m - metagrauvaca
- (29) F22/516,9 m - formação ferrífera tipo 1
- (30) F24/121,6 m - formação ferrífera tipo 2
- (31) F29/169,2 m - formação ferrífera tipo 1
- (32) F29/358,2 m - formação ferrífera tipo 1
- (33) F32/234,1 m - formação ferrífera tipo 1

- (34) F37/158,3 m - formação ferrífera tipo 2
- (35) F37/118,4 m - formação ferrífera tipo 1
- (36) F39/218,7 m - formação ferrífera tipo 1
- (37) F18/209,5 m - formação ferrífera tipo 2

A.3. Seções polidas

- (1) F46/197,2 m - formação ferrífera tipo 1
- (2) F46/296,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (3) F46/369,3 m - formação ferrífera tipo 2
- (4) F46/390,3 m - formação ferrífera tipo 2
- (5) F46/436,0 m - formação ferrífera tipo 1
- (6) F6/138,7 m - formação ferrífera tipo 2
- (7) F20/205,5 m - formação ferrífera tipo 2
- (8) F35/702,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (9) F35/726,3 m - formação ferrífera tipo 1
- (10) F35/804,1 m - formação ferrífera tipo 1
- (11) F35/836,1 m - formação ferrífera tipo 1
- (12) F35/257,3 m - formação ferrífera
- (13) F35/854,0 m - formação ferrífera
- (14) F23/173,3 m - formação ferrífera tipo 1
- (15) F23/310,6 m - formação ferrífera
- (16) F23/180,0 m - formação ferrífera
- (17) F23/197,3 m - formação ferrífera
- (18) F23/147,3 m - formação ferrífera
- (19) F23/306,0 m - formação ferrífera
- (20) F23/188,1 m - formação ferrífera
- (21) F37/68,5 m - formação ferrífera tipo 2
- (22) F37/250,4 m - formação ferrífera tipo 1

- (23) F37/105,7 m - formação ferrífera
- (24) F37/105,0 m - formação ferrífera tipo 1
- (25) F37/120,0 m - formação ferrífera
- (26) F37/216,1 m - formação ferrífera
- (27) G1/275,0 m - formação ferrífera
- (28) F37/91,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (29) F37/99,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (30) F50/342,0 m - formação ferrífera
- (31) F50/517,4 m - formação ferrífera
- (32) F6/74,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (33) F24/121,6 m - formação ferrífera tipo 2
- (34) F37/158,3 m - formação ferrífera tipo 2
- (35) F18/209,5 m - formação ferrífera tipo 2
- (36) F24/149,1 m - formação ferrífera tipo 1

ANEXO B: ANÁLISES DE MICROSSONDA ELETRÔNICA

B.1. Amostras analisadas por microsonda eletrônica

- (1) F128/166,95 m - formação ferrífera tipo 1
- (2) F128/167,65 m - formação ferrífera tipo 1
- (3) F54/356,3 m - formação ferrífera tipo 1
- (4) F50/347,4 m - formação ferrífera tipo 1
- (5) F50/227,8 m - formação ferrífera tipo 2
- (6) F50/361,5 m - formação ferrífera tipo 2
- (7) F46/296,5 m - formação ferrífera tipo 1
- (8) F46/417,1 m - formação ferrífera tipo 2
- (9) F37/68,5 m - formação ferrífera tipo 2
- (10) F37/206,4 m - formação ferrífera tipo 1
- (11) F29/235,0 m - formação ferrífera tipo 1
- (12) F29/150,5 m - metagrauvaca
- (13) F23/174,3 m - formação ferrífera tipo 1

B.2. Análises químicas dos silicatos e minerais de minério

Análises de microsonda eletrônica do ouro (em % em peso)

AMOSTRAS	Au	Ag	Cu	Fe	As	TOTAL
128/166D	85,5	2,95	6,98	0,85	3,35	99,64
128/166E	89,76	1,08	9,76	0,09	0,03	100,72
54/356,3	85,45	1,13	9,19	1,73	1,39	98,89
46/296,5	84,02	1,39	10,82	0,52	2,68	99,43

Análises de microsonda eletrônica de safloritas (em % em peso)

1.

AMOSTRA	F23 174,3A	F23 174,3B	F128 166,9C	F54 356,3A
Fe	2,97	2,96	2,49	2,51
Co	25,95	25,68	26,15	24
Ni	1,02	0,98	1,67	2,56
As	71,17	71,96	68,61	69,19
S	0,3	0,18	2,92	0,17
TOTAL	101,4	101,8	101,9	98,43
Fe	3,62	3,6	2,93	3,16
Co	29,95	29,62	29,12	28,59
Ni	1,18	1,14	1,87	3,06
As	64,65	65,27	60,1	64,83
S	0,65	0,38	5,98	0,37
TOTAL	100,05	100,01	100	100,01

2.

