



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

**INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS**

**DEPARTAMENTO DE
GEOLOGIA**

**DISSERTAÇÃO DE
MESTRADO**

**ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS EM VEIOS DE QUARTZO DA
MINA DE OURO DE SÃO BENTO, SANTA BÁRBARA, MG**

AUTOR JAMES VIEIRA ALVES

**ORIENTAÇÃO PROFA. DRA. LYDIA MARIA LOBATO
DR. KAZUO FUZIKAWA**

Trabalho realizado nas instalações do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear - CDTN / CNEN, como parte das tarefas da Supervisão de Física Aplicada e Técnicas Especiais.

Para

Lélia, Júlia e Luísa.

Agradecimentos

Ao Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, da Comissão Nacional de Energia Nuclear (CDTN / CNEN) pela oportunidade da realização desse mestrado, e apoio desde o início do programa de pesquisa, em particular ao Dr. Fernando Soares Lameiras, Superintendente do CDTN, e ao Dr. Waldemar Augusto A. Macedo, Supervisor da Supervisão de Física Aplicada e Técnicas Especiais do CDTN.

À UNAMGEN, que gentilmente cedeu as amostras utilizadas no presente estudo e aos seus geólogos Milton Guimarães Bueno Prado, Sergio Luiz Martins Pereira e Enzio Garayp pelas informações e discussões técnicas.

Aos professores do curso de Pós-Graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais pelo apoio e colaboração.

À Dra. Lydia Maria Lobato, orientadora, pela colaboração, estímulo, discussão e dedicação na leitura do texto, oferecendo críticas e sugestões oportunas.

Ao Dr. Kazuo Fuzikawa, co-orientador, pelos ensinamentos transmitidos dos seus conhecimentos sobre inclusões fluidas, pela estruturação e organização do texto e pelas discussões técnicas que ajudaram, de forma decisiva, a interpretar os resultados aqui apresentados.

Ao Dr. Marcos Pimenta do Departamento de Física da UFMG, que se empenhou nos trabalhos de análises de espectroscopia microRaman, contribuindo na determinação da composição das inclusões fluidas.

Ao Dr. Newton Souza Gomes do Departamento de Geologia da Escola de Minas da UFOP pelas análises das amostras por catodoluminescência.

Ao Humberto Terrazas Salas pelas orientações nos estudos das seções polidas.

Ao Luiz Garcia pelo cuidadoso trabalho de confecção das lâminas das amostras.

À Adma Gonçalves Mansur Reis e Luiz Raphael Aun pelos delicados trabalhos de desenhos.

À Marcia V. L. S. Fagundes e Soraya S. Ferreira pelo paciente trabalho de digitalização do texto.

Ao Lúcio Carlos Martins Pinto e Marcos Carneiro de Andrade pelo apoio e colaboração na formatação do texto.

A todos que de uma forma ou de outra contribuíram para a realização desse trabalho, os meus sinceros agradecimentos.

CAPÍTULO 1. Introdução	01
CAPÍTULO 2. Geologia	04
2.1 Geologia regional	04
2.2 Geologia da Mina de São Bento	05
2.2.1 Introdução	05
2.2.2 Estratigrafia	06
2.2.3 Feições petrográficas das hospedeiras e da mineralização	07
2.2.4 Estrutura do depósito	11
CAPÍTULO 3. Amostragem e petrografia dos veios de quartzo da Mina de São Bento.	14
3.1 Amostragem	14
3.2 Petrografia dos veios de quartzo	18
3.2.1 Veios mineralizados	18
3.2.2 Veios estéreis	19
CAPÍTULO 4. Inclusões fluidas	24
4.1 Conceitos básicos	24
4.2 Metodologias utilizadas no estudo de inclusões fluidas	27
4.2.1 Preparação das amostras e microscopia das inclusões fluidas	27
4.2.2 Microtermometria - estudos de resfriamento	28
4.2.3 Microtermometria - estudos de aquecimento	34
4.3 Espectroscopia microRaman	37

CAPÍTULO 5.	Inclusões fluidas em quartzo de veios da Mina de São Bento	39
5.1	Classificação das inclusões fluidas	39
5.1.1	Tipo 1 - inclusões aquo-(nitro)-carbônicas	39
5.1.2	Tipo 2 - inclusões nitro-carbônicas	40
5.1.3	Tipo 3 - inclusões aquosas	40
5.2	Resultados dos estudos criométricos e por espectroscopia microRamam	41
5.2.1	Inclusões fluidas do tipo 1	46
5.2.2	Inclusões fluidas do tipo 2	52
5.2.3	Inclusões fluidas do tipo 3	58
5.3	Resultados dos estudos por aquecimento	60
5.4	Estudos complementares	68
5.5	Cronologia relativa das inclusões fluidas	69
CAPÍTULO 6.	Conhecimento atual sobre a gênese de ouro em Greenstone Belts encaixados em BIFs : Contribuição dos estudos de inclusões fluidas	74
CAPÍTULO 7.	Discussão dos resultados e conclusões	81
CAPÍTULO 8.	Referências Bibliográficas	90

Figuras

Figura 01 -	Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero.	3
Figura 02 -	Mapa geológico simplificado da Mina de Ouro de São Bento.	8
Figura 03 -	Desenho esquemático dos tipos de mineralizações da Mina de São Bento.	13
Figura 04 -	Seção geológica do Corpo 1 da Mina de São Bento, com localização das amostras do furo SS-399.	15
Figura 05 -	Mapa geológico simplificado da <i>interdrive</i> III - nível 16 da Mina de São Bento.	16
Figura 06 -	Porcentagem do volume da fase gasosa de inclusões fluidas bifásicas.	25
Figura 07 -	Diagrama de fases do sistema CO ₂ .	31
Figura 08 -	Diagrama de fases do sistema CH ₄ .	31
Figura 09 -	Diagrama de fases do sistema H ₂ O.	31
Figura 10 -	Diagrama de fases do sistema CO ₂ - CH ₄ .	32
Figura 11 -	Representação esquemática do diagrama de fases do sistema CO ₂ - CH ₄ .	32
Figura 12 -	Diagrama da depressão da temperatura de decomposição do clatrato de CO ₂ pelo NaCl.	35
Figura 13 -	Diagrama de fases do sistema NaCl - H ₂ O.	35
Figura 14 -	Diagrama de fases do sistema CaCl ₂ - H ₂ O.	36
Figura 15 -	Tipos de inclusões fluidas da Mina de São Bento.	45
Figura 16 -	Histogramas das temperaturas de fusão da fase carbônica das inclusões fluidas do tipo 1, das amostras mineralizadas.	47
Figura 17 -	Espectros Raman do CO ₂ , CH ₄ , N ₂ e HS ⁻ das inclusões fluidas do subtipo 1a, da amostra 6.	48
Figura 18 -	Histogramas das temperaturas de fusão da fase carbônica das inclusões fluidas do tipo 1, das amostras estéreis.	53
Figura 19 -	Espectros Raman do CO ₂ , CH ₄ , N ₂ e H ₂ S - HS ⁻ das inclusões fluidas do subtipo 1b, da amostra 2.	54

Figura 20 -	Histogramas das temperaturas de homogeneização da fase carbônica das inclusões fluidas do tipo 1, das amostras mineralizadas.	55
Figura 21 -	Histogramas das temperaturas de homogeneização da fase carbônica das inclusões fluidas do tipo 1, das amostras estéreis.	55
Figura 22 -	Gráficos das temperaturas de fusão versus temperaturas de homogeneização da fase carbônica das inclusões fluidas do tipo 1, estudadas por criometria, das amostras mineralizadas e estéreis.	56
Figura 23 -	Histogramas da temperatura de fusão do clatrato das inclusões fluidas do tipo 1, das amostras mineralizadas (A) e estéreis (B).	57
Figura 24 -	Histograma das temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas do tipo 2.	62
Figura 25 -	Espectros Raman do CH ₄ , N ₂ e HS ⁻ das inclusões fluidas do tipo 2, da amostra 6.	63
Figura 26 -	Histograma das temperaturas de fusão do gelo das inclusões fluidas do tipo 3, das amostras mineralizadas.	64
Figura 27 -	Histograma das temperaturas de fusão do gelo das inclusões fluidas do tipo 3, das amostras estéreis.	64
Figura 28 -	Histogramas das temperaturas de homogeneização e vazamento das inclusões fluidas do tipo 1, das amostras mineralizadas.	65
Figura 29 -	Histogramas das temperaturas de homogeneização e vazamento das inclusões fluidas do tipo 1, das amostras estéreis.	65
Figura 30 -	Histogramas das temperaturas de homogeneização e vazamento das inclusões fluidas do tipo 3, das amostras mineralizadas.	66
Figura 31 -	Histogramas das temperaturas de homogeneização e vazamento das inclusões fluidas do tipo 3, das amostras estéreis.	66
Figura 32 -	Diagramas de pressão versus temperatura do sistema H ₂ O - CO ₂ - NaCl.	67
Figura 33 -	Diagrama da fO_2 versus pH, à +250° C, com os campos de estabilidades das espécies de enxofre e a solubilidade do ouro.	76

Fotografias

Foto 01 -	Veio de quartzo maciço em contato com a <i>BIF</i> (amostra 6).	20
Foto 02 -	Aspecto petrográfico do veio de quartzo maciço (amostra 6).	20
Foto 03 -	Veio de quartzo recristalizado da amostra K-3.	21
Foto 04 -	Aspecto petrográfico do veio de quartzo recristalizado da amostra 11.	21
Foto 05 -	Aspecto petrográfico do quartzo maciço da amostra 6, com faixas recristalizadas e desenvolvimento de cristais de carbonato.	22
Foto 06 -	Aspecto petrográfico do quartzo recristalizado da amostra 11, com a presença de subgrãos remanescentes.	22
Foto 07 -	Detalhe do subgrão de quartzo remanescente da foto 06.	22
Foto 08 -	Arsenopirita fraturada e preenchida por pirrotita (amostra 9).	23
Foto 09 -	Pirrotita arredondada dentro da piritita (amostra K-3).	23
Foto 10 -	Ouro incluído na arsenopirita (amostra K-3).	23
Foto 11 -	Inclusões fluidas aquo-(nitro)-carbônicas do subtipo 1a da amostra 6.	42
Foto 12 -	Inclusões fluidas aquo-(nitro)-carbônicas do subtipo 1b da amostra 6.	42
Foto 13 -	Inclusões fluidas aquo-(nitro)-carbônicas do subtipo 1c da amostra 6.	42
Foto 14 -	Inclusão fluida bifásica aquo-(nitro)-carbônica, do tipo 1, associada à clorita da amostra 11.	43
Foto 15 -	Inclusões fluidas monofásicas, nitro-carbônicas do tipo 2 da amostra 6.	43
Foto 16 -	Inclusões fluidas monofásicas, aquosas do subtipo 3a da amostra 6.	44
Foto 17 -	Inclusões fluidas monofásicas e bifásicas, aquosas, do subtipo 3b da amostra 6.	44
Foto 18 -	Inclusões fluidas bifásicas, aquosas, do subtipo 3c da amostra 12.	44
Foto 19 -	Inclusões fluidas monofásicas, nitro-carbônicas, do tipo 2, da amostra 6, à +25°C.	59
Foto 20 -	Inclusões fluidas monofásicas, nitro-carbônicas, do tipo 2, da amostra 6, à -100°C, com a condensação de uma fase líquida.	59

Foto 21 -	Inclusões fluidas monofásicas, nitro-carbônicas, do tipo 2, da amostra 6, à -120° C, com a fase líquida mais visível.	59
Foto 22 -	Fraturas cicatrizadas com inclusões fluidas dos subtipos 1b, 1c e 3b, prolongando-se através dos subgrãos de quartzo maciço, da amostra 6.	72
Foto 23 -	Planos de fraturas cicatrizados com inclusões fluidas bifásicas do subtipo 1b, sem ultrapassar os grãos de quartzo recristalizados, da amostra 11.	72

Tabelas

Tabela 1 -	Coluna estratigráfica informal da Mina de São Bento.	9
Tabela 2 -	Relação das amostras de veios de quartzo para o estudo das inclusões fluidas da Mina de São Bento.	17
Tabela 3 -	Frequência dos espectros Raman das espécies gasosas mais comuns encontradas em inclusões fluidas naturais.	38
Tabela 4 -	Resumo das principais características e dados obtidos dos estudos das inclusões fluidas da Mina de Ouro de São Bento.	73

Quadros

Quadro 1 -	Comparação entre as colunas estratigráficas dos diversos autores para o Grupo Nova Lima.	5
Quadro 2 -	Propriedades físicas de alguns fluidos puros.	29

Abreviações utilizadas nesse trabalho

Q.F.	- Quadrilátero Ferrífero
BIF	- Formação ferrífera bandada
IF	- inclusão fluida
P	- Pressão
T	- Temperatura
V	- Volume molar
X	- Composição
BPC	- Curva de homogeneização do líquido
DPC	- Curva de homogeneização do gás
ThCO ₂	- Temperatura de homogeneização do CO ₂
Thc	- Temperatura de homogeneização da fase carbônica
Tfgelo	- Temperatura de fusão do gelo
Tfclatrato	- Temperatura de fusão do clatrato
Tfc	- Temperatura de fusão da fase carbônica
Tht	- Temperatura de homogeneização total
Tv	- Temperatura de vazamento e/ou crepitação
fS ₂	- Fugacidade de enxofre
fO ₂	- Fugacidade de oxigênio
µm	- micra
kb	- kilobares
Au	- ouro
S	- enxofre
Cl	- cloro

Resumo

A Mina de Ouro de São Bento localiza-se no município de Santa Bárbara, à nordeste do Quadrilátero Ferrífero (MG). Estratigraficamente posiciona-se no Grupo Nova Lima, base do Supergrupo Rio das Velhas, e consiste de uma sequência *greenstone belt*. Na área da Mina a Formação Ferrífera São Bento é a unidade de maior importância econômica por conter as principais mineralizações auríferas. O ouro ocorre sob duas formas: um tipo associado aos veios de quartzo sulfetados e outro tipo associado aos sulfetos finamente laminados e bandados da Formação Ferrífera São Bento.

Os estudos petrográficos e a microscopia das inclusões fluidas, contidas tanto nas amostras dos veios mineralizados quanto nas amostras de veios estéreis, evidenciam a presença de veios de quartzo maciços e recristalizados, os quais estiveram submetidos a um regime de recristalização dinâmica, passando do tipo maciço, com inclusões fluidas associadas a deformação rúptil, para o tipo recristalizado, com inclusões associadas a deformação dúctil, indicando assim um regime de transição rúptil-dúctil para esses veios.

Nesses veios foram classificados três tipos de inclusões com fluidos aquo-(nitro)-carbônico (tipo 1), nitro-carbônico (tipo 2) e aquoso (tipo 3). Esses fluidos são semelhantes à maioria dos fluidos encontrados em diversos depósitos de ouro em sequências do tipo *greenstone belt* arqueano. Nesses ambientes, e também na Mina de São Bento, os fluidos aquo-(nitro)-carbônico e nitro-carbônico são considerados contemporâneos à formação das jazidas, e os fluidos aquosos posteriores à deposição do ouro.

As inclusões fluidas aquo-(nitro)-carbônicas (tipo 1) compõem-se de uma fase carbônica e de uma fase aquosa, ambas líquidas. A fase carbônica é constituída, basicamente, de CO_2 e CH_4 com proporções subordinadas e variáveis de N_2 e HS^- . A salinidade da fase aquosa, estimada através da f_{clatrato} do CO_2 , varia entre o equivalente a 3,4 e 5,0% em peso de NaCl.

As inclusões fluidas do tipo 1 foram divididas em três subtipos (1a, 1b e 1c). As inclusões do subtipo 1a são raras, aleatórias, de tamanhos reduzidos (3 a 10 μm) e de formas poligonizadas. A fase carbônica representa de 10 a 15% do volume da inclusão, e a densidade, embora variável, pode atingir 1,05 g/cm^3 equiv. ao CO_2 , com concentrações elevadas de CH_4 (até 50% do volume molar da fase carbônica). Os valores de temperatura e pressão mínimas de formação estão em torno de +300° C e 3,2 kb, respectivamente. As inclusões do subtipo 1b são mais frequentes do que as do subtipo anterior e associam-se a planos de inclusões nem sempre bem definidos. Apresentam tamanhos entre 10 e 30 μm e formas alongadas a irregulares. A fase carbônica representa de 5 a 10% do volume da inclusão. As inclusões do subtipo 1c são mais abundantes, maiores (até 40 μm) e mais irregulares do que as dos subtipos anteriores. Associam-se a planos de inclusões bem definidos. A fase carbônica ocupa cerca de 5% do volume da inclusão, chegando a constituir CO_2 puro, com baixa densidade da fase carbônica (0,76 g/cm^3 de CO_2), e temperatura e pressão mínimas de formação de +200° C e 1 kb, respectivamente. As variações da densidade conjugadas com as variações da composição da fase carbônica das inclusões do subtipo 1a ao subtipo 1c indicam uma sequência de formação de 1a (mais antiga) para 1c (mais recente) e uma evolução de um fluido mais redutor para outro mais oxidante.

O fluido aquo-(nitro)-carbônico pode ocorrer também aprisionado entre o quartzo hospedeiro e diminutas plaquetas de clorita.

As inclusões fluidas nitro-carbônicas do tipo 2 são raras, e associam-se a um único plano de inclusões monofásicas bem definido compondo-se, basicamente, de CH_4 e, subordinadamente, de N_2 e HS^- . A densidade estimada para essas inclusões é $0,025 \text{ g/cm}^3$ de CH_4 . A ocorrência desse fluido nitro-carbônico sugere a presença de um fluido redutor primário, constituído, essencialmente, por CH_4 ($\pm\text{N}_2$ $\pm\text{HS}^-$), que teria evoluído para o fluido aquo-(nitro)-carbônico, com características cada vez mais oxidantes, observadas nas inclusões fluidas dos subtipos 1a para 1c.

As inclusões fluidas aquosas (tipo 3) também foram subdivididas em três subtipos, as quais apresentam salinidades variáveis e baixas temperaturas de formação ($< +180^\circ\text{C}$).

A constatação da presença do H_2S , mesmo que restrita, juntamente com o HS^- , indica que o fluido teve, num certo momento, um pH próximo ao neutro. Isso sugere que a solubilização e/ou remobilização do ouro e sulfetos se deu por meio do complexo de enxofre-ouro do tipo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$. Nessas condições de pH neutro a solubilidade do ouro teria alcançado o seu valor máximo no intervalo do $\log f\text{O}_2 = -33$ e -35 .

Os fatores que contribuíram para a precipitação do ouro, indicados pelas inclusões fluidas dos tipos 1 e 2, podem ter sido o aumento da alcalinidade do fluido (presença mais frequente de HS^- sem H_2S), a oxidação do fluido, inicialmente mais redutor ($+\text{CH}_4$) e o decréscimo da temperatura. O decréscimo da atividade de enxofre no fluido, decorrente da interação desse fluido com as rochas hospedeiras ricas em ferro, formando sulfetos, também deve ter contribuído para a precipitação do ouro.

Este trabalho mostra a notável semelhança na composição e nas condições termodinâmicas dos fluidos encontrados tanto nos veios de quartzo mineralizados quanto estéreis. Estudos na área da Mina de São Bento indicam a ocorrência de ouro associada ao bandamento da Formação Ferrífera São Bento. Esses fatores permitem interpretar que houve remobilização do ouro singenético, pré-existente nessa Formação, reprecipitando-o nos veios de quartzo sulfetados, por fluidos sin-metamórficos, durante uma fase de deformação rúptil-dúctil.

Abstract

The São Bento Gold Mine is located near the town of Santa Bárbara, Minas Gerais, Brazil, in the northeast of the Quadrilátero Ferrífero. It is hosted by rocks of the Nova Lima Group, at the base of the greenstone belt-type sequence Rio das Velhas Supergroup. The São Bento Iron Formation is the most important unit containing gold mineralization. Gold occurs both associated with sulphide-bearing quartz veins and in finely-laminated and banded sulfide layers within the São Bento Iron Formation.

The petrography of both mineralized and barren veins show the presence of unrecrystallized and recrystallized quartz. The quartz veins have been submitted to a dynamic recrystallization regime. Unrecrystallized quartz contains fluid inclusions associated with brittle deformation, and its recrystallized products contains fluid inclusions associated with ductile deformation. This indicates a brittle-ductile transition regime for these veins.

Three types of fluid inclusions with aqueous-(nitro)-carbonic (type 1), nitro-carbonic (type 2) and aqueous fluids (type 3) were identified. These fluids are similar to the majority of fluids found in several gold deposits from Archean greenstone belt-type sequences. The aquo-(nitro)-carbonic and nitro-carbonic inclusions are considered coeval with the formation of gold deposits whereas the aqueous fluids are considered to be younger than gold deposition.

The aquo-(nitro)-carbonic fluid inclusions (type 1) are usually two-phased. The carbonic phase is basically composed of CH_4 and CO_2 with subordinate and variable amounts of N_2 and HS^- . The salinity of the aqueous phase estimated by the melting temperature of CO_2 clathrate is 3.4 -5.0 wt.% NaCl equivalent.

Type 1 fluid inclusions are divided into three subtypes: 1a, 1b and 1c. Subtype 1a is rare, randomly distributed, small (3 to 10 μm) and polygonal in shape. It is considered the oldest among the three subtypes and has the highest carbonic phase content (10-15 vol. %). It has the highest density (1,05 g/cm^3 CO_2 equivalent) and CH_4 content. The minimum temperature and pressure of formation also present the highest values (+300°C and 3.2 kb, respectively). Subtype 1b fluid inclusions are more frequent, larger in size (10 to 30 μm), more irregular in shape than subtype 1a and usually associated with a plane of inclusions. The carbonic phase represents 5-10 vol. %. Subtype 1c is the most abundant, with a size reaching 40 μm . Its shape is even more irregular, sometimes elongated, and the inclusions are again usually associated with planes. The carbonic phase has the lowest values (~5 vol. %) and may consist of pure CO_2 . Its density is lower (0,76 g/cm^3 CO_2) and the minimum temperature and pressure of formation are also lower than the previous types (+200°C and 1kb). The evolution of an initially-reduced fluid to more oxidizing conditions has been established. The density variation of the carbonic phase in 1a inclusions, the compositional variation of the same phases in 1a to 1c inclusions, and the sequence of formation of inclusions from 1a (earlier) to 1c (later) are indications of such evolution.

The aquo-(nitro)-carbonic fluid may also be trapped between quartz and tiny platelets of chlorite.

The type 2 fluid inclusions are rare, monophasic and related to a well-defined plane. They consist of a mixture of CH_4 and N_2 with subordinate amounts of HS^- . The density was estimated as $0.025 \text{ g/cm}^3 \text{ CH}_4$. This fluid suggests the presence of an initially-reduced fluid consisting of $\text{CH}_4 (\pm \text{N}_2 \pm \text{HS}^-)$ evolving to an aqueous-(nitro)-carbonic fluid of oxidizing characteristics (subtypes 1a to 1c).

The type 3 aqueous fluid inclusions are also divided in three subtypes. They have variable salinities and low temperatures of formation ($<+180^\circ\text{C}$).

The presence of H_2S and HS^- in the same fluid as shown by microRaman spectroscopy indicates a near-neutral pH at a certain time. It indicates that the solubilization and/or remobilizations of gold and sulfides occurred as the gold-sulphur complex $\text{Au}(\text{HS})_2^-$. Under this condition the gold solubility reaches its maximum between -33 and $-35 \log f\text{O}_2$.

The contributing factors to gold precipitation as indicated by types 1 and 2 fluid inclusions may have been the increasing alkalinity of the fluid (HS^- more frequent than H_2S), the oxidation (CH_4 -rich fluid evolving to a CO_2 -rich fluid) and the decreasing temperature. They all cause a sudden fall in gold solubility. The decrease in sulphur activity of the fluid, as a consequence of fluid/rock interaction forming sulfides, may also have contributed to gold precipitation.

The results of this study show a remarkable similarity in composition and thermodynamic conditions of the fluids from inclusions in both mineralized and barren quartz veins. Other studies in the area indicate that gold mineralization at São Bento Mine is associated with the banding of the São Bento Iron Formation. These are suggestive of remobilization of a pre-existing syngenetic gold contained in banded iron formation, with its reprecipitation in quartz-sulfide veins by syn-metamorphic fluids during a brittle-ductile deformation stage.