AMOSTRA	F128 167,6A	F128 166,9A	F46 296,5A
Fe	6,05	2,32	1
Co	22,76	25,78	25,58
Ni	1,45	1,15	2,32
As	68,7	71,61	71,58
S	2,72	0,44	0,19
TOTAL	101,7	101,3	100,4
Fe	7,12	2,84	1,23
Co	25,39	29,79	29,59
Ni	1,64	1,33	2,68
As	60,28	65,1	66,07
S	5,58	0,94	0,41
TOTAL	100,01	100	99,98

Análises de microsonda eletônica de magnetita (em % em peso)

AMOSTRAS	50/347,4A	50/347,4B	50/361,5	128/167,6A	128/167,6B
Fe ₂ O ₃	68,38	68,21	67,69	68,5	68,27
FeO	31,0	30,87	31,03	30,98	31,02
TiO ₂	0,08	0,06	0,24	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	0,12	0,1	0,2	0,17	0,3
TOTAL	99,62	99,26	99,28	99,74	99,74

Análises de microsonda eletrônica de cobaltitas (em % em peso)

1.

AMOSTRA	F128 167,6D	F128 166,9E	F128 166,9F	F128 166,9G
Fe	1,61	1,16	1,69	0,77
Co	31,44	30,93	30,48	29,72
Ni	3,27	3,84	3,66	2,34
As	45,44	46,34	47,83	58
S	19,09	18,56	17,35	10,66
TOTAL	100,9	100,8	101	101,5
Fe	1,59	1,15	1,7	0,83
Co	29,31	29,03	28,9	30,29
Ni	3,06	3,62	3,49	2,4
As	33,32	34,2	35,68	46,5
S	32,71	32,01	30,23	19,98
TOTAL	100	100,01	99,47	100

2.

AMOSTRA	F128 166,9H	F54 356,3B	F46 296,5B
Fe	0,72	3,52	1,01
Co	33,72	32,54	34,38
Ni	1,51	1,24	0,69
As	46,27	43,78	44,45
S	18,77	20,71	20,12
TOTAL	101	101,8	100,7
Fe	0,71	3,38	0,99
Co	31,55	29,58	31,81
Ni	1,42	1,13	0,64
As	34,04	31,31	32,34
S	32,28	34,6	34,22
TOTAL	100	100	100

Análises de microsonda eletrônica de cloritas (em % em peso)

AMOSTRA	F50 227,8-A	F50 227,8-B	F50 227,8-C	F50 227,8-D	F46 417,1-A
SiO ₂	23,09	22,68	26,45	22,84	23,32
TiO ₂	0,04	0,01	0,05	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	18,62	18,96	18,18	19,32	17,81
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,00	0,00	0,11
MgO	3,42	3,01	4,39	3,22	3,28
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
MnO	0,43	0,34	3,39	0,27	0,39
FeO	41,05	41,39	40,40	41,64	42,35
H ₂ O	10,19	10,14	10,26	10,26	10,19
TOTAL	96,86	96,57	97,13	97,57	97,51
baseado em 28 oxigênios					
Si	5,435	5,366	5,481	5,341	5,489
Ti	0,007	0,003	0,009	0,004	0,005
Al vi	2,72	2,75	2,57	2,74	2,52
Al iv	2,45	2,54	2,44	2,58	2,42
Cr	0,002	0,006	0,000	0,00	0,02
Mg	1,198	1,062	1,529	1,123	1,152
Ca	0,003	0,000	0,002	0,00	0,004
Mn	0,085	0,067	0,077	0,053	0,078
Fe	8,079	8,190	7,898	8,144	8,335
Fe/ Fe+Mg	0,87	0,89	0,84	0,88	0,88
T °C	333	345	331	353	328

Análises de microsonda eletrônica de turmalinas (em % em peso)

(1) em formações ferríferas

AMOSTRA	F29 235,0-A	F29 235,0-B	F29 235,0-C	F29 235,0-c
SiO ₂	33,51	33,67	33,79	34,83
TiO ₂	0,52	0,72	0,49	0,5
Al ₂ O ₃	27,81	27,85	27,45	58,68
Cr ₂ O ₃	0	0,07	0,01	0
MgO	3,12	3,13	3,02	3,96
CaO	1,71	1,82	1,67	1,05
MnO	0,01	0,01	0,01	0
FeO	16,71	17,1	16,83	14,19
Na ₂ O	1,86	1,82	1,96	2,27
K ₂ O	0,04	0,04	0,04	0,01
H ₂ O	3,79	3,82	3,79	3,86
F	0,01	0,01	0	0,01
TOTAL	89,09	90,08	89,09	89,38
baseados em 24 (O,OH,F)				
Si	5,29	5,27	5,34	5,38
TiO	0,06	0,08	0,06	0,06
Al	5,18	5,14	5,11	5,23
Mg	0,7	0,73	0,71	0,91
Ca	0,28	0,31	0,28	0,17
Fe	2,21	2,24	2,22	1,84
Na	0,57	0,55	0,6	0,68
K	0,01	0,01	0,01	0
Fe/ Fe+Mg	0,75	0,75	0,76	0,67

Amostra zonada: F29-235,0C : bordo/F29-235,0c : núcleo

(2)em metagrauvas

AMOSTRA	F29 150,5-A	F29 150,5-B	F29 150,5-b	F29 150,5-C	F29 150,5-c
SiO ₂	34,03	33,85	33,54	33,61	33,81
TiO ₂	0,46	0,43	0,45	0,47	0,43
Al ₂ O ₃	27,42	27,54	27,38	27,3	27,46
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
MgO	1,63	1,61	1,63	1,62	1,65
CaO	1,11	1,41	1,34	1,35	1,36
MnO	0	0	0,01	0	0
FeO	19,14	19,11	19,38	19,28	19,11
Na ₂ O	2,12	1,97	2,06	2,01	2,05
K ₂ O	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06
H ₂ O	3,78	3,78	3,77	3,76	3,78
F	0,01	0	0	0	0
TOTAL	89,82	89,81	89,67	89,5	89,75
baseados em 24 (O,OH,F)					
Si	5,38	5,36	5,33	5,35	5,36
Ti	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05
Al	5,11	5,14	5,13	5,12	5,13
Mg	0,38	0,38	0,39	0,38	0,39
Ca	0,19	0,24	0,23	0,23	0,23
Fe	2,53	2,53	2,57	2,57	2,53
Na	0,65	0,6	0,63	0,62	0,63
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe/ Fe+Mg	0,87	0,87	0,87	0,87	0,87

Amostras zonadas:F29-150,5B/bordo
F29-150,5b/núcleo
F29-150,5C/bordo
F29-150,5c/núcleo

ANEXO C: ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS

C.1. Amostras selecionadas para o estudo de inclusões fluidas

- (1) F35/656,1 m - formação ferrífera tipo 2
- (2) F20/205,5 m - formação ferrífera tipo 2
- (3) F32/152,9 m - formação ferrífera tipo 2
- (4) F28/506,3 m - brecha quartzosa com bn disseminada
- (5) F29/233,9 m - veio de quartzo encaixado paralelamente à foliação principal em formação ferrífera tipo 1
- (6) F40/577,0 m - veio de quartzo encaixado paralelamente à foliação principal em metagrauvaca

C.2. Resultados microtermométricos (em °C)

Inclusões monofásicas carbônicas (tipo 1)

F40/577,0 m		F40/577,0 m		F32/152,9 m	
TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂
-60,5		-59,2	10,8	-57,4	18,1
-60,0			10,7	-57,4	16,4
-61,3	-10		7,5		19,8
-59,2	-3,8	-59	10,2		20,1
-60,0	-9,1		11,3	-57,4	20,8
-60,4	-4,3	-57,2	-1,1		21,2
-58,7	1,9	-60,5	1,2		22,8
-60,5			3,8	-57,5	25,2
-62,3	-14,6	-59,7	8,9		11,5
-62,5		-58,3			12,2
-63,1	-15,7	-61,1			18,5
-60,3	-4,9	F32/152,9 m		-57,5	19,5
	-8,7	-57,8	19,3		21,2
	-19,1	-57,8	27,3	-57,4	22,3
-58,4	0,8		25,3		-3,1
-57,6	4		25,3		2,2
-58,1	5,8	-58	21,8		6,4
-56,7	13,6	-57,7			7,4
-60,3	-3,3	-57,4	20,2	-56,5	13,7
	-1,8	-57,7	22,1	-56,5	16,1
-56,8	4,8		24,8	-56,5	12,9
-56,7	9,2		19,8	-57	13,1

F40/577,0 m		F32/152,9 m		F32/152,9 m	
TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂
	16,1	-57,4	19,5	-56,5	12,9
	0,4	-57,4	20	-56,5	16,1
	8,5		20,8		17,7
	8,5	-57,8	20,5		18,4
	-0,6		19,7		13,4
-52,8			19,5		13,4
-57,2	7,8	-57,7	23,2	-58,1	18,7
-58,8	3,8	-57,8	25,2	-57	21,9
-56,6	8,9	-57,8	22,2	-56,8	22
-56,6	10,3	-57,7	13,8	-57	13,3
-59,6	1,8		21,8	-57,2	19,7
-57,1	5,9	-58,1	19,9	-58,3	17,3
-57,9	7,6	-57,6	19,5	-57,4	21
-59,7	-3,7	-57,3	22,2		19,7
-61		-57,3	22		20,3
-58,3	23,8	-58,1	21,5		20,3
-58,4	8,6	-57,7	21,9		23,7
-58,2	5,3	-57,5	21,6		24
-57,7	5,1	-58,5	24,5	-56,8	18,3
-58,1	8,7	-59,4		-58	
-58,7	11,7	-57,2		-56,5	14,2
-56,8	-1,8	-57,4		-57,8	

F40/577,0 m		F32/152,9 m		F32/152,9 m	
TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂
-56,8		-58,1	15,7	-56,9	
	1,9	-58,1	18,1		15,6
	8,4	-57,3	21,7		17,9
	11,8	-58,5	14,5		19,7
	10,2	-57,5	14,8	-57,2	18,9
	11	-57,5	15,2	-57,6	19,2
	15,8	-57,4	18,5	-56,8	21,4
	7,7	-57,4	18,7		18,4
	7,5	-57,4	19,5		18,6
	14,5	-57,4	19,7		19,4
	6,4		20,5		9,6
	1,1	-57,6	17,4		18,1
-58,8		-57,6	17,5		16,5
-58,5	14,5	-57,6	17,5		20,8
-57,1	9,3	-57,6	17,7	-58,5	14,8
-56,6	19,9	-58,3	17,7	-58	19,8
-57,4	3,4		20,6		13,3
-56,8	13,6	-57,4	20,7		15,2
-57,3	10,4	-57,2	20,9		19,9
-57,3	0,8	-57,2	23,1		26,3
-57,1	3,0	-57,8	16,7		24,3
-56,8	13	-56,9	20,3	-56,7	21,9