Capítulo 1 - Introdução

A Mina de São Bento localiza-se no setor NE do Quadrilátero Ferrífero, no Município de Santa Bárbara, Minas Gerais. Dista cerca de 100 km de Belo Horizonte, através das Rodovias BR-262 e MG-436, a 10 km da cidade de Santa Bárbara e a 3 km da cidade de Barão de Cocais (Figura 1).

O Depósito de Ouro de São Bento foi descoberto por garimpeiros em 1860. No período compreendido entre a descoberta e o ano de 1977, a Mina foi fechada e reaberta por várias companhias. Nesse ano, os direitos minerários foram adquiridos pela São Bento Mineração Ltd^a. Entre 1977 e 1986, a empresa sul-africana UNAMGEM Mineração e Metalurgia Ltd^a, do Grupo Gencor, realizou um programa de reavaliação da área. Como os resultados dessas pesquisas mostraram-se positivos, a UNAMGEM adquiriu o controle acionário da São Bento Mineração e colocou a Mina em produção em 1986 (Abreu *et al.*, 1988). Segundo Pereira (1994) a Mina de São Bento produz atualmente 3 toneladas de ouro por ano e possui reservas de 7.202.352 toneladas a 9,58 g Au/t.

Predominam na Mina de São Bento metassedimentos que se posicionam estratigraficamente no Supergrupo Rio das Velhas, que é composto pelos Grupos Nova Lima e Maquiné (Dorr, 1969). O Grupo Nova Lima consiste de uma sequência *greenstone belt*, de idade arqueana, que contém mais de uma centena de depósitos e ocorrências de ouro. Muitos desses minérios estão associados a formações ferríferas bandadas. A jazida da Mina de São Bento é um exemplo típico dessa associação, sendo que a Formação Ferrífera Bandada São Bento, hospedeira da mineralização aurífera, faz parte da Unidade Média do Grupo Nova Lima (Abreu *et al.*, 1988)

A mineralização de ouro ocorre, predominantemente, associada aos veios de quartzo sulfetados que cortam e/ou acompanham a Formação Ferrífera Bandada São Bento, ou está associada aos sulfetos finamente laminados dessa Formação (Prado *et al.*, 1991).

Os trabalhos realizados na área da Mina de São Bento até a presente data estão voltados, basicamente, para a lavra e desenvolvimento da jazida. Atualmente, está sendo desenvolvida uma dissertação de mestrado sobre a geologia estrutural e a geoquímica do depósito (Pereira, 1994).

O estudo das inclusões fluidas (IFs) em minerais, rochas e minérios, nas últimas décadas, têm tido um importante papel no conhecimento dos fluidos e nas determinações de suas condições físico-químicas, bem como nas estimativas da pressão e da temperatura reinantes durante a cristalização e/ou recristalização dos minerais que as contêm.

Esses estudos em depósitos de ouro em *greenstone belts* arqueanos têm demonstrado que a deposição do ouro ocorre através de fluidos com as seguintes características: pH que varia de alcalino a neutro; de baixa salinidade (menos de 6% equiv. de NaCl); ricos em H₂O-CO₂ (CH₄-N₂-H₂S); com densidade entre 0,7 a 0,8 g/cm³; pressão entre 1 a 2 kb e à temperaturas de 250 a 400°C (Roedder, 1984; Ho, 1987; Ho *et al.*, 1990; Kesler, 1990; Phillips & Powell, 1993).

Embora os estudos das IFs no mundo tenham tido maior desenvolvimento a partir da década de 60 no Brasil, os primeiros trabalhos surgiram somente a partir da década de 80, com a importação dos primeiros aparelhos de IFs. São poucos os trabalhos sobre IFs em depósitos brasileiros, em

sequências tipo *greenstone belt*. Entre esse destacam-se os de Xavier (1987; 1993), realizados nos depósitos de ouro Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta, localizados no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, no Cráton do São Francisco, Bahia, cujos resultados estão de acordo com os anteriormente citados.

O presente trabalho, desenvolvido junto ao Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC/UFMG) e ao Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, da Comissão Nacional de Energia Nuclear (CDTN/CNEN), tem como objetivo, através do estudo das inclusões fluidas, caracterizar o fluido e as condições termodinâmicas responsáveis pela remobilização e deposição do ouro contido nos veios de quartzo sulfetados da Mina de de Ouro de São Bento. Para tal, foram utilizadas técnicas de microscopia, microtermometria, espectroscopia microRaman e catodoluminescência.

• • •

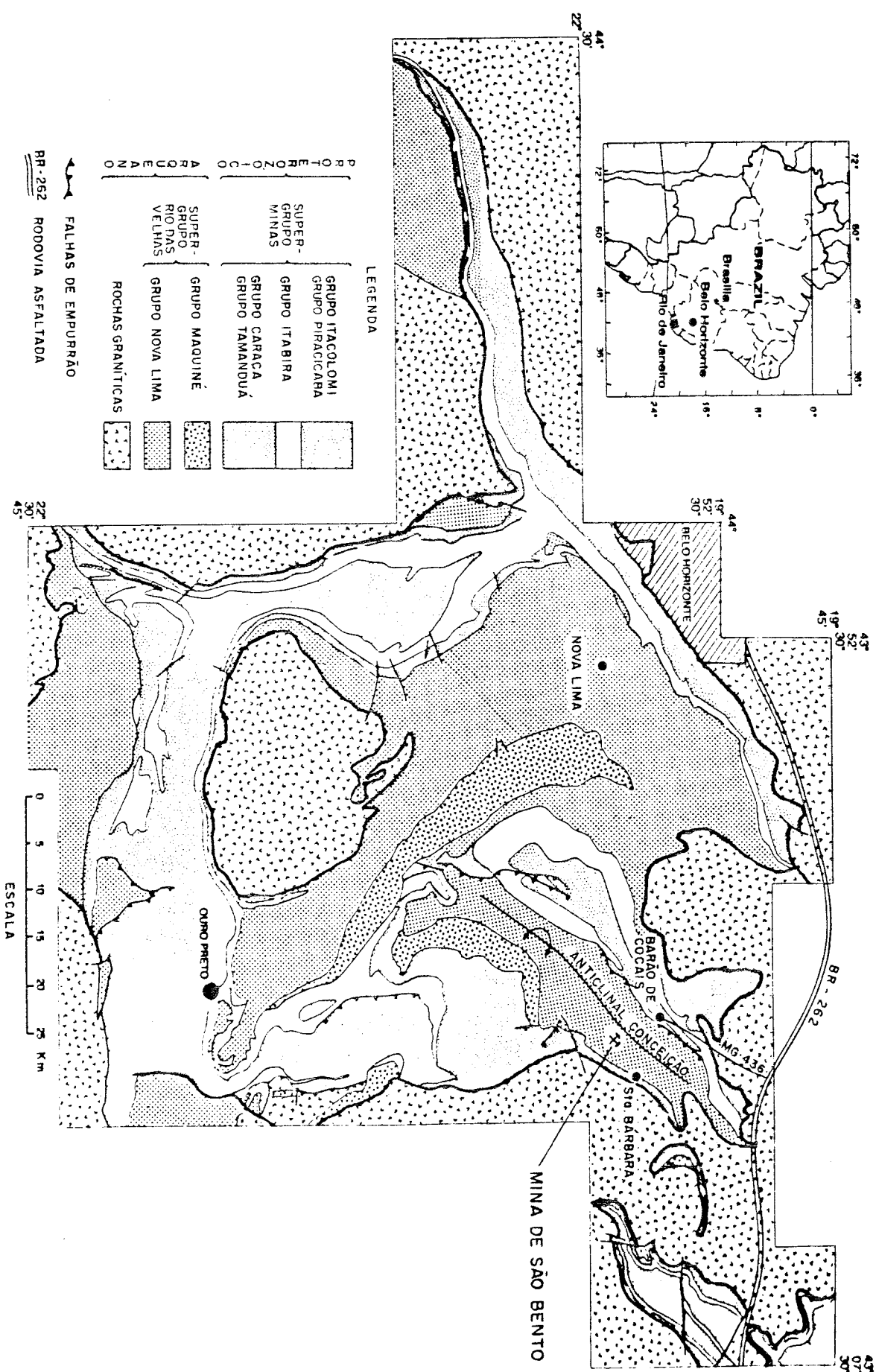


FIG. 1 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO QUADRILÁTERO FERRIFÉRO (Thorman et al., 1986) com a localização da MINA DE SÃO BENTO

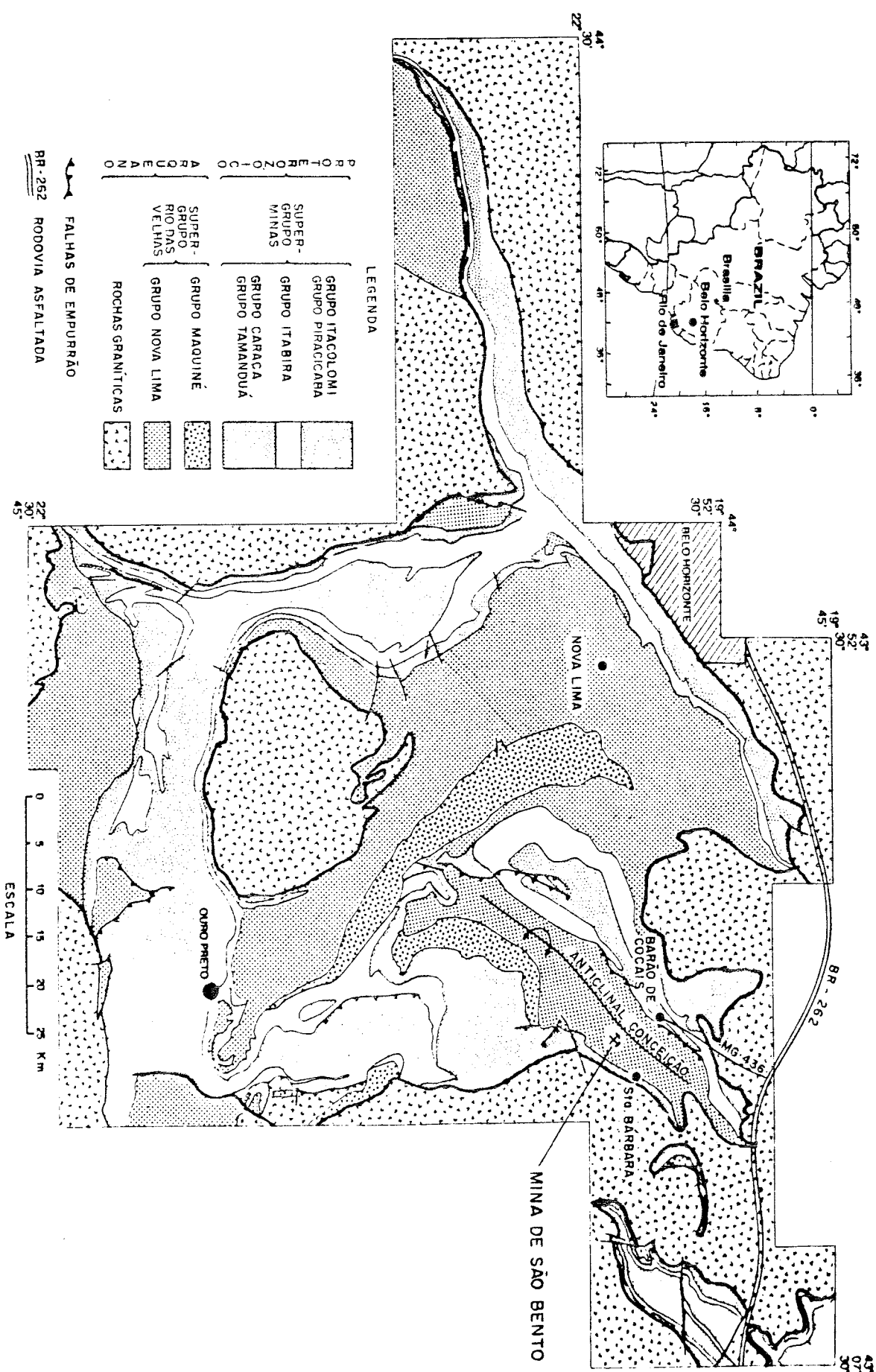


FIG. 1 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO QUADRILÁTERO FERRIFERO (Thorman et al., 1986) com a localização da MINA DE SÃO BENTO

Capítulo 2 - Geologia

2.1 Geologia regional

A Mina de São Bento localiza-se no flanco SE do Anticlinal de Conceição, à NE do Quadrilátero Ferrífero (QF), e posiciona-se estratigraficamente no Supergrupo Rio das Velhas (SGRV), conforme apresentado na Figura 1.

Na área da Mina, o SGRV é envolto, ao norte e a leste, por rochas gnáissicas e graníticas de idade arqueana do Complexo Gnáissico-Granítico (Almeida & Litwinski, 1984), sendo localmente recoberto por sequências metassedimentares, do Supergrupo Minas e Supergrupo Espinhaço, ambos de idade proterozóica.

O contato entre o SGRV e as rochas do Complexo Gnáissico-Granítico geralmente é obscurecido por uma forte gnaissificação e tectonismo (Ladeira, 1980).

O SGRV, originalmente definido por Dorr (1969), constitui-se de uma sequência vulcano-sedimentar, de idade arqueana, do tipo *greenstone belt* (Almeida, 1976; Schorscher, 1976). Foi subdividido por Dorr (1969) em Grupo Nova Lima (inferior) e Maquiné (superior). Schorscher (1979) propôs, além desses dois grupos, a adição de uma unidade ultramáfica basal, que denominou informalmente de Grupo Quebra Osso.

Ladeira (1980, 1988) subdivide o Grupo Nova Lima, da base para o topo, em uma unidade metavulcânica, uma unidade metassedimentar química e uma unidade metassedimentar clástica. Outros trabalhos sobre o Grupo Nova Lima propõem para a região de Nova Lima uma subdivisão em Unidade Inferior, Média e Superior (Oliveira *et al.*, 1983; Vieira & Oliveira, 1988), e para a região de Caeté uma subdivisão, da base para o topo, em Unidade Máfica/Ultramáfica, Unidade Pelítica, Unidade Ácida/Intermediária, Unidade Sedimentar indivisa, e uma Unidade Psamítica (Oliveira, 1986).

Os principais litotipos encontrados na Unidade Inferior do Grupo Nova Lima estão representados por rochas ultramáficas, máficas e félsicas (serpentinitos, esteatitos, talco xistos, anfíbolitos, metabasaltos, metatufos e komatiitos metamorfisados). Essa Unidade corresponde ao Grupo Quebra Osso de Schorscher (1979) e as Unidades Pelíticas e Máfica/Ultramáfica de Oliveira (1986).

A Unidade Média compõe-se de rochas sedimentares clásticas e químicas (formações ferríferas, conglomerados, clorita xisto e xistos grafitosos, carbonáticos e tufáceos) e correlacionam-se com a Unidade Ácida/Intermediária de Oliveira (1986). A Unidade Inferior e Média corresponde à Unidade Metassedimentar Química e Metavulcânica de Ladeira (1980).

A Unidade Superior consiste de metaconglomerados, metagrauvascas, xistos carbonáticos, quartzitos imaturos, quartzo xistos e filitos, que corresponde à Unidade Clástica de Ladeira (1980) e às Unidades Psamítica e Sedimentar Indivisa de Oliveira (1986). O Quadro 1 compara as colunas estratigráficas dos diversos autores para o Grupo Nova Lima.

O Grupo Maquiné é constituído pela Formação Palmital (inferior) e Casa Forte (superior) (Dorr, 1969). Para Oliveira (1986) os sedimentos molássicos da Formação Palmital correspondem a

Unidade Psamítica do Grupo Nova Lima. Menezes (1988) considera a Formação Palmital como uma unidade tectônica e não uma unidade estratigráfica. Souza Filho (1991 *in* Schrank & Silva, 1993) sugere que a Formação Casa Forte constitua uma imbricação tectônica acoplada mecanicamente ao SGRV e não faça parte do mesmo.

Quadro 1 Comparação entre as colunas estratigráficas dos diversos autores para o Grupo Nova Lima.
(Modificado de Schrank, A. & Silva, M. G., 1993).

DORR (1969)	LADEIRA (1980)	SCHORSCHER (1982)	OLIVEIRA <i>et al.</i> (1983)	VIEIRA & OLIVEIRA (1988)	OLIVEIRA (1986)
Indiviso	Unidade Clástica	Indiviso	Unidade Superior	Unidade Superior	Unidade Psamítica Unidade Sedimentar Indiviso
	Unidades Metassedimentar Química e Metavulcânica		Unidade Média	Unidade Média	Unidade Ácida/Intermediária.
		Grupo Quebra Osso	Unidade Inferior	Unidade Inferior	Unidade Pelítica Unidade Máfica/Ultramáfica

As sequências metassedimentares do Supergrupo Minas e Supergrupo Espinhaço que ocorrem a NW e a N e S, respectivamente da Mina de São Bento, são objeto de discussão por Pflug, 1965; Dorr, 1969; Ladeira, 1980; Almeida & Hasui, 1984; Marshak & Alkimin, 1989; Machado *et al.*, 1993, além de outros.

Para Cordani *et al.* (1980), Ladeira (1980) e Ladeira *et al.* (1983) ocorrem no QF três orogêneses às quais correlacionam-se ao Ciclo Jequié (2.700 Ma), Transamazônico (2.000 Ma) e Brasileiro (500 Ma). Dados de isótopos de chumbo para galenas de cinco depósitos de ouro posicionados estratigraficamente no Grupo Nova Lima, nas proximidades da Mina de Morro Velho (Nova Lima - QF), indicam idades arqueanas (Thorpe *et al.*, 1984). Noce (1995), correlaciona a evolução do *Greenstone Belt* Rio das Velhas a um intervalo de tempo entre 2780 - 2700 Ma. O metamorfismo geral na área é de facies xisto verde, chegando localmente a facies anfíbolito.

2.2 Geologia da Mina de São Bento

2.2.1 Introdução

A descrição da geologia da Mina de São Bento (Figura 2), resumida nesse item, baseia-se nos trabalhos de Ladeira (1988), Abreu *et al.* (1988), Prado *et al.* (1991) e Pereira (1992, 1993, 1994).

Os metassedimentos em São Bento são constituídos, predominantemente, por clorita xistos da Unidade Média do Grupo Nova Lima, segundo conceito de Oliveira *et al.* (1983) e Vieira & Oliveira (1988), onde encaixam-se as formações ferríferas bandadas (*BIFs*), hospedeiras da mineralização aurífera.

2.2.2 Estratigrafia

Os trabalhos de mapeamento na escala 1:25.000 e de desenvolvimentos subterrâneos permitiram aos geólogos da Mina estabelecer uma sucessão local informal designando, da base para o topo, de:

- Formação Ferrífera Inferior ou Formação Ferrífera Barão de Cocais
- Formação Grafítica Basal
- Formação Ferrífera São Bento
- Formação Carrapato

A Formação Ferrífera Inferior ou Formação Ferrífera Barão de Cocais (Tabela 1) constitui-se de uma formação ferrífera finamente bandada, de facies óxido, silicato e carbonato. Sua mineralogia é composta por quartzo, magnetita, clorita e carbonato.

A Formação Grafítica Basal apresenta uma espessura estimada de 650 m. É constituída por clorita xistos grafíticos e carbonáticos, finamente laminados, de coloração cinza escura e negra. Intercalações milimétricas quartzo-carbonáticas são comuns e, localmente, podem ser portadoras de algum ouro. A presença de nódulos de pirita nos xistos grafíticos é uma característica marcante, principalmente na base da seqüência. Veios de quartzo de espessuras milimétricas a centimétricas cortam a seqüência.

A Formação Ferrífera São Bento (Tabela 1) é a unidade de maior importância econômica, por conter as mineralizações auríferas. Na área da Mina, a espessura média dessa unidade é da ordem de 120 m. Variações faciológicas são observadas tanto horizontal, como verticalmente. Esta unidade foi subdividida em dois membros: a) Membro Ferrífero Basal e b) Membro Ferrífero do Topo.

a) Membro Ferrífero Basal

A espessura média do Membro Ferrífero Basal é de 37,0 m. Essa unidade apresenta uma heterogeneidade litológica onde ocorre o desenvolvimento de várias facies da *BIF*, bem como intercalações de metassedimentos clásticos finos, xistos grafíticos e carbonáticos.

Nesse membro da Formação Ferrífera São Bento são reconhecidos quatro horizontes estratigráficos, bem definidos, portadores de mineralização aurífera. Esses quatro horizontes mineralizados são semelhantes entre si e são constituídos por *BIF* facies carbonato e óxido, veios de quartzo sulfetados e *metacherts*. A denominação desses horizontes mineralizados é feita em função da sua posição estratigráfica relativa. Assim, tem-se, da base para o topo, os "horizontes" Oeste, Meio, São Bento e Leste. Os conjuntos litológicos que separam esses "horizontes" mineralizados também são identificados, da base para o topo, como zonas M₁, M₂, M₃ e M₄, conforme sua posição na coluna (Tabela 1).

Com base nas variações faciológicas laterais, bem como nas características da mineralização ao longo da direção dos "horizontes" acima descritos, o Membro Ferrífero Basal foi subdividido em três corpos, a saber: Corpo 1, Corpo 2 e Pinta Bem (Figura 2).

O Corpo 1 é o mais importante economicamente, pois apresenta "horizontes" mineralizados mais consistentes e mantém uma certa regularidade de teor e espessura. Apresenta uma extensão de aproximadamente 300 m.

b) Membro Ferrífero do Topo

Constitui-se de uma unidade mais homogênea, sem grande variação litológica ao longo da sucessão. Sua espessura pode atingir 100 m. A rocha corresponde a uma *BIF* de facies carbonato, silicato e óxido. Apresenta um bandamento bem definido, com os leitos individuais compostos por quartzo-carbonato de cor creme, quartzo-magnetita de cor cinza claro e escuro, e clorita-estilpnomelana de cor verde escura. O contato superior com a Formação Carrapato geralmente é gradacional.

A Formação Carrapato é composta por uma seqüência monótona de mica xistos de cores cinza claro e escuro (Tabela 1). São observados também metagrauvascas, quartzo xistos carbonáticos ou grafitosos, além de prováveis horizontes de *BIF*, facies carbonática, onde algum ouro pode estar associado. Estima-se para essa formação uma espessura superior a 500 m.

Ocorrem ainda, além das formações acima descritas, rochas metabásicas, denominadas de metabasitos, as quais exibem uma xistosidade e são interpretadas como "soleiras" encaixadas principalmente na Formação Carrapato.