F40/577,0 m		F32/152,9 m		F32/152,9 m	
TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂
-58,2	10,9	-57,1	21,1	-57	27,1
	0,6	-57,2	22,1	-57,1	27
-56,6	9,7	-57,4	24,2		20,3
	11,8	-57,5	24,1	-57,1	27,3
-57,4	21,1	-57,5	24,2	-56,8	26
	4,8	-57,4	21,2		26,3
-57,9	7,1	-57,5	21		23,3
	6,1	-57,1	23,3		23,8
	8,7	-57,2	20,7		25,4
-57,2	11,8	-57,2	20,6	-57,7	15,3
-60,2	-2,6		17,6	-57,2	22
-56,7	15,7		19	-57,4	20,6
-59,4	6,6		21,5	-57,4	12,6
	9,5	-57,4	23,5	-57,2	13,7
-59,3	4	-57,3	23,5	-57,4	14,4
-57,2	-0,1		11,1	-57,4	21,3
-57,2	5,2		16,3	-58,1	14,5
-57,5	10,4	-57,2	20,1	-57,6	19,1
	12	-57,2	20,3	-57,5	13,6
-59,9	-2,2	-57,3	20,4	-57,3	14,7
-58,8	5,3	-57,2	15,9	-58,2	
	12,5	-57,2	16	-57,3	

F40/577,0 m		F32/152,9 m		F32/252,9 m	
TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂
-58,4	13,5	-57,3	20,4	-58,6	
-58,5	12,2		22,1	-57,9	18,4
-57,4	-3,2	-57,4	17,4	-57,8	16,8
-57,8	7,2	-59,6	17,9	-57,2	20,3
-56,9	9,6	-57,4	19,2	-58	18,5
-56,9	10,7		21,7	-57,6	20,2
-58,7	7,5		21,8	-57,1	15,3
	8	-57,5	21,8		18
-57,2	10,5	-57,5	14,5		18,6
	13,9		14,6		22,3
	-6,8		17,2	-57,5	
	2,5	-57,7	18	-59,2	23,7
	6,9	-57,7	19,2	-57,1	20,6
-56,7		-57,4	20,4	-57,1	23,3
-56,7	14,3	-57,4	22	-57,5	20,7
-56,7	15,1		15,4	-57,4	23,1
-58,6	6,8	-57,2	15,4	-57,5	20,9
-59,7	5,3	-57,4	17,3	-57,6	18,2
-56,6	9,3		19	-57,1	
	16,7	-57,2	19,5	-57,1	
	6		21,5	-58,1	
	9,8		21,5	-57,4	

F32/152,9 m		F32/152,9 m		F32/152,9 m	
TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂
-57,5		-57,7	12,5		12,7
-57,5		-58	14,2		13,9
-57,2		-57,7	14,4		13,9
-57,2		-57,8	16,2		16,2
-58			18,2		17,1
-57,9	17,8	-57,6	13,2		17,1
-57,9	18,5		17,7		18,4
-57,8	14		22,1		21,5
-57,7	15,5		14		21,7
-58,1	19,5		21,2		22
-58,4	18		17		12,8
-58,5	15	-58,4			19,4
-58	15,1	-58,6			24,7
-58,2	17,4	-58,6			19,5
-58,2	13,7	-57,6			19,9
-58,3	13,7	-60,1			20,6
-58,1	13,2	-57,7			23,5
-57,6	15,2	-57,8			17,7
-57,6	16,2		11,1		19,8
-58,6	11,3		11,5		19,8
-57,7	12,7		11,9		16,9
-58,6	14,9		12,3		19,4

F32/152,9 m		F35/656,1 m	
TfCO ₂	ThCO ₂	TfCO ₂	ThCO ₂
	20,4	-58,7	16,9
-58,4		-59,1	14,4
-58		-58,4	16,2
-57,5			16
-57,5			19,6
-57,3			14
-57,3			
-57,3			
-57,4			
-57,7			
-57,4			

Inclusões aquosas salinas (tipo 2A e 2B)

F20/205,5 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2A	15	-46,9	-19,8	167	441
2A	30	-44,4	-13,9	206	470
2A	20	-40	-19,7	271	412
2A		-42,2			242
2A		-40,7	-18		252
2B	10	-39,8	-2,1		
2B	70	-33,9	-2,7		
2B	70		-2,7		
2B			-2,7		
2B			-3,2		
2B		-32,3	-1,3		
2B			-0,6		
2B		-47,9	-0,6		
2B		-46,4	-2		
2B		-47,5	-2		
2B		-43,8	-2		
2B		-44,5	-2		
2B		-43,3	-2		
2B		-42,3			
2B		-42			
2B		-37,6	-13,1		
2B		-36,9	-16,6		
2B		-42,3	-19,6		

F20/205,5 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B		-45	-16,2		
2B			-20,3		
2B		-44,5	-25		
2B		-45			
2B		-41,7			
2A		-43,1	-16,2		
2B		-43	-4,3		
2B		-36,7	-9,1		
2B		-41,7	-14,7		
2B		-43,7	-14,7		
2B		-46,3	-9,3		
2B		-44,3	-14,7		
2B		-46,8			
2B		-46,1			
2B		-43,5	-16,1		
2B		-41,1			
2B		-40,5			
2B		-42	-10,7		
2A		-41,8			
2B	30	-42,5	-8,2		
2B	20	-41,4			
2B	40	-40	-14		
2B	20	-39,2			
2B	20		-14		