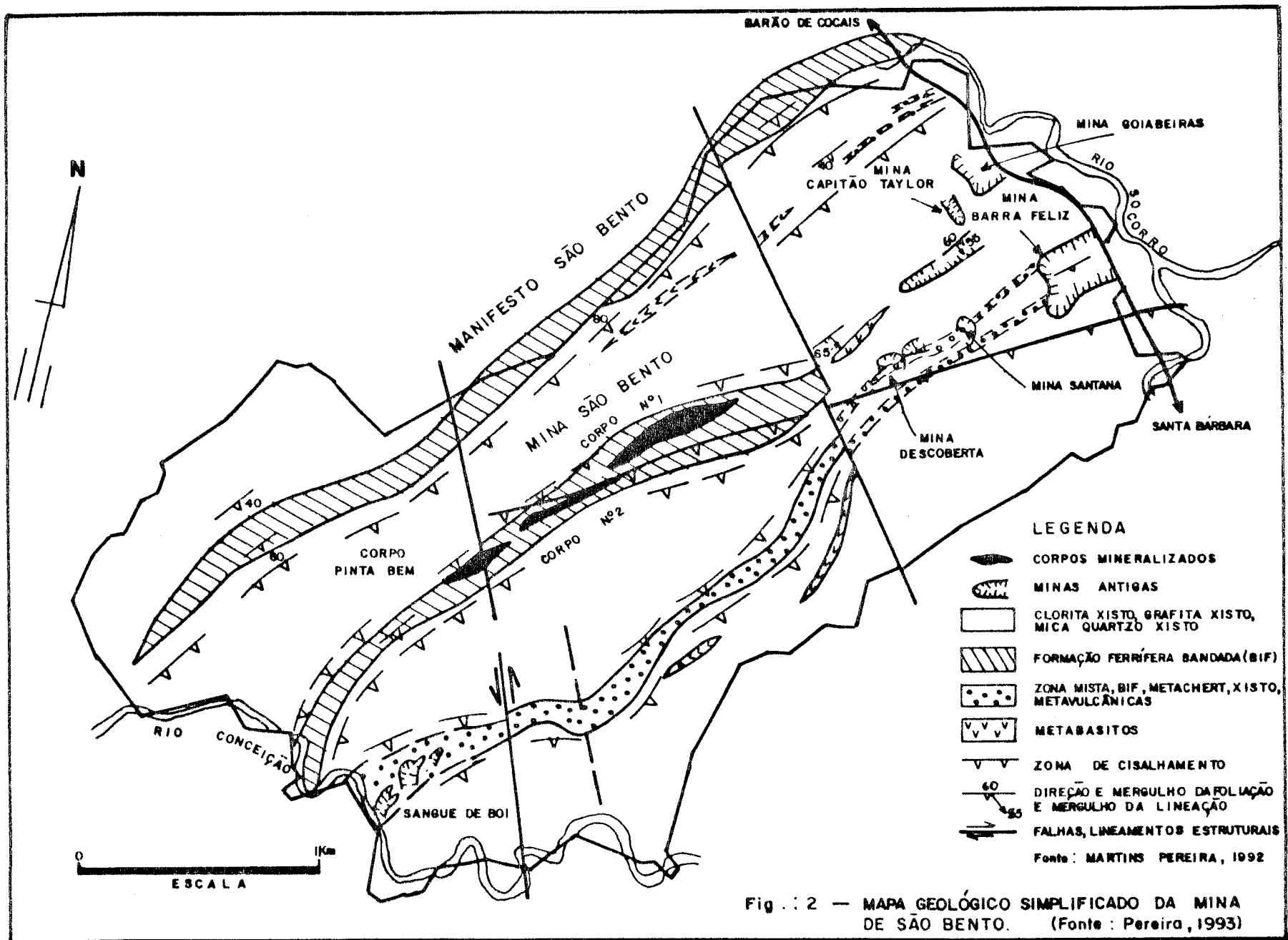
2.2.3 Feições petrográficas das hospedeiras e da mineralização

Estudos petrográficos sobre o minério de São Bento foram realizados por Hofmeyr (1982, 1985, 1986 *in* Pereira, 1992), objetivando a investigação mineralógica dos litotipos e, especialmente, a ocorrência e associação do ouro com os sulfetos e ganga.

Pereira (1992, 1993) descrevem estudos petrográficos e mineralógicos das amostras dos "horizontes" mineralizados e dos conjuntos litológicos que separam esses "horizontes" da Formação Ferrífera São Bento. Os resultados desses trabalhos estão abaixo sumarizados.

As zonas M_1 e M_2 são rochas com bandas milimétricas de cor cinza escura (magnetita), verde escura (clorita) e bege clara (quartzo, carbonato e sericita). O bandamento pode apresentar-se dobrado e, às vezes, rompido. O quartzo encontra-se poligonizado, podendo ter extinção ondulante. A textura é granoblástica. Essas zonas são caracterizadas como *BIFs* facies carbonato, silicato e óxido.

A zona M_3 compõe-se de *BIF* facies carbonato e apresenta cor esverdeada, granulação muito fina e sem bandamento nítido. Sua mineralogia constitui-se de quartzo, carbonato, clorita, sericita e magnetita. O quartzo poligonizado, juntamente com a clorita e sericita, formam um bandamento incipiente que pode estar rompido, e com dobras intrafoliais sem raiz. O carbonato forma pequenos agregados.



UNIDADE ESTRATIGRÁFICA		ESPESSURA MÉDIA (metros)	LITOLOGIA	
Formação Carrapato		~500	Mica xistos; metagrauvascas; quartzo xistos	
Formação Ferrífera São Bento	Membro Ferrífero do Topo	80,0	Formação Ferrífera Bandada (BIF) facies óxido com variações faciológicas laterais e verticais.	
	Membro Ferrífero Basal	Horizonte Leste 2	2,5	BIF - Facies carbon. e óxido; veio de quartzo sulfetado.
		Zona M4	2,0	BIF - Facies silicato, óxido e carbon. com intercalações de clorita xisto.
		Horizonte Leste 1	1,5	BIF - Facies carbonato e óxido; veio de quartzo sulfet.
		Zona M3	8,5	BIF - Facies carbonato com matachert e intercalações de clorita xisto grafitoso e mica xisto carbonático com proporções variáveis da magnetita.
		Horizonte São Bento	3,0	BIF - Facies carbon. e óxido; veio de quartzo sulfetado.
		Zona M2	8,0	BIF - Facies silicato e carbonato com proporções variáveis de facies óxido.
		Horizonte Meio	2,0	BIF - Facies carbon. e óxido; veio de quartzo sulfetado.
		Zona M1	3,0	BIF - Facies carbonato e óxido, com facies silicato subordinadamente.
		Oeste 2	1,5	BIF - Facies carbonato e óxido.
		Zona M1A	2,0	Clorita xisto grafitoso.
		Oeste 1	2,5	BIF - Facies carbonato e óxido.
		Zona de Transição	0,8	Mica xisto carbonático com sulfeto.
Formação Grafitosa Basal		~650	Quartzo clorita xisto grafitoso com nódulos de pirita.	
Formação Ferrífera Inferior ou Barão de Cocais		?	BIF - Facies óxido, silicato e carbonato	

TABELA 1 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA INFORMAL DA MINA DE SÃO BENTO (modificado de Pereira, 1993).

A zona M₄ é uma rocha bandada, com alternâncias de bandas centimétricas de cores cinza escuro (magnetita), verde (clorita e estilpnomelana) e creme (quartzo poligonizado e carbonato). A textura geral é granoblástica. Segundo Pereira (1992), as características petrográficas e mineralógicas da rocha hospedeira da mineralização sulfetada aurífera de São Bento são semelhantes em todos os “horizontes” (Oeste, Meio, São Bento e Leste). A rocha apresenta bandas de cor rosa claro (carbonato e quartzo), escura (magnetita) e branca (quartzo). Veios de quartzo e sulfeto cortam ou acompanham esse bandamento.

A mineralogia básica das zonas contendo ouro compõe-se de clorita, carbonato, sericita, quartzo e opacos. Como acessórios ocorrem rutilo, scheelita, esfeno, calcopirita e bornita. O quartzo aparece formando mosaicos poligonizados e a clorita ocorre inclusa ou em contato com os sulfetos. Nas porções mais sulfetadas, a clorita torna-se praticamente ausente. O carbonato pode formar bolsões monominerálicos. A sericita está intimamente relacionada com os sulfetos.

Os opacos são essencialmente pirrotita, arsenopirita, pirita, magnetita e secundariamente ouro, calcopirita e bornita. Os sulfetos podem conferir um bandamento à rocha, ou podem estar discordantes ao bandamento dado pela magnetita e quartzo. A arsenopirita é idiomórfica e mais frequente, conjuntamente com a pirrotita. A pirita parece estar presente em todos os litotipos como mineral secundário. A arsenopirita está quase sempre se formando às custas da pirrotita e essa da pirita. A magnetita, na zona mineralizada ou nas proximidades desta, é envolvida por grãos de pirrotita e arsenopirita.

Segundo Moseley (1986 *in* Pereira, 1993), o ouro apresenta uma forte relação com o arsênio e com o enxofre. Para Abreu *et al.* (1988), a ocorrência e a distribuição do ouro é muito semelhante nos quatro “horizontes” mineralizados. Cerca de 52% do ouro está principalmente na forma de inclusões na arsenopirita, 46% nas fraturas dos sulfetos e 2% na forma de ouro livre na matriz da BIF.

A paragênese mineral encontrada tanto nas zonas estereis como mineralizadas indica um metamorfismo de baixo grau no sentido de Winkler (1977), citado por Pereira (1992).

Pereira (1993) propõe para o depósito de ouro de São Bento um zonamento mineralógico, relacionando-o à uma alteração hidrotermal em zonas de cisalhamento, o que indica uma intensa circulação de fluidos nessas zonas. Processos semelhantes foram descritos para outras minas de ouro encaixadas no Grupo Nova Lima (Vieira, 1987, 1991). O zonamento proposto por Pereira (1993) encontra-se esquematizado a seguir:

C | B | A | B | C

A - Zona mineralizada

Quartzo + carbonato + sulfeto (arsenopirita ± pirrotita ± pirita) + Au

B - Rocha hospedeira

Quartzo + sericita ± carbonato ± sulfeto (± pirita ± pirrotita ± arsenopirita) ± clorita ± magnetita

C - Rocha regional

Quartzo + clorita + sericita + magnetita + carbonato

2.2.4 Estrutura do depósito

As atitudes das unidades da coluna estratigráfica da Mina possuem direção geral N30-35°E, e mergulho de 50 a 60° para SE. Os trabalhos de desenvolvimento da Mina mostram que na área ocorrem zonas de cisalhamento dúctil, paralelas à foliação, achatando e estirando estratos de diferentes competências. A ocorrência de dobras em bainha demonstra a existência de zonas de cisalhamento compressional (Pereira, 1992).

Não obstante toda essa deformação imposta às rochas e minério do depósito, as camadas apresentam uma certa continuidade lateral e em profundidade, mantendo a estratigrafia local. Os trabalhos subterrâneos realizados no Membro Ferrífero Basal do Corpo 1 demonstram que os "horizontes" Oeste e Meio, bem como os "horizontes" São Bento e Leste, convergem entre si, ao longo do mergulho e da direção, sugerindo que os "horizontes" mineralizados tenham se originado a partir da repetição, por dobramento, de uma única camada de formação ferrífera que hospedaria as porções sulfetadas. As dobras teriam flancos longos com charneiras fechadas, bem apertadas, cuja morfologia é típica de dobramento em bainha em zonas de cisalhamento (Pereira, 1992).

Zonas de cisalhamento são comuns e ocorrem deformando e cortando as faixas mineralizadas. Associadas a estas, também podem ocorrer veios de quartzo-carbonato com sulfetos (pirrotita e pirita) sem ouro. As relações de idade das várias zonas de cisalhamento ainda não são conhecidas.

As lineações de estiramento (S50°E, 5°S) que controlam a mineralização nos planos da foliação e nas zonas de cisalhamento são coincidentes, sugerindo que ambas as feições tenham sido geradas pelo mesmo evento de dobramento (Prado *et al.*, 1991).

Fletcher (1989 *in* Prado *et al.*, 1991) caracteriza dois tipos de mineralização aurífera para São Bento: um tipo associado aos veios de quartzo sulfetados e outro associado aos sulfetos finamente laminado e bandado na formação ferrífera. Spencer (1989 *in* Prado *et al.*, 1991) estabelece, para cada tipo de mineralização, as seguintes características:

Veios de quartzo sulfetados. São feições planares, sendo dispostos num sistema sinistrógero paralelo, ou *en échelon*, com um ângulo entre os sistemas de veios e os planos de cisalhamentos em torno de 5°. A foliação da rocha hospedeira não é afetada quando um veio termina e começa outro. Aparecem no contado basal da formação ferrífera cortando, progressivamente, seu bandamento até o topo dessa formação.

Os veios de quartzo sulfetados também podem aparecer dobrados, com ampla variação na orientação dos eixos de dobras, dentro de uma orientação constante do plano axial. Localmente, esses veios cortam os flancos das dobras das formações ferríferas facies óxido. Esse fato é interpretado como indicativo de que esses veios são posteriores ao dobramento.

Mineralização bandada na formação ferrífera. Essa mineralização consiste de camadas centimétricas a milimétricas de sulfetos, intercalando-se com camadas de *chert* ou carbonato. Esse tipo de mineralização é mais desenvolvida nas proximidades dos veios de quartzo sulfetado. Ocorre um decréscimo da mineralização ao se afastar desses veios. Pode-se seguir uma camada de sulfeto a partir do contato com o veio de quartzo sulfetado, através do *strike*, até uma camada de magnetita na facies óxido da formação ferrífera. Isso indica uma relação espacial entre os dois tipos de

mineralização. A Figura 3 apresenta esquematicamente os dois tipos de mineralização da Mina de São Bento.

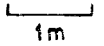
Com relação a estrutura do depósito Pereira (1994) identifica na área três eventos deformacionais (D_1 , D_2 e D_3). D_1 , mais antigo, teria dobrado e repetido a *BIF* que contém as mineralizações auríferas. Estas, posteriormente, teriam sido cisalhadas numa estrutura transcorrente pela deformação D_2 (de idade entre 2.776 e 2.721 Ma), causando fraturamento dúctil-rúptil na *BIF* e fraturamento dúctil nas suas encaixantes. O evento mineralizante em ouro teria ocorrido nessa fase de cisalhamento transcorrente dextral, o qual gerou fraturas em *en échelon* na *BIF* e nas suas encaixantes. A paragênese quartzo-ouro-sulfeto teria sido focalizada para essas zonas de fraturamento. A deformação D_3 (de idade de 2060 Ma) teria achatado os veios em *en échelon*, bem como todo o pacote rochoso, com o desenvolvimento de dobras em bainha, orientando as zonas mineralizadas, as quais são determinadas pela interseção do último dobramento com as zonas de cisalhamento.

Análises de Pb-Pb da pirita e da arsenopirita do minério bandado e remobilizado da Mina de Ouro de São Bento, realizadas por DeWitt *et al.*, 1994, plotam na curva de 2,65 Ga de idade. A pirrotita, que se recristaliza mais facilmente do que os demais sulfetos, plota levemente fora dessa curva, mas dentro do campo do chumbo remobilizado do final do Arqueano.

• • •



BIF facies sulfeto - Tipo 2



Veio de quartzo sulfetado - Tipo 1



Minério aurífero

Fig. 3 - DESENHO ESQUEMÁTICO DOS TIPOS DE MINÉRIO AURÍFERO DA MINA DE SÃO BENTO : TIPO 1 (PRINCIPAL) ASSOCIADA AOS VEIOS DE QUARTZO SULFETADO E TIPO 2 ASSOCIADA À BIF FACIES SULFETO

Capítulo 3 - Amostragem e petrografia dos veios de quartzo da Mina de São Bento

A caracterização das paragêneses minerais, como resultantes da alteração hidrotermal de minerais pré-existentes (Pereira, 1992 - item 2.2.3), e a abundância de veios de quartzo associados à mineralização aurífera sugerem circulação intensa de um fluido hidrotermal à época da mineralização. A dedução da composição química desse fluido e de suas condições físico-químicas podem ser feitas através dos estudos das IFs, contidas em quartzo de veios mineralizados. Esses dados são de grande importância para o conhecimento do papel que os fluidos desempenharam na gênese do depósito da Mina de São Bento, bem como sua evolução no âmbito do QF.

3.1 Amostragem

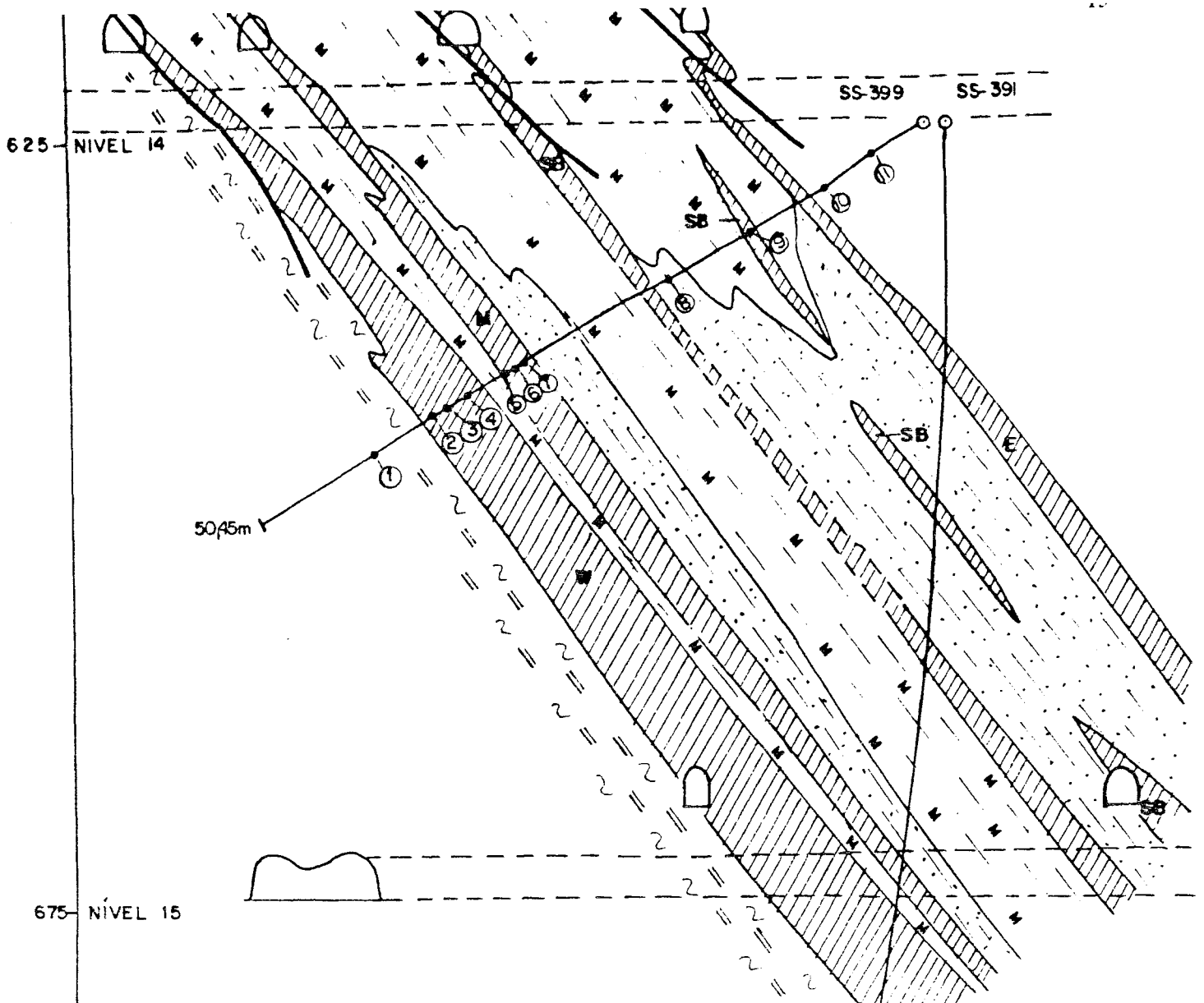
As amostras utilizadas no presente estudo são, basicamente, dos veios de quartzo que cortam e/ou acompanham a *BIF* hospedeira da mineralização aurífera da Formação São Bento e outras formações que compõem a estratigrafia informal da Mina de São Bento, conforme descrito no item 2.2.2.

A justificativa para a escolha desse material reside no fato de que, na Mina de São Bento, determinados veios de quartzo apresentam-se mineralizados em ouro e, portanto, devem conter fluidos que transportaram e/ou participaram da deposição desse metal.

Como visto anteriormente, na área da Mina de São Bento nem todos os veios de quartzo que cortam e/ou acompanham o bandamento da *BIF* são mineralizados. A amostragem em São Bento visou os veios de quartzo, associados ou não com a mineralização aurífera, em diferentes níveis de profundidade, que ocorrem no Corpo 1 da Mina (Figura 2).

Para a realização do presente trabalho foi feita, inicialmente, uma viagem à área da Mina de São Bento, para se conhecer a geologia local, tal como registrada no mapa da Figura 2, e coleta de amostras. Foram coletadas 12 amostras tanto de veios de quartzo associados à mineralização aurífera, como também de veios de quartzo estéreis. Posteriormente, numa segunda visita à Mina, mais três amostras foram coletadas para a complementação dos estudos.

Dentre as 15 amostras coletadas, 14 pertencem ao Corpo 1 (Figura 2) e estão assim distribuídas: 11 amostras de testemunhos de sondagem do furo SS-399 (1 a 11), que intercepta os diversos "horizontes" mineralizados (Oeste, Meio, São Bento e Leste) e zonas estéreis (Figura 4) e 3 amostras de sub-superfície do nível 16, *interdrive* III (K-3, K-5 e K-6) (Figura 5). A amostra 12 é proveniente da entrada da galeria Capitão Taylor (Figura 2), no alinhamento do Corpo 1. A relação das amostras dos veios de quartzo e suas características encontram-se listadas na Tabela 2.



Escala aproximada - 1:400
(Vertical e Horizontal)

LEGENDA

- Clorita xisto grafitoso com modulos de pirita
- Formação ferrífera bandada (Bif) com magnetita (faceis óxido)
- Quartzo clorita xisto com proporções variáveis de metachert e magnetita
- Zona mineralizada :veio de quartzo-sulfeto; sulfeto bandado; rocha quartzo carbonática com magnetita
- Membro ferrífero do topo
- Cisalhamento
- Desenvolvimento subterrâneo
- Furo de sonda
- Amostragem relativa a esta dissertação
- W "Horizonte Oeste"
- M "Horizonte Meio"
- SB "Horizonte São Bento"
- E "Horizonte Leste"

Fig. 4 - SEÇÃO GEOLÓGICA DA MINA DE SÃO BENTO - CORPO Nº 1, SEÇÃO 2105
(Fonte: Pereira, 1993)

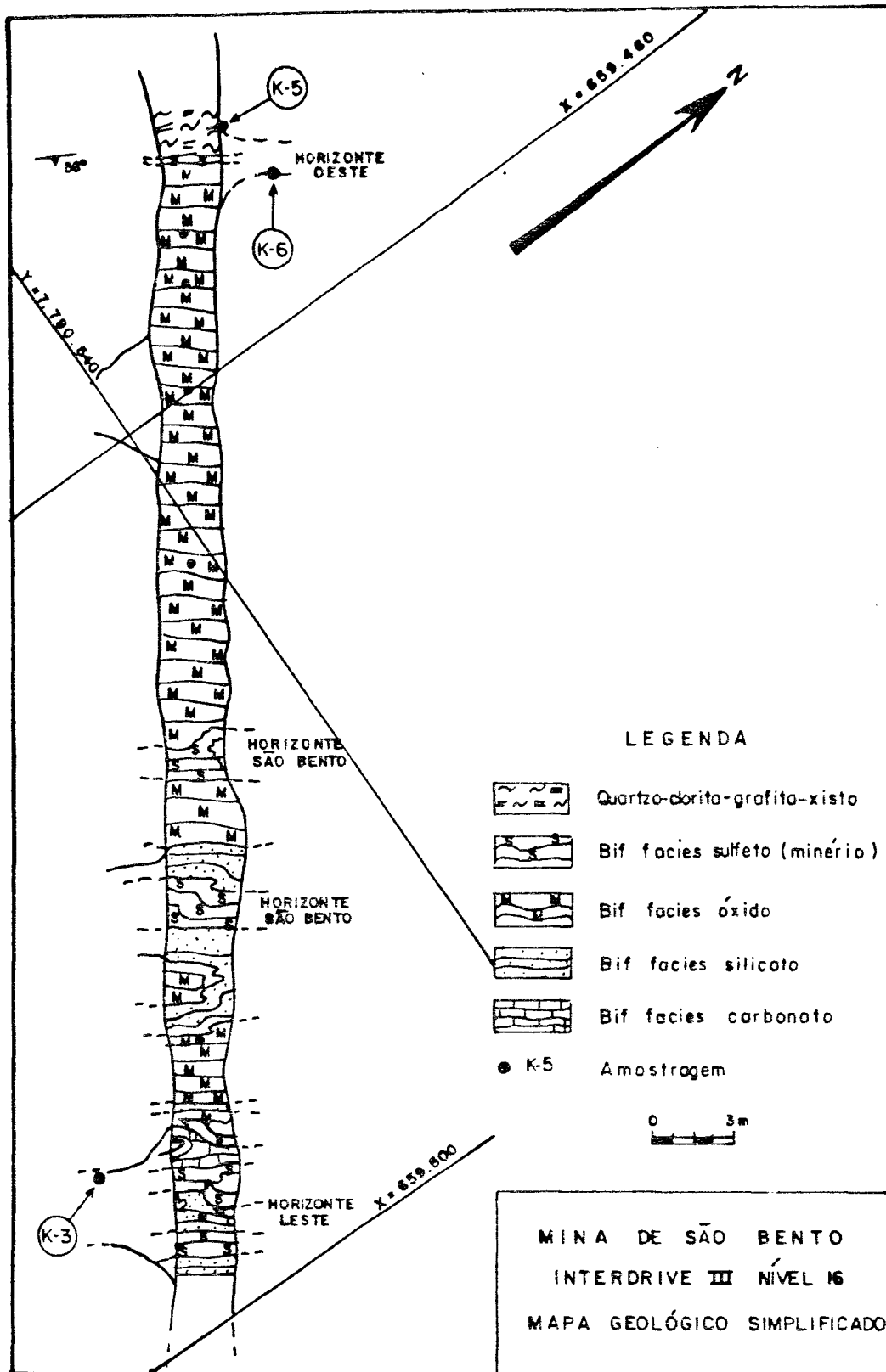


Fig. 5 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO - INTERDRIVE III - NÍVEL 16 DA MINA DE SÃO BENTO

Tabela 2 - Relação das amostras dos veios de quartzo para o estudo de inclusões fluidas da Mina de São Bento. As amostras de 1 a 11 foram coletadas do furo de sondagem SS-399; a amostra 12 na entrada da galeria abandonada Capitão Taylor e as amostras K-3, K-5 e K-6 no nível 16 da *interdrive* III.

AMOSTRA	ENCAIXANTE	VEIO	HORIZONTE	PROF. (m)	Teor Au ppm	MINER.	ESTÉRIL
1	Clorita Xisto Grafitoso	Recrist.	Formação Grafitosa Basal	41,00	-		X
2	BIF	Recrist.	W	37,65	0,96		X
3	BIF	Recrist.	W	36,90	38,40	X	
4	BIF	Recrist.	W	35,38	12,80	X	
5	BIF	Recrist.	Meio	31,80	35,00	X	
6	BIF	Maciço	Meio	31,20	14,20	X	
7	BIF	Recrist.	Meio	30,50	0,32		X
8	Clorita Xisto	Recrist.	São Bento	19,40	5,50	X	
9	BIF	Recrist.	Leste-1	13,30	14,14	X	
10	BIF	Recrist.	Membro Fer. Topo	7,70	0,76		X
11	BIF	Recrist.	Membro Fer. Topo	4,10	-		X

12	Clorita Xisto Grafitoso	Maciço	Alinhamento do Corpo 1	Superfície	4,00	X	
----	-------------------------------	--------	---------------------------	------------	------	---	--

K-3	BIF	Recrist.	Leste	Nível 16	-	X	
K-5	Xisto	Maciço	Xisto Base Pacote	Nível 16	-		X
K-6	Xisto-BIF	Maciço	Contato Xisto BIF	Nível 16	-	X	

3.2 Petrografia dos veios de quartzo

Das amostras de quartzo de veios coletadas, foram confeccionadas lâminas delgadas para estudos petrográficos e lâminas polidas nas duas faces para os estudos das IFs. Os trabalhos foram conduzidos estudando-se, separadamente, amostras associadas à mineralização aurífera e amostras estéreis.

3.2.1 Veios mineralizados

As amostras 3, 4, 5, 6, 8, 9, 12, K-3 e K-6 relacionam-se com a mineralização aurífera. Os estudos petrográficos dessas amostras permitiram classificar, basicamente, dois tipos de quartzo de veio: um tipo maciço e o outro tipo recristalizado. A relação de campo e análises químicas mostram que ambos os tipos podem estar relacionados com a mineralização aurífera.

As amostras 6, 12 e K-6 são do tipo maciço. Mesoscopicamente, apresentam-se compactas, transparentes, disformes e com fraturas conchoidais (Foto 1). Microscopicamente, mostram grandes cristais xenoblásticos, com bordas ou contornos irregulares, e localmente com início de formação de subgrãos (Foto 2).

As amostras 3, 4, 5, 8, 9 e K-3 são do tipo quartzo recristalizado. Em amostras de mão evidenciam uma textura sacaróide, às vezes friável, e com uma cor leitosa (Foto 3). Microscopicamente, constituem-se de grãos recristalizados com formas poligonizadas a semi-poligonizadas, limpos, geralmente formando pontos triplos, equidimensionais, ora em faixas de granulação mais fina, ora mais grossa. Dispersos entre esses grãos recristalizados ocorrem, ainda, grãos maiores, alongados, de contornos irregulares e com aspecto sujo (Foto 4). Os grãos recristalizados serão aqui denominados de grãos "limpos" e os subgrãos maiores e irregulares de "sujos".

Portanto, a microscopia das amostras de veios mineralizados mostram dois tipos de veios de quartzo: maciço e recristalizado. Porém, a microscopia da amostra 6 (quartzo maciço-mineralizado) evidencia, além dos grandes cristais xenoblásticos de quartzo maciço, faixas onde o quartzo está totalmente recristalizado, com desenvolvimento de carbonato e clorita (Foto 5), sugerindo uma relação temporal entre esses dois tipos de veios, onde o quartzo recristalizado seria oriundo do quartzo maciço.

Além disso, nas amostras estudadas de quartzo recristalizado verificam-se grãos de quartzo de granulação grossa, dispersos numa massa de grãos recristalizados (Foto 6). Esses grãos de granulação grossa representam antigos cristais de quartzo maciço e apresentam extinção ondulante, com diferentes graus de reorganização interna e desenvolvimento de estrutura de subgrãos, provavelmente interrompidos antes de sua recristalização total.

Na Foto 7 observa-se um desses subgrãos apresentando abundância de IFs e início da formação de grãos recristalizados, onde se verifica uma migração das IFs do seu interior para seus limites. Isso indica que as amostras estudadas dos veios de quartzo da Mina de São Bento estiveram sob um regime de recristalização dinâmica passando do tipo maciço para o tipo recristalizado.

Nessas amostras de veios de quartzos mineralizados a arsenopirita é o sulfeto mais abundante, seguida da pirrotita e pirita. A calcopirita ocorre subordinadamente associada à arsenopirita.

A arsenopirita apresenta-se como cristais euédricos ou anédricos, às vezes fraturada e preenchida por pirrotita (Foto 8). A pirrotita apresenta-se ora como grandes cristais, ora como inclusões dentro da arsenopirita, ou ainda como inclusões dentro da pirita com formas arredondadas (Foto 9). A pirita geralmente está englobada pela arsenopirita e, às vezes, ocorre como cubos, ou grandes cristais anédricos. De acordo com Enzo Garayp, geólogo da Mineração São Bento, (comunicação verbal), na Mina de São Bento ocorrem pelo menos duas gerações de pirita.

O ouro ocorre como traços e se apresenta como inclusões dentro da arsenopirita (Foto 10), ou dentro da pirita.

3.2.2 Veios estéreis

As amostras 1, 2, 7, 10, 11 e K-5 são estéreis. Dentre essas amostras verifica-se também, à semelhança dos veios mineralizados, a presença dos dois tipos de veios de quartzo: maciço e recristalizado.

A amostra K-5 é do tipo maciço e as amostras 1, 2, 7, 10 e 11 são do tipo recristalizado. As características texturais dos veios de quartzos maciço e recristalizado são as mesmas indicadas no item anterior. Nessas amostras estéreis a magnetita predomina e a calcopirita ocorre subordinadamente.

• • •

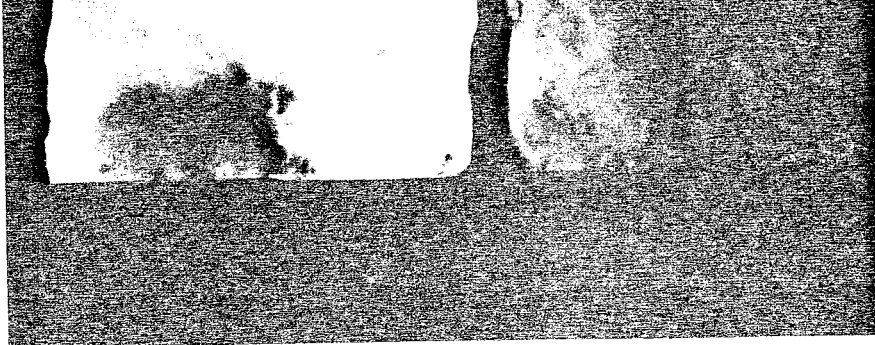


Foto 1 - Veio de quartzo maciço, em contato com zona sulfetada da *BIF*. Amostra 6 (quartzo maciço mineralizado) testemunho de sondagem do furo SS-399. Escala: a barra equivale a 1cm.

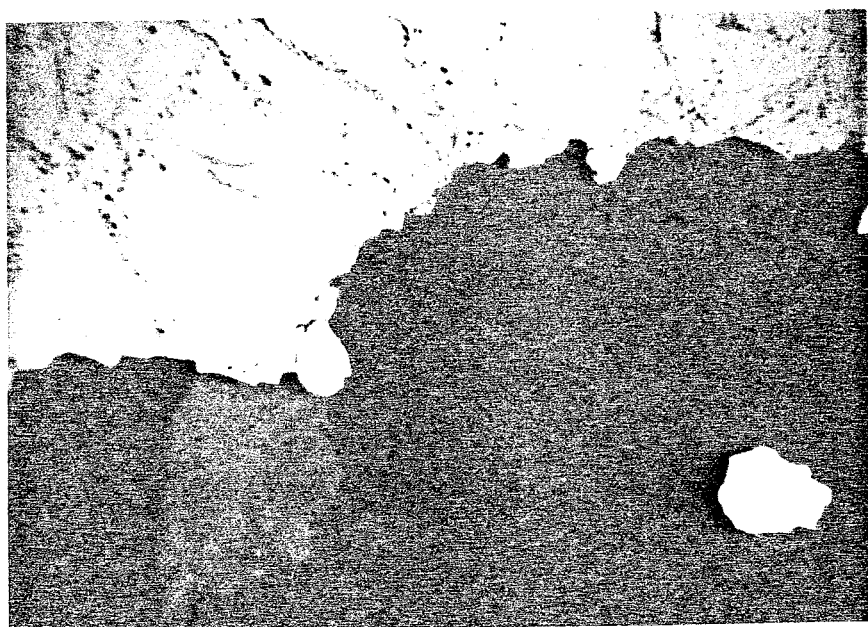


Foto 2 - Aspecto petrográfico do veio de quartzo maciço (Amostra 6), apresentando grandes cristais xenoblásticos, com contornos irregulares. Escala: a barra equivale a 0.3 mm.



Foto 3 - Veio de quartzo recristalizado da amostra K-3 (quartzo recristalizado mineralizado), coletada na *interdrive III* - nível 16. Escala: a barra equivale a 1 cm.

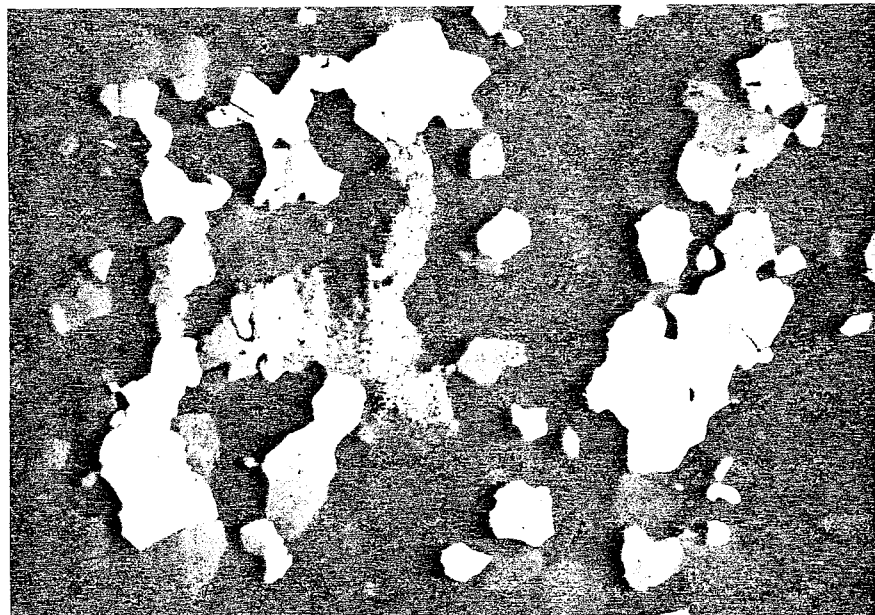


Foto 4 - Aspecto petrográfico do veio de quartzo recristalizado da amostra 11 (quartzo recristalizado estéril) onde se pode observar vários grãos recristalizados ("grãos limpos") e outros maiores, com formas alongadas e irregulares ("grãos sujos"). Escala: a barra equivale a 0.3 mm.

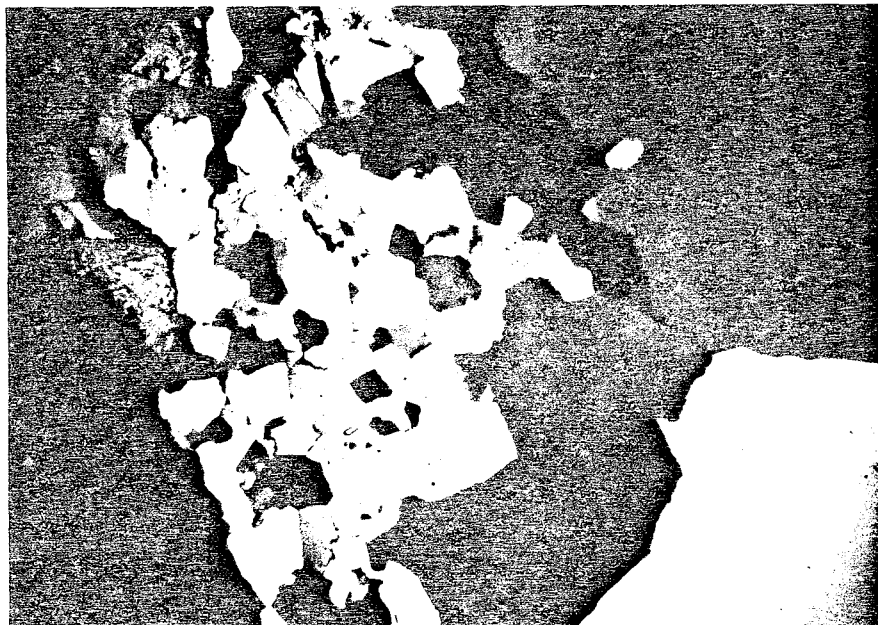


Foto 5 - Aspecto petrográfico da amostra 6 (quartzo maciço mineralizado), onde se verifica no lado esquerdo da foto, faixas recrystalizadas, com o desenvolvimento de carbonato. Escala : a barra equivale a 0.3 mm.

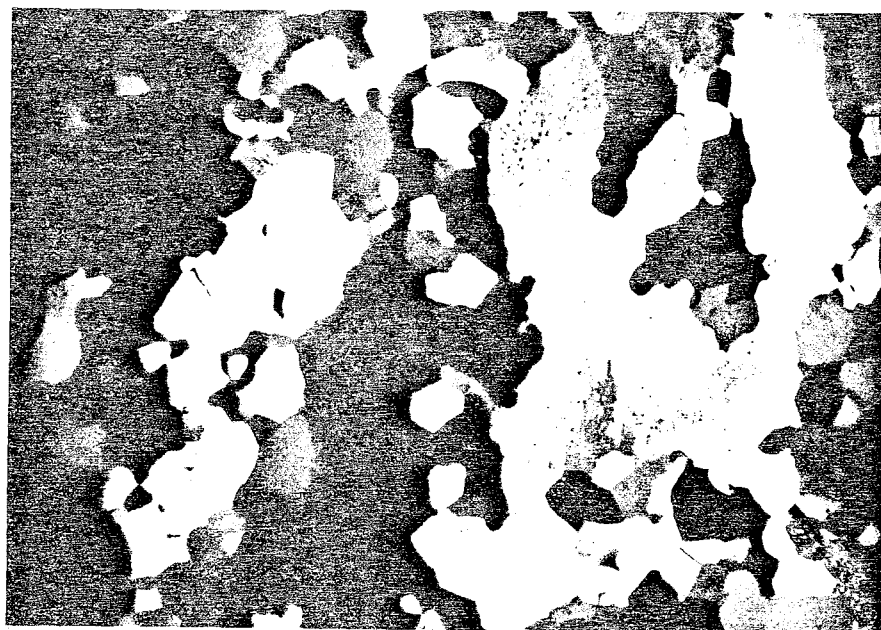


Foto 6 - Aspecto petrográfico da Amostra 11 (quartzo recrystalizado estéril) onde se observa subgrãos de quartzo remanescentes dispersos numa massa de quartzo recrystalizado. Escala: a barra equivale a 0.3 mm.

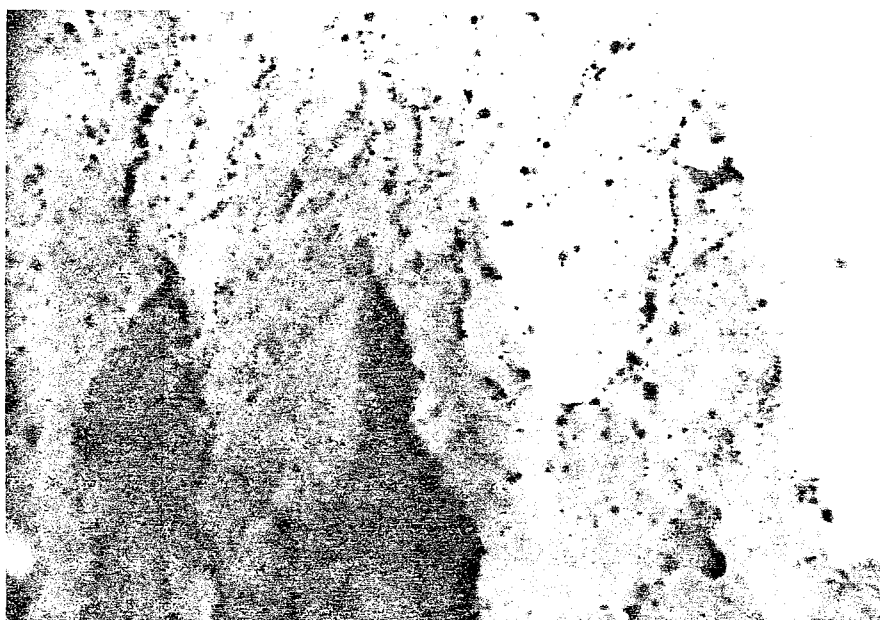


Foto 7 - Detalhe do subgrão de quartzo remanescente, da foto 6, com abundância de inclusões fluidas. Pode-se observar o início da formação dos grãos recrystalizados com a migração das inclusões fluidas para seus limites (Amostra 11-quartzo recrystalizado estéril). Escala : a barra equivale a 0.05 mm.

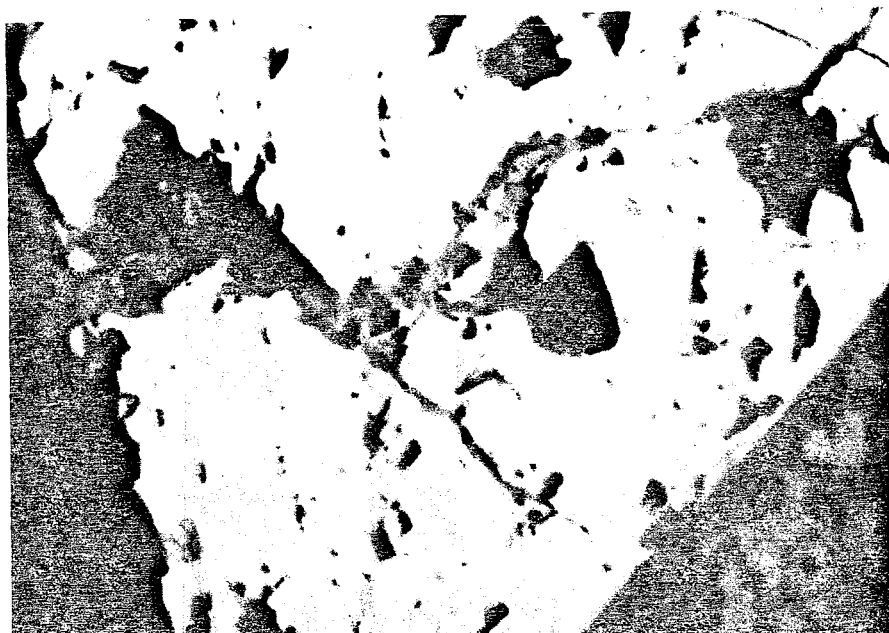


Foto 8 - Arsenopirita fraturada com preenchimento de pirrotita (Amostra 9-quartzo recristalizado mineralizado). Escala : a barra equivale a 16 μ m.

Foto 9 - Pirrotita arredondada dentro da pirita (Amostra K-3 quartzo recristalizado mineralizado). Escala : a barra equivale a 6,3 μ m.

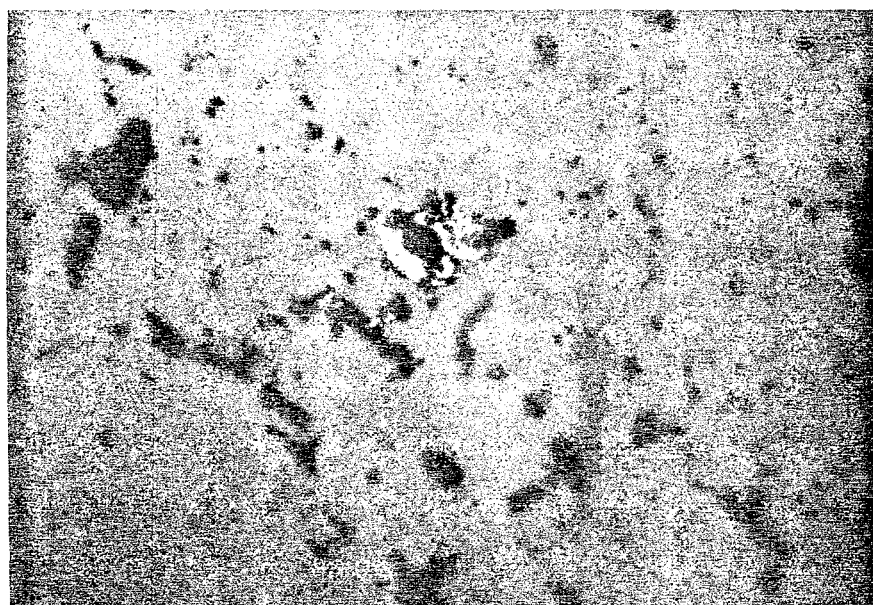
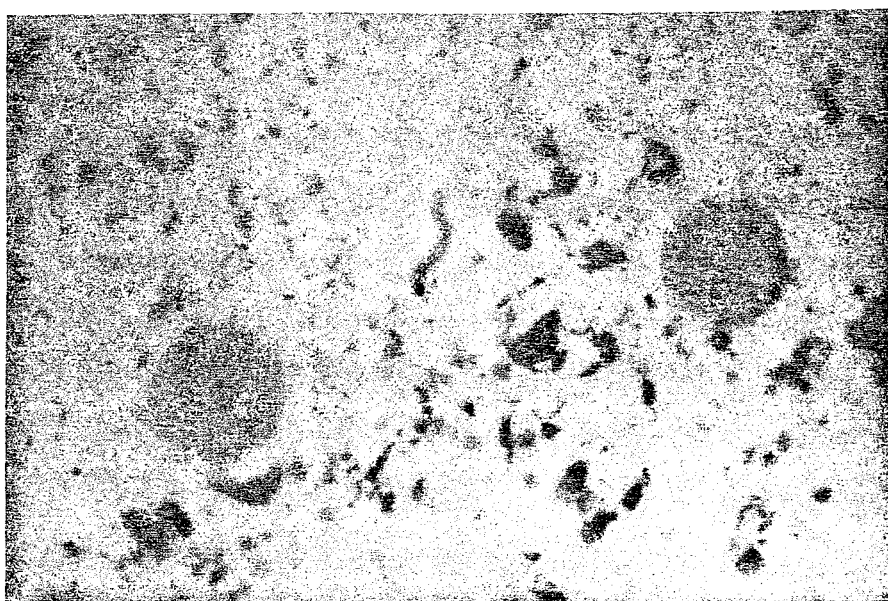


Foto 10 - Dois grãos de ouro dentro da arsenopirita da amostra K-3(quartzo recristalizado mineralizado). Escala : a barra equivale a 6,3 μ m.