F20/205,5 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B		-47,1			
2B		-40,2			
2A	20	-56,5			
2A	30	-53			
2B	30	-35,8	-4,9		
2B	20		-4,3		
2A		-55			320
2B		-47,3			
2B			-2,9		
2B			-3,1		
2B		-32,2			
2B		-35,4			
2B		-46,1			
2B			-10,3		
2B			-4,7		
2B		-40	-6,4		
2B			-5,1		
2A				170	252
2A					250
2A					226
2A					263
2A				214	325
2A				250	420
2A				214	482

F20/205,5 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2A				215	377
2A				200	313
2A					480
2A				210	448
2A					416
2A					418
2B		-34,7			
2B		-21,6			
2B			-10		
2B			-1,5		
2B		-25			
2B			-17		
2B		-49	-11,1		
2B			-8,6		
2B			-12,7		
2B		-46,7	-18,2		
2B		-45,3	-3,5		
2B		-41,4			
2B			-1,6		
2B		-40,1	-1,9		
2B			-2,3		
2B			-4		

F20/205,5 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B		-41,5			
2B		-34,2			
2B			-3,4		
2B		-46,4	-1,7		
2B		-43,9	-1,9		
2B		-38,7	-2,5		
2B			-3,3		
2B		-42	-1,8		
2B		-45,4			
2B		-35,8			
2A					235
2A					479
2B		-31,9			

F29/233,9 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B	15	-42,6		153,9	
2B	15	-39,5	-2,3		
2B		-36,5	-2,8	172,5	
2A		-51,2			
2A		-49,2		148,8	173
2A		-43			
2B			-20,7		
2B			-20,1		
2B		-48,7			
2A		-47,1		149,9	183,4
2B			-24,5	133,5	
2A		-45,3	-24,9		
2A		-56,4			
2A		-55,1			
2A		-47,4			
2A			-15,9		
2A		-51,9			
2A		-51,9			
2A		-52,4			
2A		-50,5	-19,6		
2A			-12,7		
2A			-22,1		
2A		-47,2	-24,2		

F29/233,9 m

Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B		-43,8			
2B		-37,2			
2B		-42,6			
2B		-42,4	-7		
2A		-50			
2B			-8,5		
2B		-45,5	-16,6		
2B		-46		134,1	
2A		-46			
2A		-42,4	-20		
2A		-42,5	-18		
2B	30	-45,4			
2A	20	-49,6			
2A	15	-44,1		172,5	222,2
2A	20	-48	-20,2	258,6	416
2A		-46,2	-14,3		
2A			-19,4		
2B	10	-43,3			
2B	10	-43,3	-13,6		
2B	10	-47,6			
2B	10	-45,1			
2B		-41,7	-15,4		
2B		-39,1			

F29/233,9 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2A		-47			
2A		-54,2	-8,7		
2A		-52,8			
2A		-51,6			
2A	15	-48,4			
2A	15	-44,7			
2A	20	-40,8			
2A		-43,9			
2B		-41,7			
2B		-50,1			
2B		-42,3			
2B		-41,8			
2B		-37,5			
2B		-36,5	-5,3		
2B		-36,4			
2B		-38,2	-7,6		
2B		-40,2			
2B	15	-45	-16,2		
2B	15	-43,6	-16,4		
2B	20	-45,1			
2B	20	-46,3	-0,1		
2B	10	-44			
2B	10	-43,2			

F29/233,9 m

Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2A		-49,9			
2A		-45,6			
2A			-22,3		
2B		-48,2			
2B		-41,3			
2A		-50,9	-25,5		
2B		-40,9			
2B		-46,1			
2A		-49,3	-13,3		
2A		-47,3	-17,4		
2B		-46,8			
2A		-49			
2A		-48,4			
2A		-45,8			
2A		-44,8	-22		
2A		-43,8			
2A		-51,3	-17,2		
2B		-45,7			
2B		-45,8			
2B		-42	-21		
2B		-48,1			
2A		-48,4			
2B		-46			

F29/233,9 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B	10		-13,1		
2B		-40,8	-18		
2B		-43,3	-19		
2B		-42,2	-12,6		
2B		-43,1	-14,8		
2B		-43,1			
2B	10	-42,5			
2B	15	-38,4			
2B	10		-16,1		
2B		-38,2			
2B		-41,1			
2B		-45,2	-22		
2B		-42,4			
2B		-40,1			
2B		-39,2	-26,1		
2B		-39,4			
2B		-41,6			
2B		-40,3			
2B		-39,6			
2B			-11,8		
2B			-10,4		
2B			-2		
2B	10	-42,3			

F29/233,9 m

Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B	10	-40,4			
2B	10	-41,9			
2B	10	-45,5			
2B		-39	-15		
2B	30	-46			
2B	10	-45,4			
2B		-44,7	-1		
2B	30	-47,5	-1,4		
2B	40		-1,1		
2B		-43,8			
2B		-48,9			
2B			-13,8		
2A			-26,5		
2B	30	-42,9			
2B	30	-42,9			
2B	10	-44,4			
2B	10	-39,5	-26,4		

F35/656,1 m

Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B			-4,6		
2B	20	-51,6	-4,5		
2B	15	-47,8			
2B	10	-40,1	-5,6		
2B	10	-37,7	-4,6		
2B	10	-43,7	-3,5		
2B	10	-35,5			
2B	10	-42,6	-4		
2B	20	-38,0	-8,1		
2B	10	-48,2			
2B	10	-47	-6,9		
2B	30	-45,7			
2B		-47			
2B	10	-36,6			
2B		-45,9	-9,4		
2B		-41,1			
2B		-42,2			
2B		-45,8			
2B	20	-39,2			