Capítulo 4 - Inclusões fluidas

Uma vez que o presente trabalho tem como objetivo principal o estudo das IFs dos veios de quartzo mineralizados e estéreis que acompanham e/ou cortam as *BIFs* da Mina de São Bento, julgou-se ser necessário fazer algumas colocações básicas a respeito dos métodos e procedimentos utilizados nesse estudo.

4.1 Conceitos básicos

IFs são porções de fluidos aprisionados nos minerais. Elas representam os paleofluidos dos quais os minerais e rochas se formaram ou aos quais estiveram expostos. O estudo das IFs é de grande importância, pois elas permitem determinar ou estimar as várias condições físico-químicas reinantes durante a sua formação (Roedder, 1984). Assim, podem ser estabelecidas as condições físico-químicas que ocorreram durante a formação de rochas magmáticas, diagênese das rochas sedimentares, o metamorfismo das rochas metamórficas, além do estabelecimento da gênese dos diversos jazimentos minerais (Fuzikawa, 1985). Por isso, as IFs cada vez mais estão sendo utilizadas em estudos petrológicos e metalogenéticos (Ho *et al.*, 1990 ; Xavier, 1993, entre inúmeros outros).

Os fluidos contidos nas IFs podem se apresentar como fases líquidas ou gasosas. Associadas a estas fases podem ocorrer ainda uma ou mais fases sólidas.

Com relação ao número de fases presentes, à temperatura ambiente, as IFs podem ser monofásicas, quando apresentam somente uma fase líquida ou gasosa; bifásicas, quando contêm duas fases, sejam elas líquida + gasosa, líquida + sólida, duas líquidas (dois fluidos imiscíveis), ou sólida + gasosa (inclusões vítreas); trifásicas, quando apresentam uma combinação de três fases, onde as mais comuns são de duas líquidas + gasosa e de líquida + gasosa + sólida; e polifásicas ou multifásicas, quando são constituídas por quatro ou mais fases (Fuzikawa, 1985).

A proporção líquido/gás de uma inclusão fluida bifásica pode variar. A estimativa da porcentagem do volume de gás pode ser feita para inclusões esféricas e achatadas (Figura 6).

A água e CO₂ têm sido reconhecidos nas IFs, há muito tempo, mas outras espécies gasosas como CO, CH₄, N₂, SO₂, H₂S, HS⁻ e H₂ têm sido detectadas em consequência do desenvolvimento de novas técnicas analíticas. Esses gases podem ocorrer como substância pura ou, muitas vezes, como misturas com H₂O ou CO₂, tais como H₂O-CO₂, CO₂-CH₄ ou CO₂-N₂ (Kerkhof, 1988).

A água é um dos componentes mais comuns de muitas IFs (Roedder, 1984). Na maioria das vezes, a água é uma solução salina de concentrações variadas. Quando a água ocorre junto com o gás carbônico ou os hidrocarbonetos líquidos, ela é imiscível nos mesmos, formando fases distintas, à temperatura ambiente.

Todos os minerais podem conter IFs. Porém, o quartzo é o mineral mais apropriado para o estudo das IFs por causa de sua abundância, boa transparência, ausência de clivagem mineral e de sua fácil propriedade de (re)crystalização e cicatrização (Kerkhof, 1988).

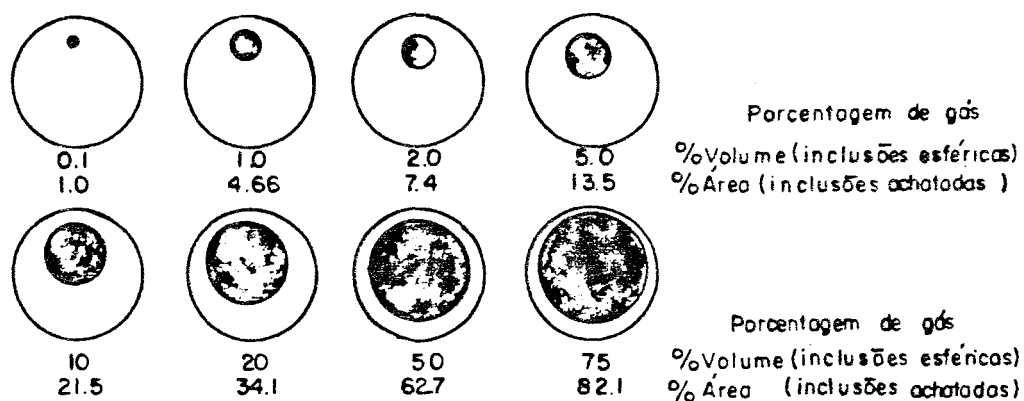


Fig. 6 - APARÊNCIA DE INCLUSÕES CONTENDO VÁRIAS PORCENTAGENS DE VOLUME DA FASE GASOSA, NA QUAL TANTO A BOLHA COMO A INCLUSÃO SÃO ESFÉRICAS. A PORCENTAGEM DA ÁREA REFERE-SE ÀS INCLUSÕES FINAS E ACHATADAS, ONDE A BOLHA E A INCLUSÃO SÃO ASSUMIDAS SEREM CIRCULARES, DE ESPESSURAS INSIGNIFICANTES: NESSAS, A PORCENTAGEM DA ÁREA É IGUAL À PORCENTAGEM DO VOLUME. (Fonte: Roedder, 72)

IFs são classificadas em três tipos: primárias, pseudo-secundárias e secundárias. As primárias são formadas durante o crescimento do cristal. As pseudo-secundárias formam-se pela cicatrização de fraturas que se desenvolvem ainda durante o crescimento do mineral. Posteriormente à sua cristalização, o mineral pode sofrer fraturas por onde haja penetração de fluidos. A cicatrização posterior destas fraturas pode aprisionar os fluidos, originando as IFs secundárias (maiores detalhes em Roedder, 1981, 1984).

Assim, as IFs primárias e pseudo-secundárias permitem a obtenção de dados sobre os fluidos e as condições físico-químicas existentes durante a formação do mineral, e as IFs secundárias os mesmos dados existentes durante eventos posteriores.

As IFs primárias geralmente são raras e isoladas, e ocorrem com frequência em rochas ígneas, em pegmatitos e gemas. As IFs secundárias, por sua vez, são numerosas e apresentam-se, normalmente, ao longo de um alinhamento. Rochas metamórficas contêm abundantes IFs secundárias e, raramente, são reconhecidas nelas IFs primárias.

A cronologia relativa entre os planos de fraturas cicatrizadas contendo IFs secundárias pode, eventualmente, ser estabelecida quando estas apresentarem características diferentes (Touret, 1981; Wilkins, 1990).

Wilkins & Barkas (1978) subdividem as inclusões secundárias em dois tipos: aquelas resultantes de uma deformação rúptil, que se associam a fraturas cicatrizadas, e aquelas resultantes de uma deformação dúctil, que se associam com os limites de faixas de deformação.

As IFs de deformação rúptil são formadas durante a cicatrização dos planos de fraturas, e podem ser contínuas através de vários grãos. Segundo Wilkins (1990), quanto mais completa e contínua a superfície dos planos de fraturas, mais recente sua época de formação. Num mineral onde existe um número muito grande de fraturas cicatrizadas, como consequência de episódios repetidos de fraturamento e cicatrização, as superfícies das inclusões maiores são progressivamente quebradas e finalmente destruídas (Wilkins, 1990). A consequência, quanto à cronologia para as inclusões isoladas, ou grupo de pequenas inclusões, é que elas podem ser remanescentes das superfícies precoces de fraturas cicatrizadas com IFs.

Estudos sobre as mudanças de formas das IFs, inicialmente imaturas, em cristais submetidos a longos períodos de recristalização, sugerem que a maioria das IFs em minerais apresentam hoje uma forma modificada em relação à sua forma original, em consequência de processos de minimização da energia superficial. Isto se aplica, principalmente, às IFs secundárias (Gratier, 1984; Gratier & Jenatton, 1984 ambos *in* Wilkins, 1990).

Os principais fatores que controlam a taxa de desenvolvimento da forma de equilíbrio das inclusões são o tamanho, a forma inicial, a solubilidade do material hospedeiro, a composição dos fluidos e a história térmica da rocha. Devido ao número de fatores envolvidos, muitos dos quais de difícil quantificação, o fator forma tem sido considerado como uma característica de pequeno valor diagnóstico para a determinação da origem da inclusão (Ypma, 1963; Roedder, 1968 ambos *in* Wilkins, 1990). Entretanto, se um mineral contém duas gerações de IFs secundárias de composição semelhante, e cronologia relativa incerta, é provável que as inclusões mais equidimensionais sejam mais antigas, particularmente se elas têm uma forma de cristal negativo mais perfeita (Roedder,

1972; Wilkins, 1990). O cruzamento de planos de inclusões secundárias de tamanhos pequenos, com planos de inclusões maiores, pode ser uma indicação de que as inclusões maiores foram formadas posteriormente (Wilkins, 1990).

Já as inclusões de deformação dúctil associam-se com as feições de deformação de restabelecimento (recristalização) dos grãos minerais, e limitam-se espacialmente com bandas de deformação ou grãos. No interior dos grãos recristalizados há uma ausência quase total de IFs, podendo ocorrer uma ou outra IF. Isso deve-se ao fato de que durante a recristalização, as IFs foram quase que totalmente eliminadas do centro dos grãos e os fluidos das mesmas foram, provavelmente, migrados e reorganizados, próximo ao limite dos mesmos, deixando o seu interior limpo.

4.2 Metodologias utilizadas no estudo de inclusões fluidas

Como visto anteriormente, IFs em minerais e rochas representam amostras originais dos fluidos dos quais o mineral hospedeiro se formou e/ou que estiveram presentes durante processos geológicos posteriores, incluindo a deposição de minérios. Várias técnicas têm sido utilizadas no estudo das IFs para a obtenção da composição, salinidade e densidade dos fluidos, composição dos sólidos, assim como a temperatura (T) e pressão (P) de formação dessas IFs (Roedder, 1990).

Basicamente, essas técnicas têm sido subdivididas em métodos não destrutivos e métodos destrutivos. Dentre as técnicas não destrutivas, incluem-se: a microscopia, a catodoluminescência, a microtermometria, a espectroscopia Raman, a Pixe-Pige, infra-vermelho com transformada de FOURIER (FTIR). As principais técnicas destrutivas são: a crepitemetria, o esmagamento, a lixiviação e análise química, a cromatografia de gases, o microscópio eletrônico de varredura (MEV). Maiores informações sobre essas e outras técnicas podem ser obtidas em Roedder (1972, 1984, 1990), Hollister (1981), Hollister *et al.* (1981), Fuzikawa (1982, 1985), Kerkhof (1988) e Anderson *et al.* (1989).

No presente estudo, as principais técnicas utilizadas no estudo das IFs dos veios de quartzo do Corpo 1 da Mina de Ouro de São Bento foram: a microscopia, a catodoluminescência, a microtermometria, a espectroscopia microRaman (métodos não destrutivos), e o esmagamento (método destrutivo). A seguir, apresenta-se uma breve introdução sobre as técnicas e procedimentos utilizados no estudo das IFs de São Bento.

4.2.1 Preparação das amostras e microscopia das inclusões fluidas

Os estudos das IFs são feitos através de lâminas polidas em ambas as faces, cuja preparação segue, inicialmente, a seqüência de preparação de lâminas delgadas. Inúmeras publicações tratam, com algumas variações, dos procedimentos a serem seguidos (Hollister *et al.*, 1981; Roedder, 1984). Primeiramente, obtém-se uma pastilha com faces paralelas, do mineral ou rocha a ser estudado. Em seguida é feito um aplainamento e polimento ótico de uma das faces da pastilha. Cola-se, à frio, essa face polida da pastilha em uma lâmina de vidro, com um produto que possa ser, posteriormente, dissolvido. A pastilha da amostra é então rebaixada para espessuras que variam entre 0,2 e 0,3 mm, ou mesmo mais finas, dependendo da transparência da rocha e/ou mineral. Logo após, essa face da

amostra também é polida. A qualidade do polimento é de extrema importância, para dar maior transparência ao mineral, melhorando-lhe a visibilidade das inclusões. Nesse estágio, a lâmina já pode ser utilizada para a microscopia. Finalmente, descola-se a lâmina polida nas duas faces do vidro, por dissolução do cimento.

A microscopia petrográfica constitui o primeiro passo do estudo de IFs. As primeiras observações das IFs podem ser feitas através de lâminas petrográficas normais. Elas visam, numa primeira aproximação, determinar a presença das IFs e, se possível, suas características físicas mais evidentes, tais como as fases presentes, as morfologias, os tamanhos, sua classificação (primárias, pseudo-secundárias ou secundárias), limitadas, evidentemente, pela espessura dessas lâminas e seu modo de confecção.

A microscopia mais abrangente e definitiva é sempre realizada na lâmina espessa polida em ambas as faces, quando são classificadas e selecionadas as IFs a serem estudadas por microtermometria e outros métodos (maiores detalhes em Roedder, 1972, 1984).

Nessa fase, todas as informações possíveis sobre as IFs contidas nos minerais da lâmina polida nas duas faces deverão ser levantadas através de desenhos, esquemas e fotografias do campo microscópico em observação, indicando sempre que possível sua gênese (primária, pseudo-secundária ou secundária), o modo de ocorrência, suas dimensões (em μm), sua morfologia, as fases presentes, relação líquido/gás, presença de fases sólidas ou de "minerais de saturação"* , além de outros dados que se julgarem ser interessantes. Essa é, normalmente, uma das fases mais demoradas do trabalho.

Após essa etapa, a lâmina pode ser quebrada em tamanhos apropriados (aproximadamente $0,25\text{ cm}^2$), que contenham a inclusão ou grupo de inclusões a serem estudadas pela microtermometria (aquecimento/resfriamento).

4.2.2 Microtermometria - estudos de resfriamento

A técnica para medir temperaturas de mudanças de fases em IF denomina-se microtermometria e constitui-se de estudos criométricos e por aquecimento. Esses estudos são efetuados em platinas especiais, que se adaptam aos microscópios petrográficos, e que permitem se observar o comportamento das inclusões durante o resfriamento e/ou aquecimento. A mudança de temperatura poderá provocar mudanças de fase das substâncias presentes nas inclusões. O modo como estas mudanças ocorrem, e suas respectivas temperaturas, são comparadas com as de fases que já tenham sido experimentalmente estudadas e estabelecidas. Assim, obter-se-ão informações sobre a composição química, a salinidade, a densidade dos fluidos e as temperaturas e pressões mínimas de formação das inclusões (Fuzikawa, 1985). Descrições sobre várias etapas de resfriamento e aquecimento podem ser encontradas em Hollister (1981), Hollister *et al.* (1981) e Roedder (1984).

Para a utilização da microtermometria é necessário se conhecer, em detalhe, os diagramas de fases das substâncias puras ou compostas mais comuns, encontradas nas IFs. Os estudos de IF partem do

* "Minerais de Saturação" - Minerais ou cristais formados a partir de um fluido homogêneo aprisionado nas inclusões, quando este fluido atinge o ponto de saturação em uma ou mais fases que não sejam a do mineral hospedeiro, com o decréscimo da temperatura. O mais comum de todos é o NaCl (Fuzikawa, 1985).

pressuposto que a composição e densidade dos fluidos de uma inclusão fluida não tenham se alterado desde a sua formação. Exceto nos casos onde há constatação de vazamento parcial de fluidos (Roedder & Skinner, 1968; Roedder, 1984), ou observação de estrangulamento de uma IF (Roedder, 1981; Touret, 1977), ou ainda a ocorrência de dilatação inelástica das IFs em determinados minerais (Bodnar & Bethke, 1984; Fuzikawa & Alves, 1984), a microtermometria pode ser utilizada com grande proveito. Assim sendo, nos estudos microtermométricos das IFs, as mudanças de fase ocorrem num sistema isocórico, ou seja, a volume constante.

IFs são, geralmente, sistemas multifásicos em equilíbrio químico numa dada temperatura. Em alguns casos, sua composição pode ser representada como um sistema unitário ou binário, para o qual diagramas de fases e propriedades volumétricas são conhecidos no espaço diagramático da pressão (P), volume molar (V), temperatura (T) e composição (X)

Qualquer composto puro pode ser caracterizado através de um diagrama P-T, no qual a curva de equilíbrio líquido-gás liga o seu ponto triplo ao seu ponto crítico (Figura 7). O Quadro 2 apresenta as constantes físicas de algumas substâncias puras, mais comumente encontradas nas IFs.

Quadro 2 - Propriedades de alguns fluidos puros (Fonte: Touray 1985).

Tipo	Temperatura do Ponto Triplo (°C)	Temperatura de Ebulição (°C)	Temperatura Crítica (°C)	Pressão Crítica (bar)
N ₂	-210,0	-195,8	-147,0	34,0
CH ₄	-182,5	-161,5	-82,6	46,0
CO ₂	-56,6	-78,6	+31,1	73,8
H ₂ S	-85,3	-60,3	+100,4	90,1
H ₂ O	+0,01	+100,0	+374,0	220,5

Essas constantes físicas caracterizam cada uma dessas substâncias. Assim, por exemplo, se durante os estudos de resfriamento das IFs ocorrer uma fusão à -56,6°C, ela indica que o fluido em questão é o dióxido de carbono (TfCO₂= -56.6°C).

Num diagrama de P-T de um composto puro, por ex. CO₂ (Figura 7), a curva de equilíbrio líquido-gás é interceptada por várias linhas. Cada uma dessas linhas, denominadas de isócoras, representa a variação das condições de P e T na qual o fluido com aquela densidade foi aprisionado. A temperatura de homogeneização é aquela onde um composto puro apresenta-se como um fluido homogêneo. No caso do CO₂, a temperatura de homogeneização (ThCO₂) deve ser menor ou igual a +31,1°C (ponto crítico do CO₂ puro). Assim, a densidade do CO₂ pode ser determinada através das temperaturas de homogeneização das IF carbônicas com a condição de que o tipo de homogeneização seja conhecida, ou seja: homogeneização na fase líquida (diminuição do volume da

bolha); na fase gasosa (aumento do volume da bolha); ou através da homogeneização crítica (desaparecimento da bolha sem mudança de volume). A isócora crítica, situada no prolongamento da curva de equilíbrio líquido-gás, separa isócoras de altas e baixas densidades, relativas às homogeneizações na fase líquida e na fase gasosa, respectivamente.

O conhecimento do sistema CH_4 em condições de baixas P e T baseia-se nos dados de Angus *et al.* (1976) e Vagarftik (1972) (ambos *in* Kerkhof, 1988). A temperatura crítica do CH_4 é $-82,6^\circ\text{C}$ e a temperatura de fusão é de $-182,5^\circ\text{C}$ (Figura 8). Falta o conhecimento de dados termodinâmicos para altas P e T.

Os pontos importantes do sistema H_2O para análises microtermométricas são o ponto triplo a $+0,01^\circ\text{C}$ e o ponto crítico a $+374^\circ\text{C}$. A Figura 9 representa o diagrama de fases desse sistema, com suas respectivas isócoras (Crawford, 1981; Roedder, 1984).

A adição ao CO_2 de voláteis como CH_4 , N_2 , etc., com baixas temperaturas dos pontos triplo e crítico (vide Quadro 2), resultará no rebaixamento dessas temperaturas do CO_2 . Portanto, em IF em que haja depressão da temperatura de fusão da fase rica em CO_2 (T_{fc}), ela indicará a presença desses gases no fluido.

Sistemas de dois componentes são representados por diagramas mais complexos. O sistema CO_2 - CH_4 , por ex., é discutido por Hollister & Burruss (1976), Swanenberg (1979), Burruss (1981), Kerkhof (1988) e Roedder (1984), e assemelha-se ao sistema CO_2 - N_2 estudado por Guilhaumou *et al.* (1981), Touret (1982) e Kerkhof (1988).

No diagrama de fases P-T, composto por CO_2 e CH_4 (Figuras 10 e 11), observa-se que as curvas de equilíbrio líquido-gás ligam os pontos triplos aos pontos críticos para cada uma das composições do sistema. A "curva crítica" do CO_2 - CH_4 é a curva que une os pontos críticos do CO_2 e CH_4 puros e todas as composições intermediárias.

A "curva univariante do ponto triplo" liga o ponto triplo do CO_2 ao ponto quádruplo univariante do sistema, situado nas proximidades do ponto triplo do CH_4 . O rebaixamento do ponto triplo, obtido através da temperatura de fusão do CO_2 , projetada na curva univariante do ponto triplo, pode ser usada como uma propriedade para se determinar a quantidade de CH_4 na mistura. Esta curva representa o deslocamento do ponto triplo da mistura $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$, com quantidades crescentes de CH_4 .

As curvas BPC e DPC (Figura 11) são construídas a partir de composições fixas. A parte superior corresponde ao aparecimento de uma fase gasosa (bolha), quando o fluido homogêneo é resfriado ao longo de um caminho isocórico denominado curva de homogeneização do líquido (BPC). A parte inferior corresponde ao aparecimento de uma fase líquida, denominada de curva de homogeneização do gas (DPC).

Portanto, a temperatura de fusão do CO_2 fixa a composição da fase carbônica. A composição da fase líquida pode ser determinada pela escolha de uma curva BPC que intercepte a curva do ponto triplo na temperatura de fusão final. Igualmente, a composição da fase gasosa pode ser encontrada no cruzamento da curva DPC, com a curva do ponto triplo na temperatura de fusão final.

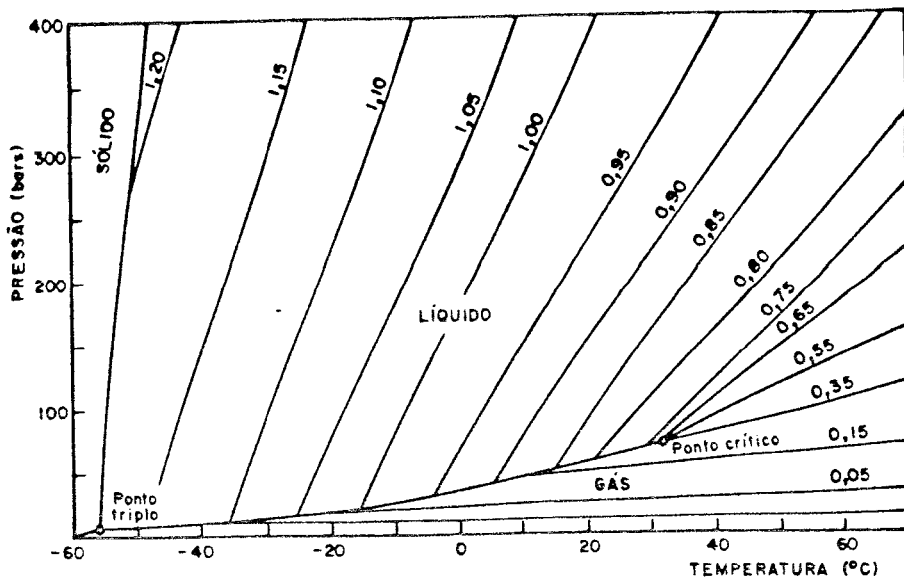


Fig. 7 - DIAGRAMA DE FASES DO CO₂, COM SUAS ISÓCORAS E RESPECTIVAS DENSIDADES EM g/cm³. (Fonte: Roedder, 1984)

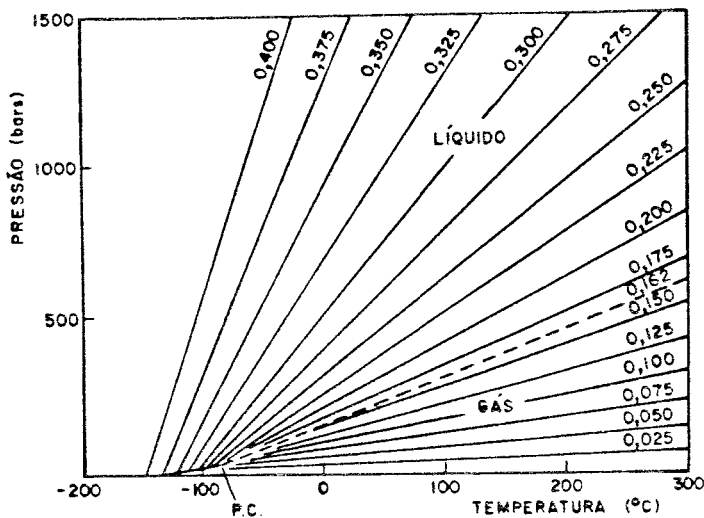
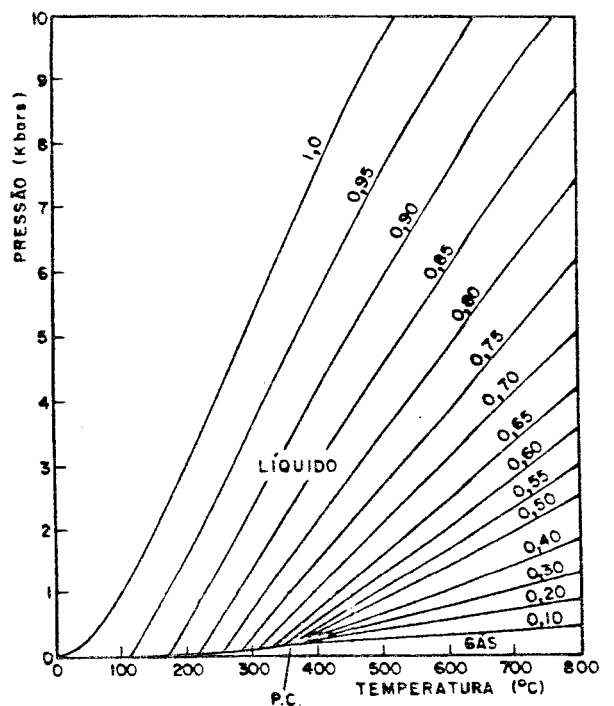


Fig. 8 - DIAGRAMA DE FASES DO CH₄, COM SUAS ISÓCORAS E RESPECTIVAS DENSIDADES EM g/cm³. (Fonte: Crawford, 1981)

Fig. 9 - DIAGRAMA DE FASES DA H₂O, COM SUAS ISÓCORAS E RESPECTIVAS DENSIDADES EM g/cm³. (Fonte: Crawford, 1981)



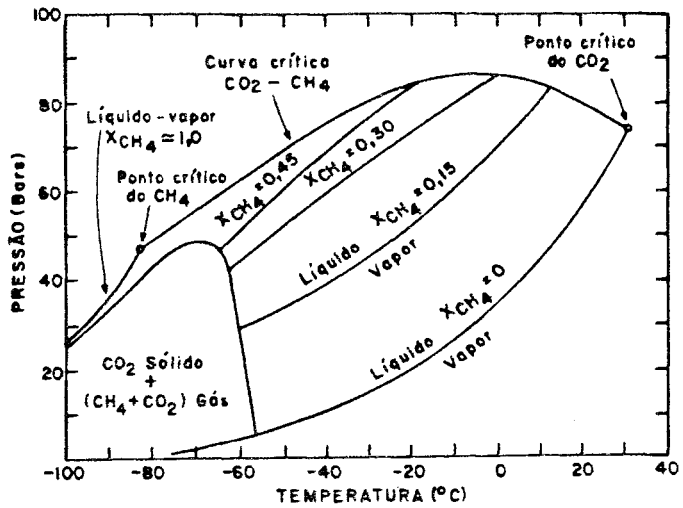


Fig.10 - DIAGRAMA DE FASES DO SISTEMA CO₂-CH₄ (Burruss, 1981)

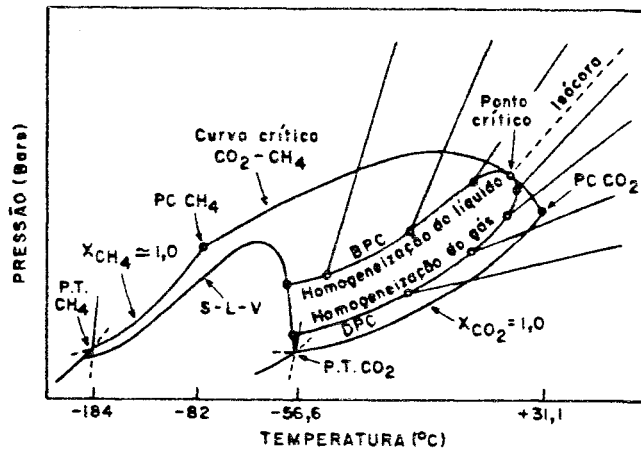


Fig.11 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA Fig.10, COM ADIÇÃO DAS CURVAS DE HOMOGENEIZAÇÃO DO LÍQUIDO E DE HOMOGENEIZAÇÃO DO GÁS DE FASE SIMPLES PARA UM SISTEMA DE COMPOSIÇÃO CONSTANTE COM $X_{CH_4} = 0,15$. (Burruss, 1981)

Então, a uma dada temperatura de fusão final, a composição pode ser encontrada a partir do grau de preenchimento (relação volumétrica líquido/líquido + gás) e a densidade do líquido e vapor coexistentes. Alternativamente, a temperatura de fusão do CO₂ pode ser combinada com a temperatura de homogeneização para se determinar a composição e a densidade da mistura CO₂ + CH₄ (Burruss, 1981).

A temperaturas baixas ou ambientes, o CO₂ líquido e a água líquida são imiscíveis. Já, a altas temperaturas, a solubilidade aumenta bruscamente, sendo que acima de +265°C, e a uma pressão aproximadamente de 2000 bares, a miscibilidade é completa (Roedder, 1984).

Durante o resfriamento de misturas imiscíveis de H₂O-CO₂, as duas substâncias agem independentemente. As duas fases do CO₂, líquido e gás, acompanham as curvas líquido-gás do CO₂, e a água, essencialmente líquida, acompanha a curva líquido-gás da H₂O. Então, os dados sobre composição e densidade podem ser obtidos como se fossem sistemas unitários.

A determinação da salinidade de IFs aquosas portadoras de CO₂ invalida sua estimativa através da fusão do gelo, porque durante o resfriamento dessas inclusões o composto clatrato de CO₂ (CO₂. 5,75 H₂O) cristaliza-se na solução aquosa e, ao congelar-se, os sais ou íons da solução não são incorporados na estrutura do clatrato, formados durante o resfriamento, e permanecem na solução aquosa. Assim, a solução aquosa residual após a formação de clatratos é mais salina do que a original, e as medidas da diminuição da temperatura de fusão do gelo pelo NaCl nessa solução darão estimativas incorretas da salinidade (Collins, 1979).

Embora a formação dos clatratos nas IFs com H₂O-CO₂, durante os estudos de resfriamento, invalide o uso da temperatura de fusão do gelo para determinar a salinidade das soluções aquosas, a temperatura de fusão do clatrato de CO₂ (Tfclatrato CO₂) pode ser usada como uma medida para estimar a salinidade (Figura 12). A Tfclatrato CO₂ ocorre até +10°C (Collins, 1979).

Nas IFs onde estão presentes água e outros voláteis, além do CO₂, clatratos mistos de CO₂ e outros gases podem formar-se durante o resfriamento. O mais comum deles que ocorre nas IFs é o CH₄. O efeito do CH₄, em clatratos mistos coexistentes com soluções aquosas, é inverso ao efeito do NaCl na solução, ou seja, aumenta os valores da Tfclatrato. Portanto, medidas de Tfclatrato, em IFs acima de +10°C, indicam a presença de clatratos mistos de CO₂ (Roedder, 1984). Burruss (1990), estudando IFs contendo CH₄-H₂O, observou Tfclatrato próximo a +15°C. Touray & Guilhaumou (1984), discutindo os dados de IFs contendo misturas de voláteis, sendo H₂S um deles, em fluoritas e quartzo de Sierra de Lugar, Osaja e Caleao, Espanha, e calcitas da Formação Smackover, Arkansas, USA, sugerem que Tfclatrato próximo a +28°C seja indicativo de clatrato misto de H₂S e CO₂.

A estimativa da salinidade através da Tfclatrato em IF com multicomponentes é complexa. Diamond (1990, 1994), baseados na estabilidade do clatrato, propõem a determinação da salinidade em IF com vários voláteis. Os dados necessários para o cálculo teórico são: 1) identificação das fases em equilíbrio com o clatrato; 2) a concentração relativa dos voláteis na inclusão fluida, e 3) a temperatura de homogeneização da fração volátil (DPC) da inclusão fluida.

IFs aquosas, geralmente, consistem de uma solução salina. Os íons mais comuns detectados nas IFs aquosas são: Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, CO₃²⁻ e HCO₃³⁻ (Crawford, 1981).

O sal mais comum encontrado nas IFs é o NaCl. Cada solução salina pura é caracterizada por uma temperatura do ponto eutético. Assim, a temperatura do ponto eutético do sistema H₂O-NaCl é -21,1°C. A temperatura de fusão do gelo (T_{fgelo}) é a medida utilizada para definir a composição e estimar a salinidade do sistema (Figura 13). A salinidade, normalmente, é expressa em equivalente a % em peso de NaCl. Medidas de T_{fgelo} abaixo do eutético do sistema H₂O-NaCl indicam a presença de outros íons acima mencionados, tais como Ca²⁺ e/ou Mg²⁺ na solução, embora a presença de Fe²⁺ ou Al³⁺ também não possa ser descartada (Fuzikawa, 1982).

O sistema H₂O-NaCl é, normalmente, investigado na sua projeção T-X (Figura 13). A linha A-C, no diagrama da Figura 13, representa os pontos de depressão T_{fgelo} com adição de NaCl. Eventualmente, as IFs podem apresentar metaestabilidade, abaixo do eutético (linha tracejada CM do diagrama da Figura 13).

Soluções aquosas de CaCl₂, KCl e MgCl₂ têm comportamentos similares às de NaCl, com modificações às baixas temperaturas de equilíbrio, e são governadas pelas relações de fusões dos hidratos de sais formados. Cada uma dessas misturas binárias água-sal tem uma temperatura eutética característica. O diagrama de fase para o sistema CaCl₂ + H₂O é dado na Figura 14. Descrições sobre outros sistemas salinos, normalmente encontrados em IFs, podem ser obtidos em Crawford (1981), Fuzikawa (1982) e Davis, *et al.* (1990).

4.2.3 Microtermometria - estudos de aquecimento

Basicamente, o uso das IFs em geotermometria baseia-se na contração diferencial entre o fluido da inclusão e o mineral hospedeiro, durante o rebaixamento da temperatura de aprisionamento da inclusão e a temperatura de observação (Roedder, 1984). A contração do fluido é menor do que o mineral e, nos casos mais simples, essa diminuição diferencial faz com que apareça uma bolha no fluido da inclusão. Então, a temperatura de aprisionamento pode ser estimada aquecendo-se a amostra que contém a inclusão até a bolha desaparecer (Roedder, 1984). A temperatura de homogeneização total (T_{ht}) é aquela na qual a inclusão torna-se preenchida com um único fluido homogêneo. A T_{ht} representa, após correções, a temperatura de formação daquela inclusão ou do mineral se a inclusão fluida for primária. A correção a ser introduzida é feita em função da pressão. As considerações sobre as correções e limitações da T_{ht} na geotermobarometria podem ser encontradas em Roedder & Bodnar (1980); Roedder (1984); Leroy (1979); Swanenberg (1980) e Brown & Lamb (1989).

Durante os estudos de aquecimento eventualmente pode ocorrer um fraturamento do cristal hospedeiro ocasionando um vazamento parcial ou total do fluido da inclusão, ou ainda ocorrer uma crepitação da inclusão, se a pressão interna do fluido for maior do que a resistência do mineral hospedeiro.

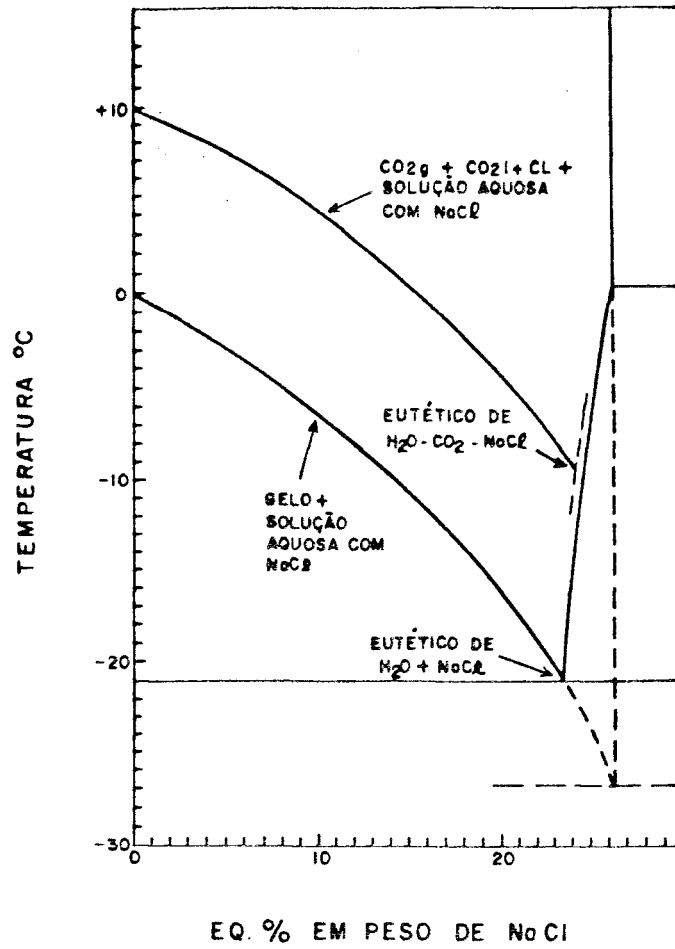


Fig. 12 - DEPRESSÃO DA TEMPERATURA DE DECOMPOSIÇÃO DO CLATRATO DE CO_2 PELO NaCl , NA PRESENÇA DE CO_2 LÍQUIDO E CO_2 GÁS. A DEPRESSÃO DA TEMPERATURA DE FUSÃO DO GELO PELO NaCl É INCLUIDA PARA COMPARAÇÃO. (COLLINS, 1979).

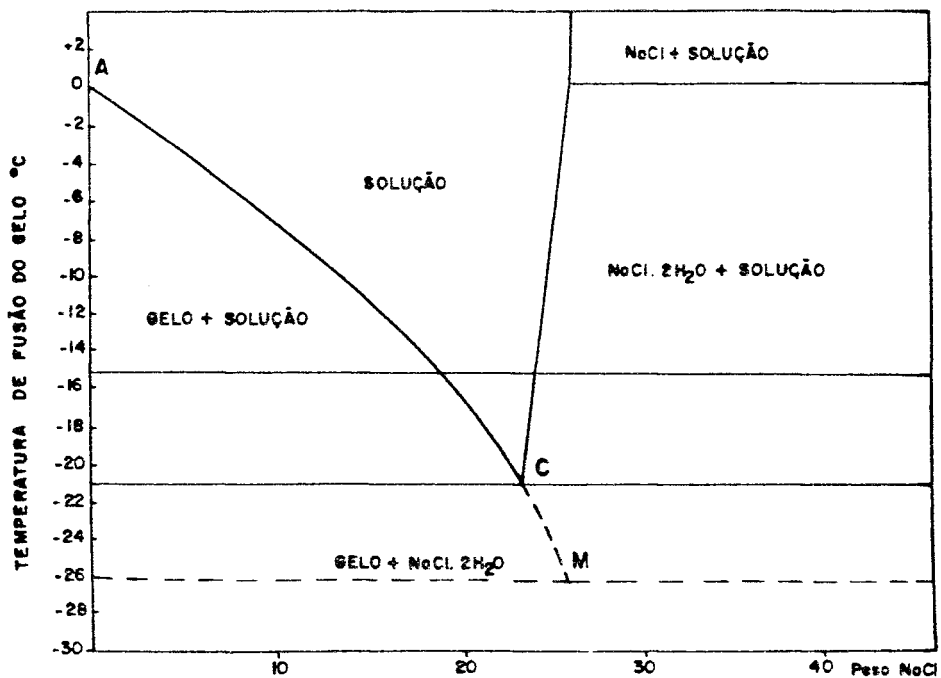


Fig. 13 - DIAGRAMA DAS FASES DO SISTEMA $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ (Roedder, 1984)

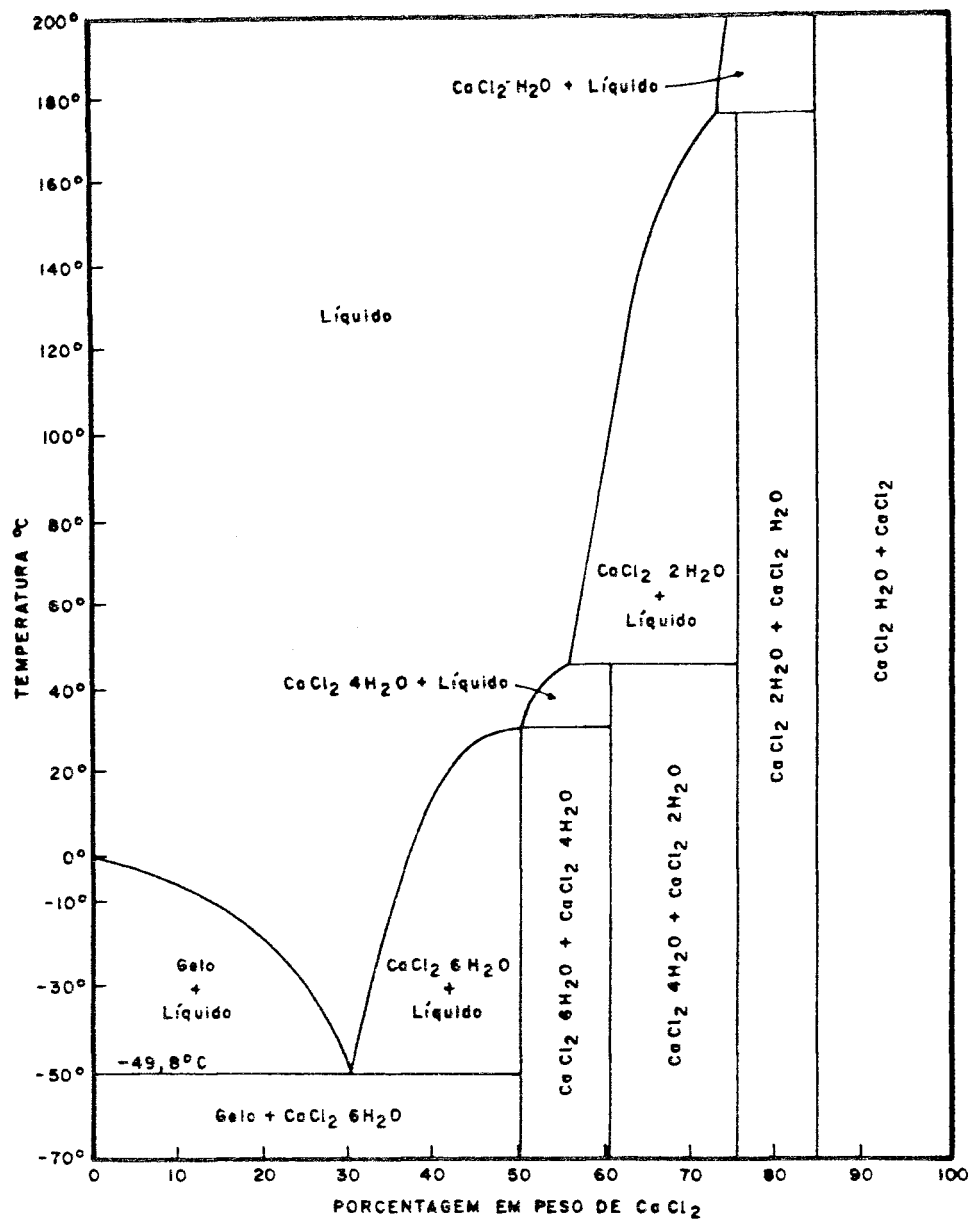


Fig.14 - DIAGRAMA DAS FASES DO SISTEMA $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ ABAIXO DE 200°C
(Fuzikawa, 1985)

4.3 Espectroscopia microRaman

A espectroscopia microRaman é uma técnica, de caráter não destrutivo, que possibilita a determinação qualitativa e quantitativa das fases fluidas individuais das inclusões.

Existem duas maneiras na qual a luz pode interagir com a matéria: absorção e espalhamento. O efeito Raman se enquadra no segundo tipo.

Quando um feixe de luz monocromática intensa atravessa uma substância óticamente transparente, três tipos de radiações espalhadas podem ser reconhecidas: Rayleigh, fluorescência e Raman. O tipo de radiação espalhada Rayleigh tem o mesmo comprimento de onda da radiação excitante. A fluorescência envolve a absorção da radiação incidente e emissão de uma nova radiação com um comprimento de onda maior. A radiação espalhada Raman difere dos dois tipos anteriores por emergir com comprimento de onda (medida em cm^{-1}) maior ou menor do que o comprimento de onda da radiação excitante, deslocado por um número inteiro de comprimento de onda, o qual é característico de cada substância irradiada (Roedder, 1984). Mesmo alterando-se a magnitude da radiação excitante, o espalhamento Raman não se altera. Cada espectro Raman é o resultado da interação entre vibrações moleculares da amostra e a radiação incidente (Kerkhof, 1988). O espalhamento Raman é de baixa intensidade, sendo de 10^{-5} a 10^{-12} menor do que o espalhamento Rayleigh. Fontes de *laser*, que emitem intensa radiação monocromática, são ideais para a espectroscopia Raman.

O conjunto de aparelhos utilizados por essa técnica compreende uma microsonda *laser*, um microscópio petrográfico, um sistema ótico coletor de radiação Raman e um sistema de análise dos espectros. A técnica consiste na focagem de um raio *laser*, numa das fases de uma IF, através da objetiva do microscópio. A radiação espalhada Raman é coletada pelo sistema ótico e transferida para o analisador de espectros.

Espécies moleculares tais como CO_2 , CH_4 , N_2 , H_2S , HS^- , H_2O , SO_4^{2-} , HSO^+ , etc., produzem espectro Raman característico de cada espécie. Porém, íons em soluções do tipo Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} e Cl^- , não produzem efeito Raman (Roedder, 1984; Mc Millan, 1989; Burke, 1994).

A aplicação da espectroscopia Raman como um método de análise quantitativa das IFs foi introduzido por Rosasco *et al.* (1975). Nos primeiros trabalhos envolvendo o estudo das IFs por espectroscopia Raman, as inclusões tinham que ter tamanhos próximos a $100 \mu\text{m}$. Hoje, com o aperfeiçoamento da técnica, pode-se analisar inclusões menores do que $5 \mu\text{m}$. Cada fase da IF pode ser analisada, bastando apenas focalizar o *laser*, através do microscópio, a fase de interesse.

A utilização da espectroscopia Raman tem sido considerada um dos principais aperfeiçoamentos para o conhecimento da composição do fluido aprisionado nas inclusões. Essa técnica permite uma correlação entre a composição e o comportamento de fase durante os estudos de resfriamento das IFs.

Dados sobre análises quantitativas de espectroscopia Raman em IFs podem ser obtidos em Dhamelincourt *et al.* (1979), Beny *et al.* (1982), Guilhaumou *et al.* (1984), Roedder (1984), Touray (1985) e Kerkhof (1988). As frequências dos espectros Raman dos gases mais importantes, encontrados nas IFs, são dados na Tabela 3.

Tabela 3 - Frequência dos espectros Raman das espécies gasosas mais comuns, encontradas em IFs naturais, para um comprimento de onda de 515 nm (Kerkhof, 1988)

COMPOSTO	FREQUENCIA (cm ⁻¹)
CO ₂	1388
O ₂	1555
CO	2143
N ₂	2331
HS ⁻	2580
H ₂ S	2611
CH ₄	2917
C ₂ H ₆	2954
C ₃ H ₈	2890
H ₂	4156

• • •

Capítulo 5 - Inclusões fluidas em quartzo de veios da Mina de São Bento

5.1 Classificação das inclusões fluidas

Como visto no Capítulo 3, para a realização desse trabalho foram coletadas 14 amostras de veios de quartzo do Corpo 1 e mais uma amostra no prolongamento desse corpo. Dentre essas amostras, 9 são mineralizadas e 6 são estéreis, sendo que 4 foram classificadas como veios de quartzo maciços e 11 como veios de quartzo recristalizados.