F28/506,3 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B	10	-42,1	-2		
2B	10	-40,3	-6,2		
2A	20	-39,6	-6		
2A	20	-46,6	-6,7		
2A	20	-45	-6,6		
2B		-45,5	-11,4		
2A	40	-45	-6,5		
2B	30		-6,4		
2B	10	-48,2	-6,5		
2B	10	-47,3	-4,4		
2B	60	-46,6	-6,8		
2B	70	-46,6	-6,9		
2B	10	-45,8	-6,4		
2B	10	-44,9	-6,5		
2B	10	-40,7	-6,5		
2B	10	-42,9	-7,7		
2A	15	-42,8	-5,7		
2B	10	-43	-6,6		
2B	40		-6,6		
2B	20		-6,6		
2A	10	-43,8	-6		
2A	20		-4,5		
2A	10	-43,2	-3,5		
2B	20		-5,8		

F40/577,0 m

Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B	10	-51,3	-7,9		
2B	10	-50	-4,1	210	
2B	10	-49,1			
2B	10		-8,1		
2B	10	-49,7			
2B		-50,7			
2B		-47,7			
2B			-8,3	217	
2B			-5,1	195	
2B		-52,3	-17,3	270	
2B		-47,3	-16,3	230	
2B		-46,2	-5,6	207	
2B		-45,8			
2B	40	-38,9	-1	146	
2B	30	-40	-1,6	153	
2B	40	-39,1	-0,9		
2B	30	-38,7	-4,1	195	
2B	10	-36,6	-1,9		
2B	10		-1,5		
2B	10	-38,4	-0,9		
2B	10	-37,8			
2B	10	-37,1			
2B	10	-44,8	-1,5	172	

F40/577,0 m

Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B	15		-1,7		
2B	10	-37	-0,9		
2A	10	-43,5			
2A	10	-42		277	347
2A		-40			293
2B				230	
2B				247	
2B				270	
2A					328
2A					470
2A					420
2A					453
2A					365
2A					368
2A					400
2A					420
2A					380
2A					291
2A				151	385
2A					357
2A				298	384
2A					327

F40/577,0 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2A				172	254
2A				163	306
2A					273
2A					267
2A					295
2A					340
2A					440
2A					450
2A					474
2A				240	400
2B				146	
2B				173	
2B				195	
2B				172	
2B				210	
2B				217	
2B				357	
2B				203	
2B				225	
2B				230	
2B				198	
2B				207	
2B				209	
2B				245	

F40/577,0 m					
Inclusão	GP(%)	Teu	Tfg	Th(vapor)	Td _{halita}
2B	20	-42,5	-0,7		
2B	10	-46,8	-2	173	
2A					346
2A					428
2B		-45,1			
2B			-7,4		
2B		-42,8			
2A		-46,5	-12,4		
2B		-45,9			
2B		-46,8	-14,5	225	
2B		-50,1	-8,5	209	
2B		-48			
2B		-49,6	-11	247	
2B		-51	-11	230	
2B		-42,2	-2		
2B		-48	-4,4		
2B		-40,9			
2B		-47			
2B		-48,8	-7,9	198	
2B			-7,4	195	
2A		-51,2			
2A		-49,4			
2A		-46,3			