Através da microscopia detalhada das lâminas petrográficas e das IFs dessas amostras, utilizando-se oculares e objetivas de grande aumento (até 25x e 100x, respectivamente), pode-se observar as IFs, segundo seu modo de ocorrência, as fases presentes, a proporção entre as mesmas, as formas e tamanhos. Com base nessas informações, complementadas por dados microtermométricos e de espectroscopia microRaman (ver adiante, item 5.2), as IFs puderam ser agrupadas em três tipos distintos :

TIPO 1 - AQUO-(NITRO)-CARBÔNICAS

TIPO 2 - NITRO-CARBÔNICAS

TIPO 3 - AQUOSAS

5.1.1 TIPO 1 - Inclusões aquo-(nitro)-carbônicas

As inclusões do tipo 1 são as mais abundantes em todas as amostras estudadas, tanto nos veios de quartzo mineralizados, quanto estéreis. Geralmente, são inclusões bifásicas à temperatura ambiente, de alto relevo, compostas principalmente por uma fase líquida aquosa e uma fase carbônica líquida. A fase carbônica ocupa cerca de 5 a 15% do volume da inclusão (ver Figura 6). Através das amostras de quartzo maciços, esse tipo de inclusão pode ser subdividido em três subtipos: 1a, 1b e 1c.

As inclusões do subtipo 1a são escassas e ocorrem isoladas nos subgrãos de quartzo maciço, e mais raramente nos grãos "limpos" dos quartzos recristalizados das amostras mineralizadas ou estéreis. Mostram formas poliédricas bem definidas, predominando os tipos hexagonais ou de cristais negativos. Apresentam a fase carbônica variável entre 10 e 15% do volume da inclusão e dimensões reduzidas que variam de 3 a 10 μm (Foto 11).

O subtipo 1b é mais abundante do que o anterior. As IFs desse subtipo localizam-se ao longo de direções preferenciais (plano de inclusões) que, às vezes, não estão bem definidas. A fase carbônica varia de 5 a 10% do volume da inclusão. As formas são mais alongadas e geralmente sub-paralelas à direção do plano de inclusões. Os tamanhos são maiores e variam de 10 a 30 μm , podendo localmente ultrapassar 50 μm (Foto 12).

O subtipo 1c apresenta a menor proporção da fase carbônica. Ocupa cerca de 5% do volume da inclusão. São inclusões mais abundantes e também estão associadas a planos preferenciais. Suas formas podem ser tanto irregulares a sub-retangulares, como ainda sub-arredondadas. Seus tamanhos variam de 5 a 40 μm (Foto 13). Visualmente, esse último subtipo pode se confundir com as inclusões bifásicas aquosas (subtipo 3b) descritas adiante. Somente a microtermometria permite assegurar a sua classificação correta.

Os planos de inclusões do subtipo 1b, como também as do subtipo 1c no quartzo maciço, são numerosos e extensos, e alguns desses planos podem se prolongar para outros subgrãos. Já no quartzo recristalizado não transpõem os limites dos grãos “limpos” ou subgrãos “sujos”. A interpretação dessas observações será feita mais adiante.

Em todos os subtipos pode, eventualmente, ocorrer uma fase sólida diminuta ($< 2 \mu\text{m}$), com formas amorfas de cor verde clara e de baixa birrefringência, ou ainda uma fase sólida escura na forma de palito. Porém, a presença dessas fases sólidas não é sistemática. Além disso, fases sólidas de baixa birrefringência, semelhantes àquelas observadas em algumas IFs, são observadas também aleatoriamente, no quartzo, como inclusões sólidas. Localmente, uma ou outra inclusão dos subtipos 1b e 1c pode apresentar evidências de estrangulamento.

Dentre as IFs do tipo 1, o subtipo 1a apresenta características de origem primária, segundo critérios de Roedder (1984), ou pelo menos representariam as IFs mais antigas (Hollister *et al.*, 1981 e Wilkins, 1990). Os demais subtipos (1b e 1c) são de origem secundária (vide item 4.1).

Nos grãos dos cristais “limpos” do quartzo recristalizado, e raramente no quartzo maciço, tanto nas amostras mineralizadas como estéreis, ocorrem ainda inclusões bifásicas com distribuição isolada e aleatória, que se associam a diminutas plaquetas de clorita. Apresentam, como as IFs do tipo 1, uma fase líquida aquosa e uma fase líquida carbônica. Os tamanhos variam de 5 a 20 μm , e as formas são achatadas e sub-arredondadas (Foto 14). A definição da fase líquida é de difícil visualização, pois esse tipo de inclusão ocorre na interface da clorita com o quartzo hospedeiro. Portanto, são inclusões primárias em relação à formação do mineral placóide e, provavelmente, à recristalização do quartzo. Essas inclusões por apresentarem fluidos aquo-(nitro)-carbônicos serão consideradas juntamente com as IFs do tipo 1.

5.1.2 TIPO 2 - Inclusões nitro-carbônicas

Essas inclusões são monofásicas escuras, de alto relevo, e associam-se estritamente a um plano de inclusões (Foto 15). As formas são ovaladas com contornos bem definidos, e os tamanhos variam de 20 a 70 μm . São inclusões de origem pseudo-secundária, e sua frequência se restringe somente a um único plano de inclusões observado no quartzo maciço da amostra 6, mineralizada.

5.1.3 TIPO 3 - Inclusões aquosas

As IFs desse tipo são monofásicas e/ou bifásicas aquosas, e podem ser subdivididas em três subtipos (3a, 3b e 3c). As do subtipo 3a são monofásicas, e se localizam em planos preferenciais sem grande

continuidade, sendo pouco numerosas. Os tamanhos variam de 3 a 15 μm . O relevo é baixo e as formas são alongadas, paralelamente ao alinhamento dos planos preferenciais (Foto 16).

No subtipo 3b são monofásicas e/ou bifásicas, de relevo baixo, e também relacionam-se com planos preferenciais, porém sendo mais abundantes e maiores do que as anteriores, chegando algumas a ultrapassar 100 μm . As formas são alongadas ou irregulares e a fase gasosa, quando presente, é reduzida (aproximadamente entre 1 e 2% do volume da inclusão; Foto 17).

Já as do subtipo 3c são bifásicas, com fase de vapor ocupando entre 1 e 2% do volume da inclusão. Ocorrem somente nos quartzos maciços, com pouca frequência, e estão geralmente associadas às inclusões do subtipo 3b. Caracterizam-se por serem inclusões grandes (entre 50 e 150 μm), com formas sub-arredondadas, contornos irregulares, pouco definidos, e com um aspecto estilhaçado (Foto 18).

Todos os três subtipos são de origem secundária. Localmente, podem mostrar evidências de estrangulamento. Os subtipos 3a e 3c só foram observados no quartzo maciço, enquanto que o subtipo 3b ocorre tanto no quartzo maciço, como no recristalizado, em veios mineralizados ou não.

A Figura 15 sintetiza os principais tipos de IFs observadas nos veios de quartzo mineralizados ou não, maciços ou recristalizados, da Mina de São Bento.

Ocorrem ainda inclusões monofásicas escuras que se distribuem, principalmente, nos contatos dos grãos dos veios de quartzo recristalizados (mineralizados ou não), salientando seus limites. Caracterizam-se por serem escuras, de alto relevo, com formas alongadas, irregulares e chegam a medir até 40 μm .

Foram observadas também IFs em carbonatos das amostras 1 (estéril-recristalizado) e 6 (mineralizada-maciço). Tais inclusões são, geralmente, bifásicas pouco abundantes, com formas semiquadradas ou semiarredondadas e com dimensões médias menores do que 5 μm . Os tamanhos reduzidos dessas inclusões, e principalmente pela dupla refração que o mineral carbonático apresenta, dificultam a visibilidade das mudanças de fases durante os estudos microtermométricos. Além disso, os minerais do grupo do carbonato apresentam clivagens, baixa dureza e os resultados microtermométricos obtidos nesses minerais têm que ser utilizados com muita cautela. Assim sendo, IFs nos carbonatos não foram estudadas por essa técnica.

Salienta-se o fato de que, ao menos na faixa de aumento estudado (até 1250 vezes), não foi observada a presença de ouro incluso nas IFs, bem como nos planos preferenciais cicatrizados com IFs. Somente em duas inclusões do tipo 1 foi observada uma fase sólida opaca.

5.2 Resultados dos estudos criométricos e por espectroscopia microRaman

A seguir apresentam-se os resultados obtidos através dos estudos microtermométricos das IFs da Mina de São Bento, conjuntamente com os resultados dos estudos por espectroscopia microRaman para efeito de correlação entre a composição e o comportamento das fases das IFs, durante os estudos de resfriamento.



Foto 11 - Inclusões fluidas aquo-(nitro)-carbônicas do subtipo 1a (Amostra 6-quartzo maciço mineralizado). Escala : a barra equivale a 15 μm .

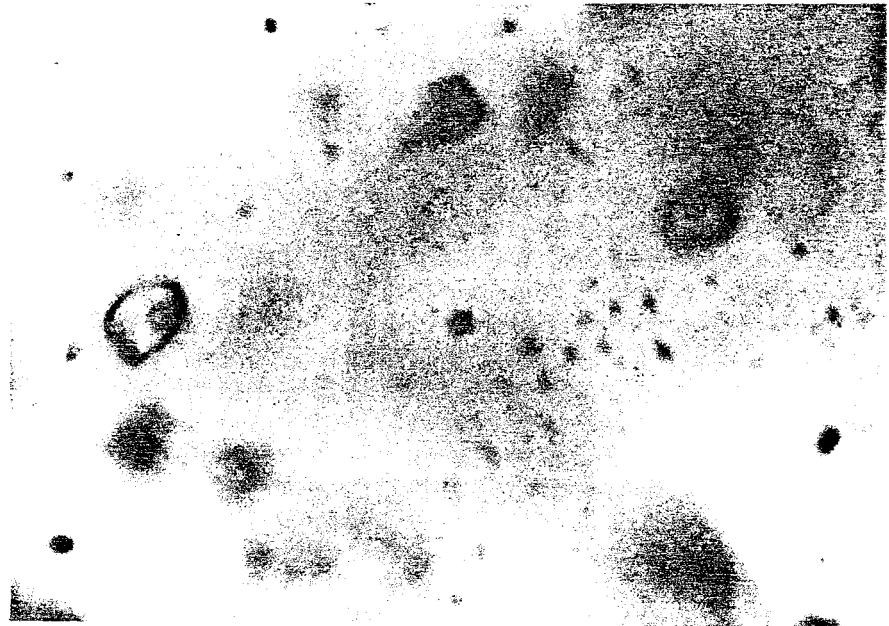


Foto 12 - Inclusões fluidas aquo-(nitro)-carbônicas do subtipo 1b (Amostra 6 - quartzo maciço mineralizado). Escala : a barra equivale a 30 μm .

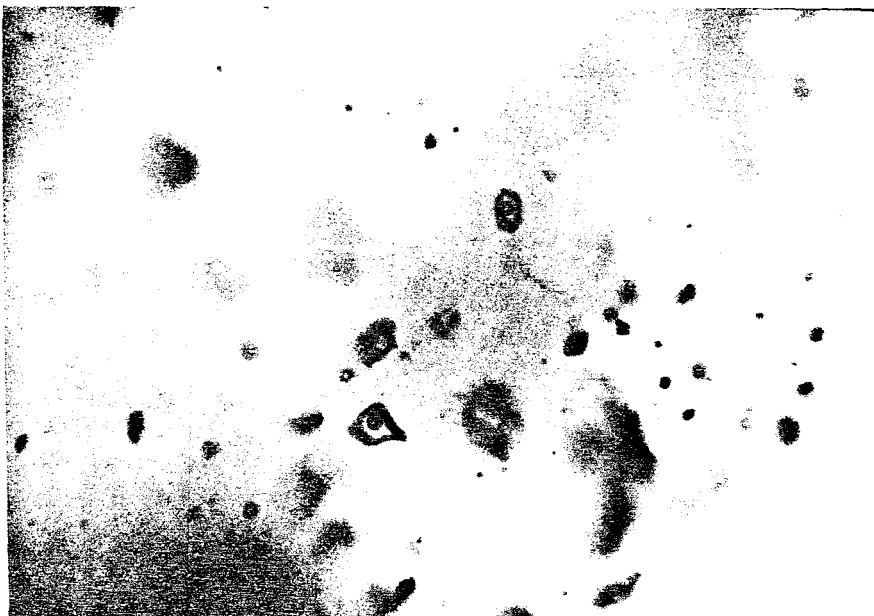


Foto 13 - Inclusões fluidas aquo-(nitro)-carbônicas do subtipo 1c (Amostra 6-quartzo maciço mineralizado). Escala: a barra equivale a 30 μm .



Foto 14 - Inclusão fluida bifásica aquo-(nitro)-carbônica, do tipo 1 associada a clorita (Amostra 11-quartzo recristalizado estéril). Escala: a barra equivale a 25 μm .

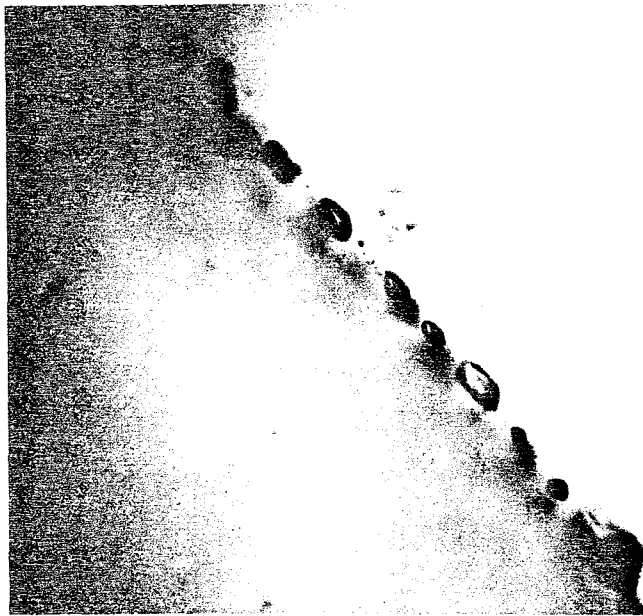


Foto 15 - Inclusões fluidas monofásicas nitro-carbônicas do tipo 2 (Amostra 6-quartzo maciço mineralizado). Escala: a barra equivale a 30 μm .

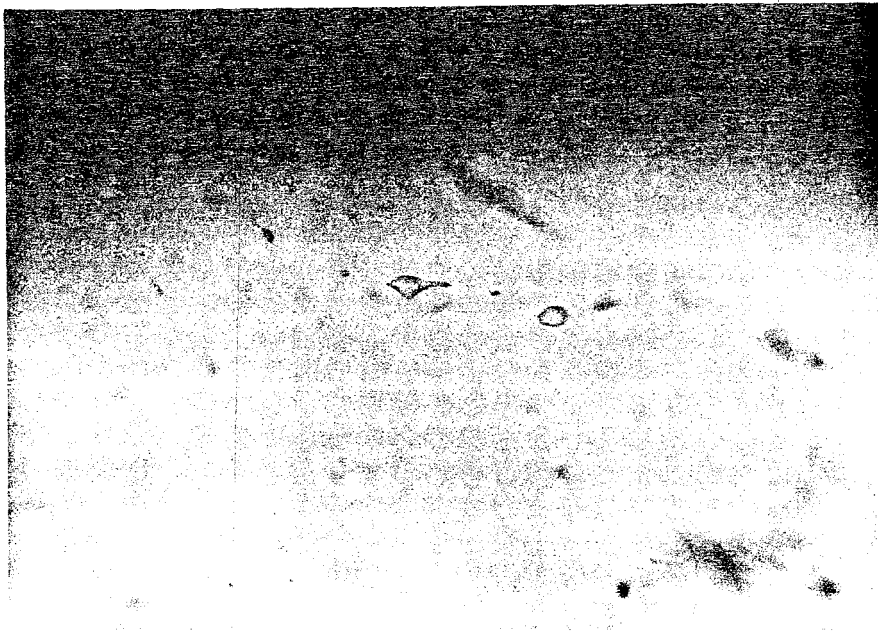


Foto 16 - Inclusões fluidas monofásicas, aquosas, do subtipo 3a (Amostra 6-quartzo maciço mineralizado). Escala: a barra equivale a 15 μm .

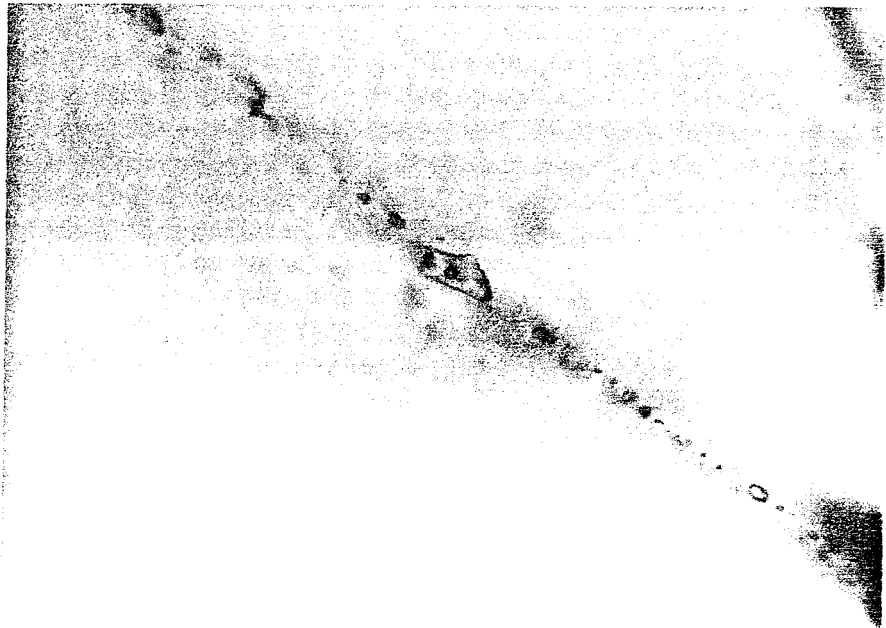


Foto 17 - Inclusões fluidas monofásicas e bifásicas, aquosas, do subtipo 3b (Amostra 6-quartzo maciço mineralizado). Escala : a barra equivale a 40 μm .

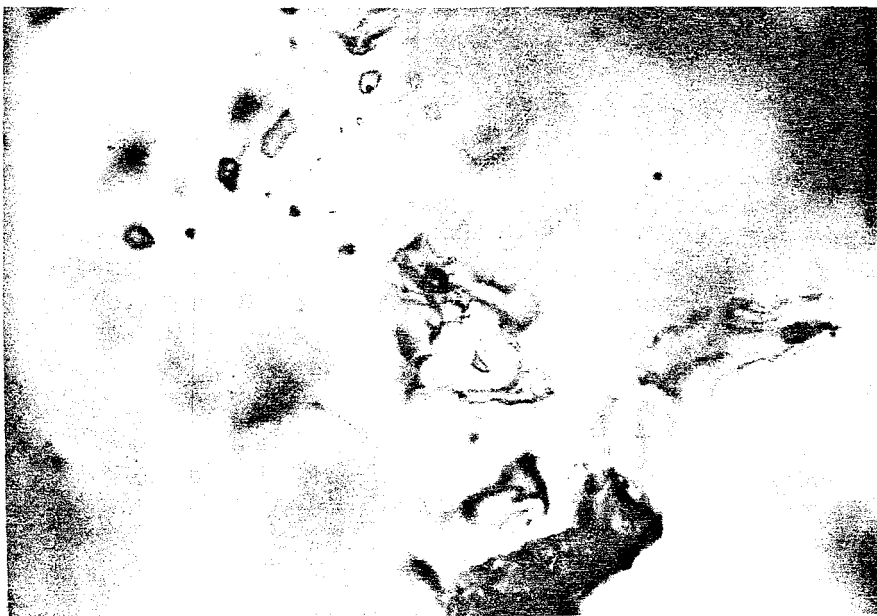


Foto 18 - Inclusões fluidas bifásicas, aquosas, do subtipo 3c (Amostra 12-quartzo maciço mineralizado). Escala: a barra equivale a 50 μm .

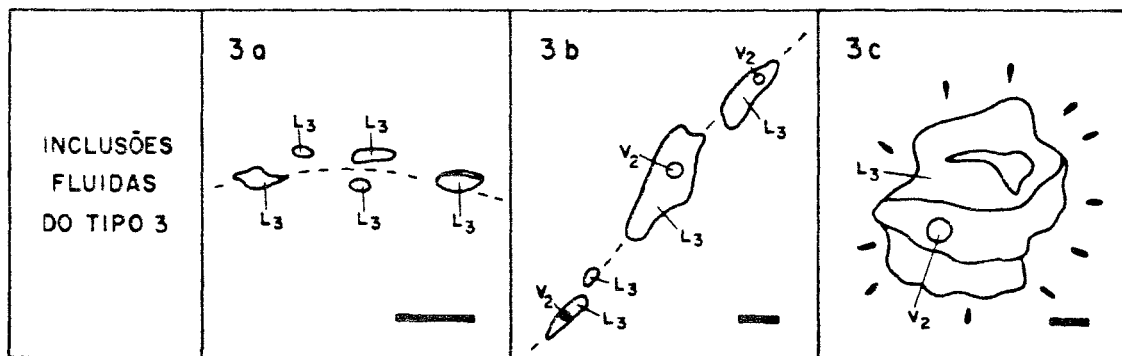
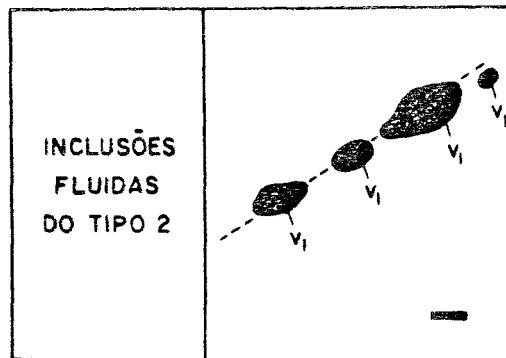
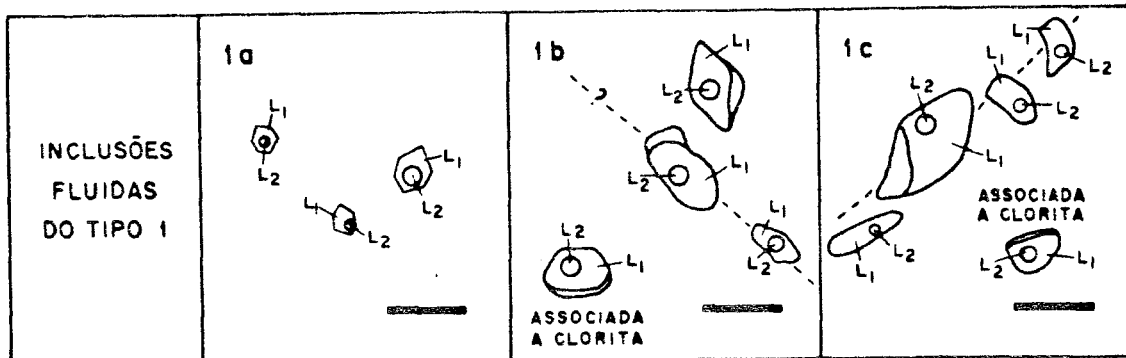


FIG.15 - TIPOS DE INCLUSÕES FLUIDAS EM QUARTZO DE VEIOS DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE $L_1 = H_2O + \text{Sais}$; $L_2 = CO_2 + CH_4 \pm (N_2 - HS^-)$; $L_3 = H_2O + \text{Sais}$; $V_1 = CH_4 \pm (N_2 - HS^-)$ e $V_2 = H_2O$. (A BARRA EQUIVALE A 20 μ m)
(Modificado de Alves et al., 1992)

A microtermometria foi desenvolvida no Laboratório de Inclusões Fluidas, do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear - CDTN, em Belo Horizonte, MG, numa platina especial de resfriamento/aquecimento da marca CHAIXMECA, descrita por Poty *et al.* (1976), montada sobre um microscópio petrográfico ORTHOLUX II POL-BK, da marca Leitz. O resfriamento dessa platina se faz através da circulação de N₂ líquido, e o aquecimento por uma resistência elétrica, sendo operacional no intervalo de -180 e +600°C. A calibração do equipamento de microtermometria para baixas temperaturas foi feito com a amostra de quartzo HAZ-217, proveniente do Depósito Uranífero de Lagoa Real - Bahia, com CO₂ puro, previamente analisado por espectroscopia microRaman, e água destilada. Para as altas temperaturas foram utilizadas substâncias padrões, que acompanham o equipamento. A precisão do aparelho de microtermometria variou entre ±0,1 e 0,5°C.