C.3. Espectros de análises por microsonda Raman a laser

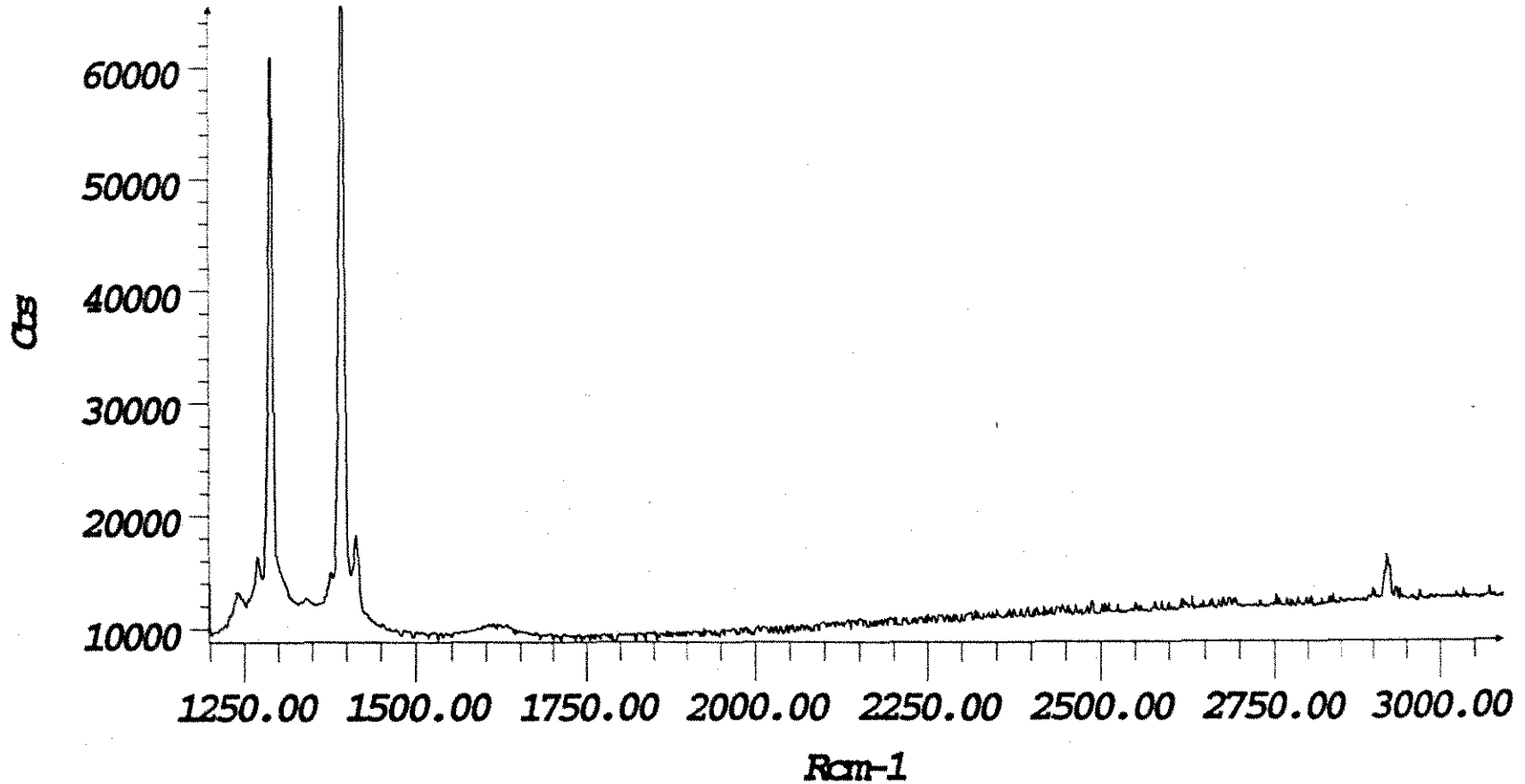


JY Raman Lab.

T64000

Laser: 514.5nm
Power : 500mW
Single spectrograph
Gratings: 600gr/mm
Slit: 200mic.
Objective x100
Detector: CCD

BRA4.100
Sample : Inclusion



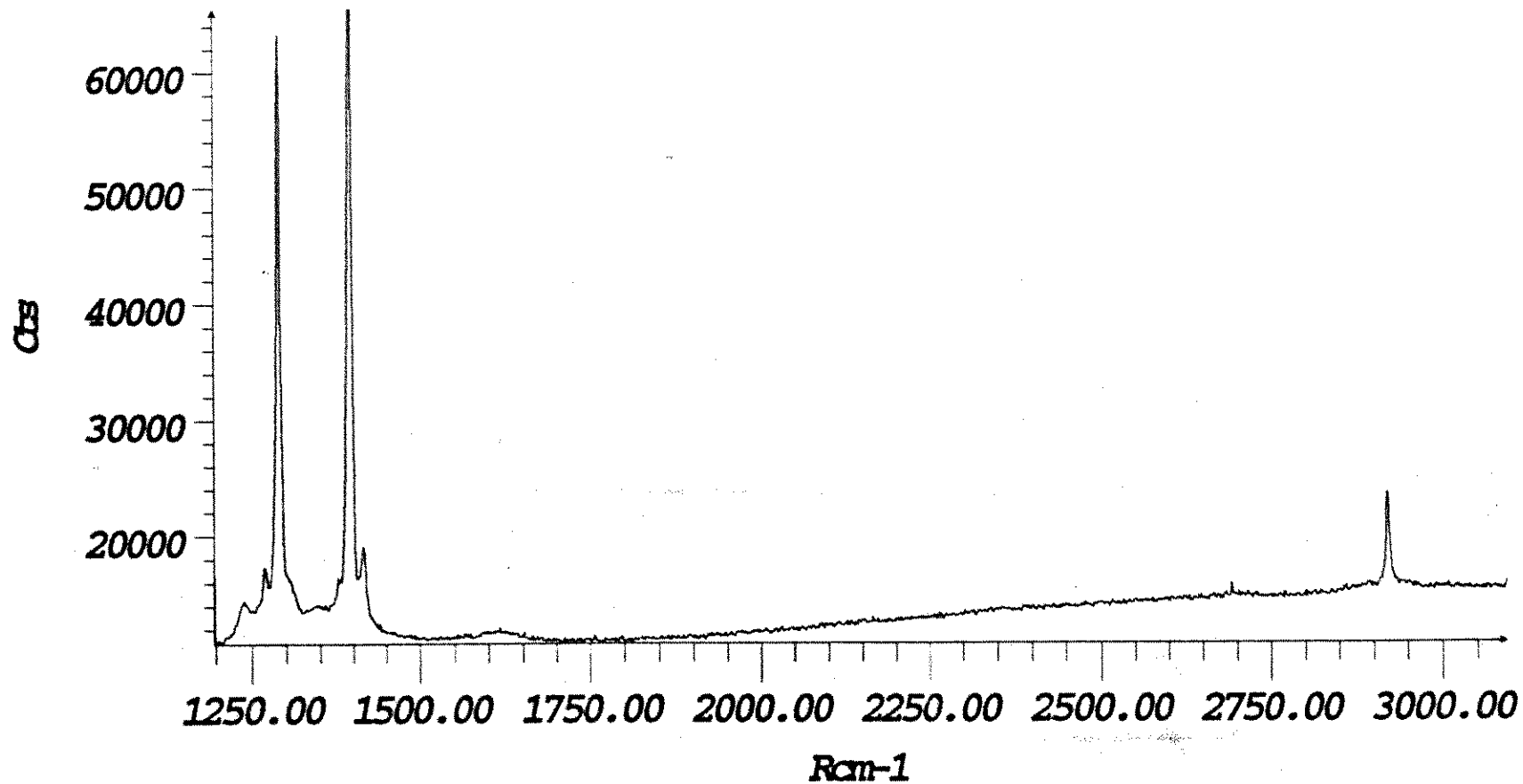


JY Raman Lab.

T64000

Laser: 514.5nm
Power : 500mW
Single spectrograph
Gratings: 600gr/mm
Slit: 200mic.
Objective x100
Detector: CCD

BRA6.100
Sample : Inclusion



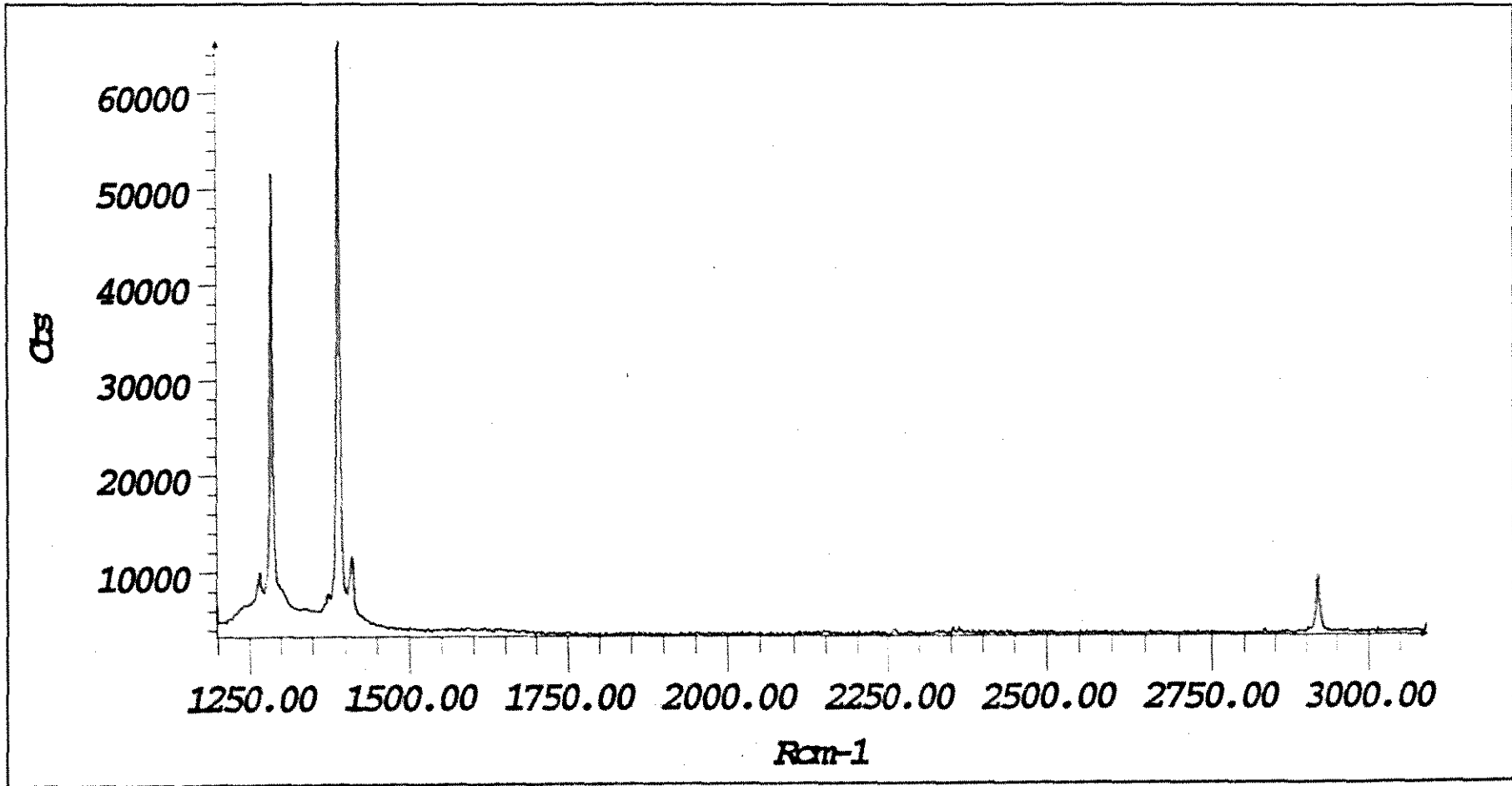


Laser: 514.5nm
Power : 500mW
Single spectrograph
Gratings: 600gr/mm
Slit: 200mic.
Objective x100
Detector: CCD

BRA7.100
Sample : Inclusion

JY Raman Lab.

T64000





Laser: 514.5nm
Power : 500mW
Single spectrograph
Gratings: 600gr/mm
Slit: 200mic.
Objective x100
Detector: CCD

BRA8.100
Sample : Inclusion

JY Raman Lab.

T64000