Os estudos por espectroscopia microRaman foram realizados no Laboratório de Ótica do Departamento de Física da Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, em Belo Horizonte, através do Espectrômetro Raman DILOR XY, que é constituído por uma fonte *laser* de Argônio COHERENT INNOVA 70 (2 watts), um triplo monocromador, um microscópio Olympus BH2 (com objetivas de 10x, 50x e 100x), um detector matricial multicanal e um computador que controla toda a mecânica do espectrômetro e faz a aquisição e o tratamento dos espectros.

5.2.1 Inclusões fluidas do tipo 1

Foram selecionadas sete amostras que melhor representavam os veios de quartzo mineralizados e estéreis para estes estudos. Dos primeiros foram estudadas três amostras (6, 12 e K-3) e das estéreis quatro (K-5, 1, 2 e 11). O quartzo se apresentava bastante recristalizado, com exceção das amostras 6 e K-5 que eram maciços.

A criometria e a espectroscopia microRaman das IFs dessas amostras permitiram obter os seguintes dados: composição e densidade da fase carbônica e salinidade da fase aquosa.

Composição da fase carbônica

A composição é estimada pelas temperaturas de fusão da fase carbônica (T_{fc}). Nas amostras mineralizadas estas variaram de -64,5 a -57,0°C, conforme pode ser visto nas Figuras 16 A e B para as amostras 6 e K-3, respectivamente. Nota-se que algumas IFs apresentam uma acentuada depressão das T_{fc} em relação ao ponto triplo do CO₂ (-56,6°C). Isso é indicativo, geralmente, da presença de CH₄ e/ou N₂ junto com o CO₂ (vide item 4.2.2). De fato, a espectroscopia microRaman confirmou não só a presença desses voláteis, onde predominavam o CO₂ e o CH₄, mas também de traços de HS⁻ (Figura 17 a,b,c). As IFs da amostra 12 e as do subtipo 1c das amostras 6 e K-3 não puderam ser determinadas devidas ao tamanho diminuto da fase carbônica (~5% do volume da inclusão). Ao congelar a inclusão a predominância do gelo mascarava a visibilidade da fase carbônica no momento da sua fusão, impedindo a leitura da T_{fc} na maioria das inclusões. No entanto, em três inclusões subtipo 1a da amostra 12, após o congelamento do CO₂ a -130°C, houve a nucleação de bolhas que se homogeneizaram, novamente, a -119, -113 e -112°C, indicando ser a homogeneização

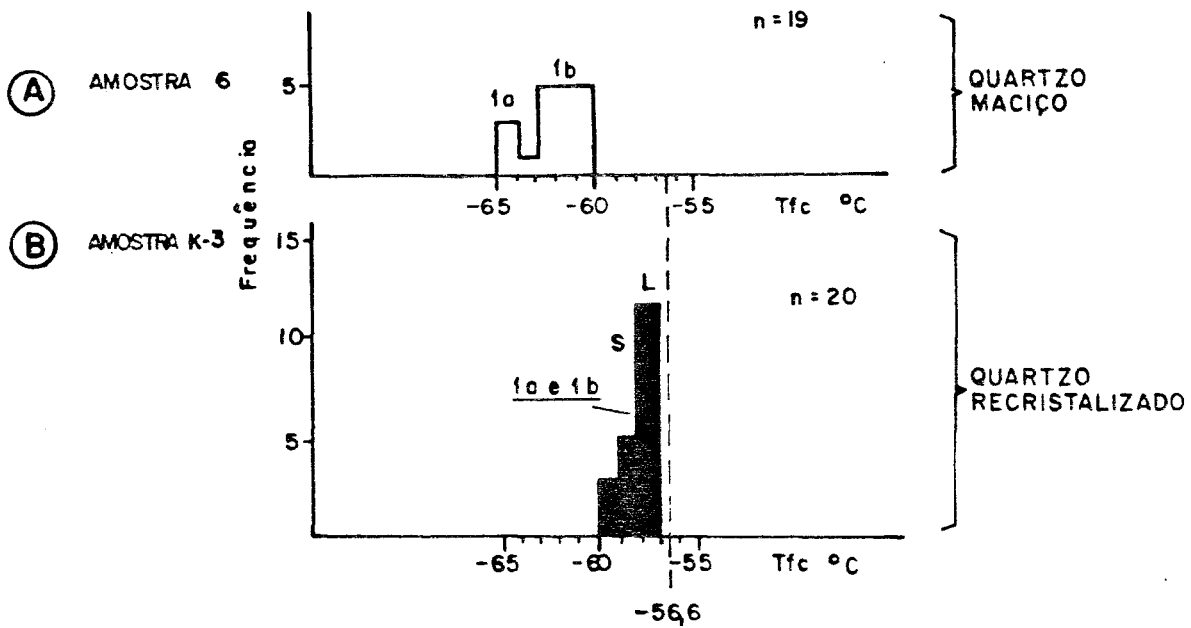


Fig. 16 — HISTOGRAMAS DAS TEMPERATURAS DE FUSÃO DA FASE CARBÔNICA DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO I DAS AMOSTRAS MINERALIZADAS, DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE n = Nº DE MEDIDAS, S = SUB-GRÃO "SUJO" E L = GRÃO "LIMPO".

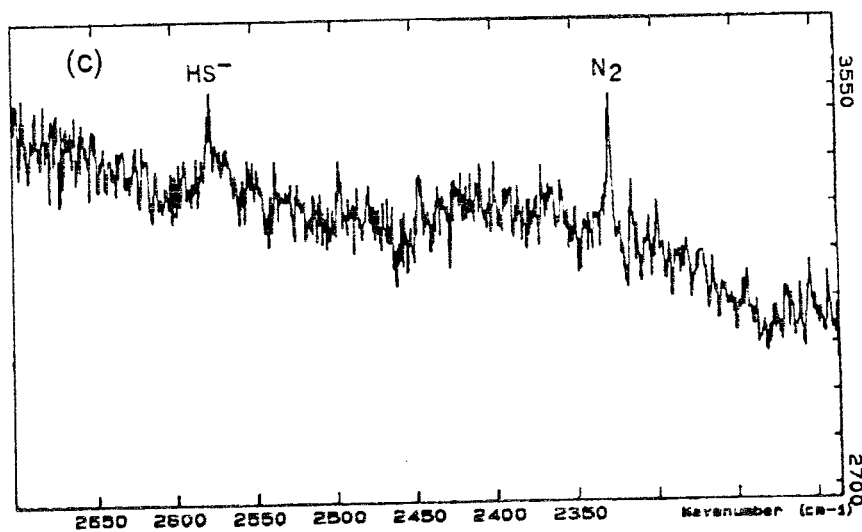
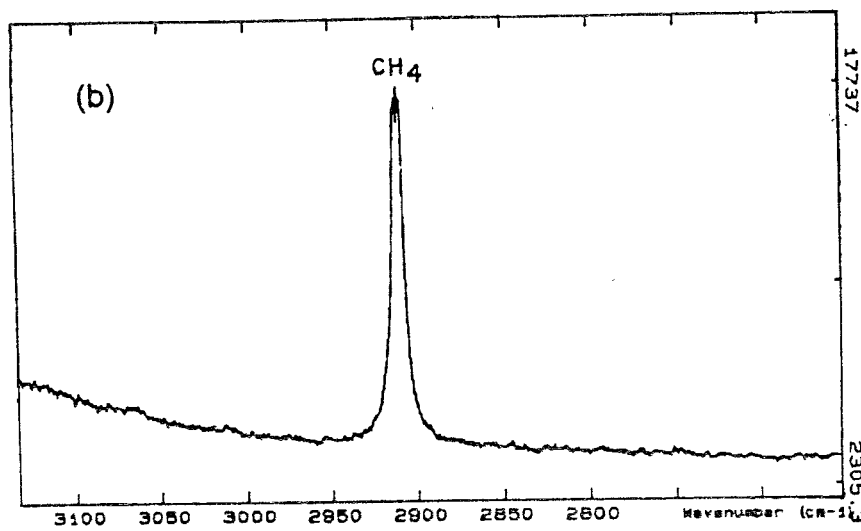
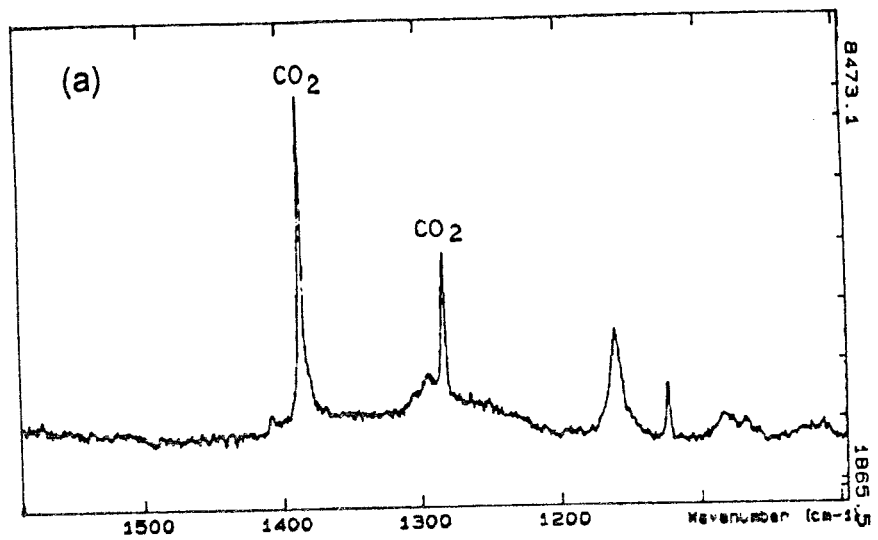
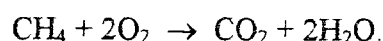


Fig. 17. Espectros Raman do CO_2 (a), CH_4 (b) e N_2 , HS^- (c) das inclusões fluidas do subtipo 1a da amostra 6 (quartzo maciço-mineralizada).

do CH₄ na fase líquida. Isso tornou-se possível, em função da compressão da fase carbônica causada pelo gelo (Fuzikawa & Alves, 1995). As densidades que poderiam ser determinadas pelas isócoras correspondentes são desprovidas de significado por serem valores criados artificialmente. Apesar disso, por serem inclusões com todas as características de pertencerem ao subtipo 1a - raras, morfologia poliédrica, distribuição aleatória, volume maior (~15%) da fase carbônica - a proporção de CH₄ na fase carbônica deve ser substancial. De fato, a espectroscopia microRaman identificou o CO₂ e o CH₄ em proporções variáveis e traços de N₂ e HS⁻.

Nas amostras estéreis essas Tfc variavam de -66,4 a -56,6°C (Figura 18), numa superposição quase perfeita com os valores das amostras mineralizadas acima mencionadas. A espectroscopia microRaman também indicou os mesmos componentes das amostras mineralizadas: predominância de CO₂ + CH₄ e traços de N₂ e HS⁻ (Figura 19). Em uma IF foi detectada também o H₂S (Figura 19 d).

De imediato pode-se concluir que sendo os resultados os mesmos para as amostras mineralizadas e estéreis, os fluidos são também idênticos. As depressões dos pontos triplos do fluido carbônico obtidos, aliados às análises ao Raman indicam que esse fluido é composto, predominantemente, por CO₂ + CH₄, onde o CH₄ pode vir a constituir até 50% da mistura naquelas IFs com as Tfc mais baixas (-66,4°C) (Figura 10). Indicam também que o N₂ e o HS⁻ e H₂S ocorrem como contribuintes menores ou traços da mistura carbônica. O aumento das Tfc em direção ao ponto triplo do CO₂ (-56,6°C) das IFs dos subtipos 1a e 1b indica uma participação cada vez menor do CH₄ até chegar ao CO₂ puro. Essa tendência pode ser constatada na Figura 16A, do quartzo mineralizado, e na Figura 18B, do quartzo estéril. Essa variação da composição das inclusões 1a para 1b, aliada às demais características descritas de frequência, morfologia, proporção entre as fases, localização, distribuição no hospedeiro e tamanho sugerem a existência primitiva de um fluido mais redutor que, com o aumento da *f*O₂, foi sendo gradativamente oxidado, com CH₄ sendo transformado em CO₂ segundo a reação:



Essa reação mostra também que cada molécula de metano ao ser oxidada para formar uma molécula de gás carbônico produz duas moléculas de água o que pode explicar a presença de uma proporção maior da fase aquosa nas inclusões 1c.

Densidade da fase carbônica

Como foi visto no item 5.1.1, IFs do tipo 1 são à temperatura ambiente, bifásicas, constituídas pelas fases aquosa e carbônica, ambas líquidas. A criometria das IFs em amostras mineralizadas (6, 12 e K-3) mostra que ao se rebaixar, lentamente, a temperatura ocorre a nucleação de uma bolha da fase carbônica entre +10,0 e -39,0°C, antes do congelamento da água, que ocorre num estado duplamente metaestável, conforme descrito por Diamond (1992). A homogeneização dessa nova fase (Thc) ocorre entre -20,0 e +24,0°C nas IFs das amostras 6 e K-3 (Figura 20). Nas IFs da amostra 12, particularmente nas 3 IFs 1a mencionadas na Figura 22, e em várias IFs das amostras 6 e K-3, não foi possível conseguir-se a nucleação da bolha da fase carbônica antes do congelamento da água. Nessa situação torna-se impossível obter Thc válidas, podendo-se apenas estimar o valor mínimo da

densidade que é fornecida pela temperatura em que ocorre o congelamento da água (Fuzikawa & Alves, 1995). No presente caso, a -39°C essa densidade seria de $1,12\text{ g/cm}^3$ de CO_2 .

Nas amostras estéreis (K-5, 1, 2 e 11), seguindo-se o mesmo processo de obtenção da nucleação da bolha num estado duplamente metaestável, os valores das T_{hc} se situaram entre $-26,0$ e $+26,0^{\circ}\text{C}$ (Figura 21), mostrando também nesse caso uma superposição quase perfeita com os valores das amostras mineralizadas.

Estudos experimentais do sistema que envolve todos os fluidos detectados nessas inclusões ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2 + \text{HS}^- + \text{sais}$) não são ainda conhecidos e, assim, a determinação precisa da densidade das inclusões não é possível. Todavia, a densidade para efeito de comparação pode ser estimada de forma equivalente ao do sistema CO_2 . Assim, pode-se dizer que densidade equivalente ao CO_2 das IFs fluidas do tipo 1, tanto para as amostras mineralizadas quanto para as estéreis dos quartzo de veios maciços e/ou recristalizados, varia entre $0,76$ e $1,05\text{ g/cm}^3$ de equivalente de CO_2 (Figura 7). Sabe-se também que os valores de densidades mais elevados são superestimados e devem, na verdade, ser menores devido à maior proporção de CH_4 na fase carbônica (comparar isócoras das Figuras 7 e 8). Porém, por outro lado, IFs com T_{hc} mais baixas (com densidades mais elevadas) também ocorrem nas amostras mineralizadas, conforme foi visto acima. Por essa razão, e pela impossibilidade de se calcular o efeito ponderado de cada componente num sistema como o considerado, as densidades são assumidas como sendo equivalentes a g/cm^3 de CO_2 . Por outro lado, as densidades mais baixas por serem de CO_2 puro, representam valores reais.

Como os fluidos aquo-(nitro)-carbônicos são os mesmos tanto nas amostras mineralizadas como nas estéreis, correlacionando-se os dados composicionais, obtidos com as T_{fc} e determinações ao Raman, com os dados das densidades da fase carbônica, obtidas com as T_{hc} (Figura 22), algumas conclusões importantes podem ser inferidas.

Na Figura 22, nota-se que algumas amostras plotam as suas IFs numa linha ou faixa paralela ao eixo das T_{hc} , enquanto outras apresentam uma correlação direta entre as T_{fc} e as T_{hc} . No primeiro caso, essa distribuição dos pontos pode ser indicativo que os fluidos das IFs da amostra sofreram vazamento parcial, seja por microfraturamentos associados a eventos tectônicos ou dilatação da cavidade das inclusões pela superpressurização proveniente de um aquecimento ou, ainda, pela conjugação dos dois fatores visto que a composição permanece inalterada (T_{fc} constante). Uma outra possibilidade para explicar a distribuição das medidas paralelamente ao eixo das T_{hc} seria devido a uma sequência de aprisionamento das IFs com pequenas variações na pressão (pressões flutuantes). Na amostra 6 as inclusões com T_{fc} ao redor de $-62,0^{\circ}\text{C}$ apresentam as T_{hc} dispersas entre $-5,0$ e $+12,0^{\circ}\text{C}$. Outro grupo com $T_{fc} = -61,0^{\circ}\text{C}$ tem as T_{hc} dispersas entre $-13,0$ e $+7,0^{\circ}\text{C}$. Um exemplo melhor ainda é fornecido pelos pontos da amostra K-5 onde a $T_{fc} = -58,5^{\circ}\text{C}$ corresponde uma dispersão de $-8,0$ a $+16,0^{\circ}\text{C}$ das T_{hc} .

Por outro lado, a variação das T_{fc} indica uma mudança na composição do fluido. Assim, as inclusões da amostra K-3 mostram uma evolução composicional nítida de seus fluidos, enquanto as inclusões da amostra 11 mostram fluidos, praticamente, no estágio terminal de sua evolução (predominância de CO_2).

Goldstein & Reynolds (1994) apresentam uso semelhante desse tipo de gráfico, correlacionando as temperaturas de fusão do gelo com as temperaturas de homogeneização das inclusões aquosas em ambientes sedimentares. No caso de rochas metamórficas, devidos, certamente, a processos mais complexos a que as rochas estiveram submetidas, as indicações dessas duas tendências são menos evidentes. No entanto, na Figura 22 a distribuição dos pontos são suficientemente claras para indicar a ocorrência desses dois processos: a diminuição das densidades da fase carbônica proveniente, provavelmente, de vazamentos em proporções variadas e a mudança da composição dessa mesma fase em função de um aumento da fugacidade do oxigênio. A convergência dessas duas tendências apontam para as inclusões que contêm os fluidos originais dessas inclusões aquo-(nitro)-carbônicas, que são aquelas com T_{fc} abaixo de $-65,0^{\circ}\text{C}$ e T_{hc} abaixo de $-39,0^{\circ}\text{C}$, que foram encontradas nas amostras 2, 6 e 12.

Os resultados das T_{fc} e T_{hc} parecem indicar ainda que o processo de recristalização do quartzo não está relacionado ao evento progressivo da evolução do fluido carbônico. Os resultados da T_{fc} da amostra K-3 (Figura 16B) poderiam dar uma idéia de uma progressão paralela entre o processo de recristalização e a evolução do fluido, pois as IFs contidas nos subgrãos “sujos” apresentam fluidos mais redutores que as dos grãos “limpos”, sugerindo que no início da recristalização o fluido continha impurezas e mantinha as características redutoras, e o progresso da recristalização teria eliminado essas impurezas, tornando o fluido mais oxidado. No entanto, os resultados da T_{fc} da amostra 11 (Figura 18D) e as T_{hc} das amostras 1 e 11 (Figura 21B e D) já mostram uma relação inversa, ou seja, fluidos mais redutores e mais densos nos grãos “limpos”. Além disso, a caracterização dos três subtipos das IFs do tipo 1 foram feitas em quartzo de veios maciços, mostrando que o processo evolutivo do fluido já estava registrado nesses veios, antes da recristalização.

Salinidade da fase aquosa

Como visto anteriormente (item 4.2.2), a determinação da salinidade de IFs portadoras de CO_2 e/ou outros voláteis pode ser estimada através da temperatura de fusão do clatrato dessas substâncias.

Nos estudos de resfriamento das IFs do tipo 1, que contêm uma fase carbônica mista, nem sempre foi possível a obtenção da $T_{fclatrato}$ exata, devido às dificuldades de visualização, uma vez que estes apresentam índice de refração muito próximo ao do quartzo. Muitas medidas foram obtidas indiretamente, através da acomodação final da bolha da inclusão. Outras vezes, eram obtidas através de valores intermediários entre duas medidas de temperaturas consecutivas de ligeiros resfriamentos, após a formação de clatrato, onde na penúltima medida ainda ocorria uma deformação da bolha e/ou a formação de clatrato em torno da mesma, e a última temperatura onde nada ocorria, sendo o intervalo de temperaturas dessas duas medidas menores do que 2°C .

Os Histogramas A e B da Figura 23 mostram os valores das $T_{fclatrato}$ obtidas nas IFs do tipo 1, em quartzo de veios (maciço e recristalizado) mineralizados e estéreis, respectivamente. Esses valores variam de $+1$ a $+19^{\circ}\text{C}$, e estão em consonância com os dados de $T_{fclatrato}$ misto com CO_2 , conforme visto no item 4.2.2.

A determinação da salinidade das IFs com multicomponentes do tipo 1 da Mina de São Bento, através do modelo proposto por Diamond (1990, 1994; item 4.2.2), fica inviabilizada, uma vez que não foi possível a determinação da concentração relativa dos tipos de voláteis presentes nas inclusões, dado este necessário para os cálculos teóricos.

Porém, algumas IFs do tipo 1 em subgrãos de quartzo “sujo” e em grãos de quartzo “limpo” da amostra 11 (estéril - recristalizado) apresentam valores de T_{fc} variando entre $-57,2^{\circ}\text{C}$ e $-56,8^{\circ}\text{C}$ (Histograma D da Figura 18). Esses valores são bem próximos do ponto triplo do CO_2 puro ($-56,6^{\circ}\text{C}$). Portanto, essas são as inclusões que podem dar uma estimativa mais próxima da salinidade, através da T_f clatrato CO_2 da fase aquosa das IFs do tipo 1. Assim sendo, obteve-se nessas inclusões apenas seis medidas de $T_{fclatrato}$, sendo que numa dessas inclusões a espectroscopia microRaman determinou a presença de $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, e baixa concentração de N_2 , confirmando-se os dados criométricos acima mencionados. A estimativa da salinidade, através da depressão da temperatura de decomposição do clatrato de CO_2 pelo NaCl, pode ser determinada utilizando-se o Diagrama de Collins, (1979) (Figura 12). Os valores obtidos da $T_{fclatrato}$ da amostra 11 variam entre $+7,5$ e $+8,5^{\circ}\text{C}$ (Histograma B da Figura 23) e indicam uma salinidade equivalente entre 3,4 e 5,0% em peso de NaCl para a fase aquosa das IFs do tipo 1. Como os dados dos estudos criométricos dos fluidos das inclusões do tipo 1 das amostras mineralizadas e estéreis são semelhantes, por extrapolação estima-se que esses fluidos apresentem, de um modo geral, uma baixa salinidade.

Sumário-inclusões fluidas do tipo 1

Os dados das T_{fc} , aliados às análises de espectroscopia microRaman, bem como o comportamento das IFs durante os estudos criométricos, e as medidas da T_{hc} e $T_{fclatrato}$ das IFs do tipo 1, tanto em amostras de quartzo de veios maciço e recristalizado, associados à mineralização aurífera ou não, são semelhantes. Essas inclusões constituem-se de uma fase líquida aquosa e uma fase carbônica líquida, rica em $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ e, subordinadamente, proporções variáveis de N_2 e HS^- . Esses dados indicam também que as IFs do subtipo 1a são mais densas ($1,05 \text{ g/cm}^3$ equiv. de CO_2) e mais ricas em CH_4 (até 50% de CH_4 do volume molar da fase carbônica). Esses fluidos evoluem para o subtipo 1c, menos densos ($0,76 \text{ g/cm}^3$ de CO_2) e mais ricos em CO_2 . As correlações da T_{fc} versus T_{hc} dessas IFs indicam a ocorrência de um processo de diminuição de densidade da fase carbônica proveniente, provavelmente, de vazamentos em proporções variadas, e um processo de mudança da composição dessa mesma fase em função do aumento da fugacidade do oxigênio (oxidação do fluido). Estimou-se ainda, por extrapolação das medidas de $T_{fclatrato}$, que essas inclusões apresentam baixas salinidades, da ordem do equivalente entre 3,4 e 5,0% em peso de NaCl. Verificou-se também, que o processo de recristalização mais avançado dos veios de quartzo ocorreu numa fase final do processo evolutivo do fluido.

5.2.2 Inclusões fluidas do tipo 2

A determinação da T_{fc} das IFs do tipo 2, contidas na amostra 6 (mineralizada-maciço), não foi possível, pois não conseguiu-se seu congelamento, mesmo tendo sido resfriadas a temperaturas de

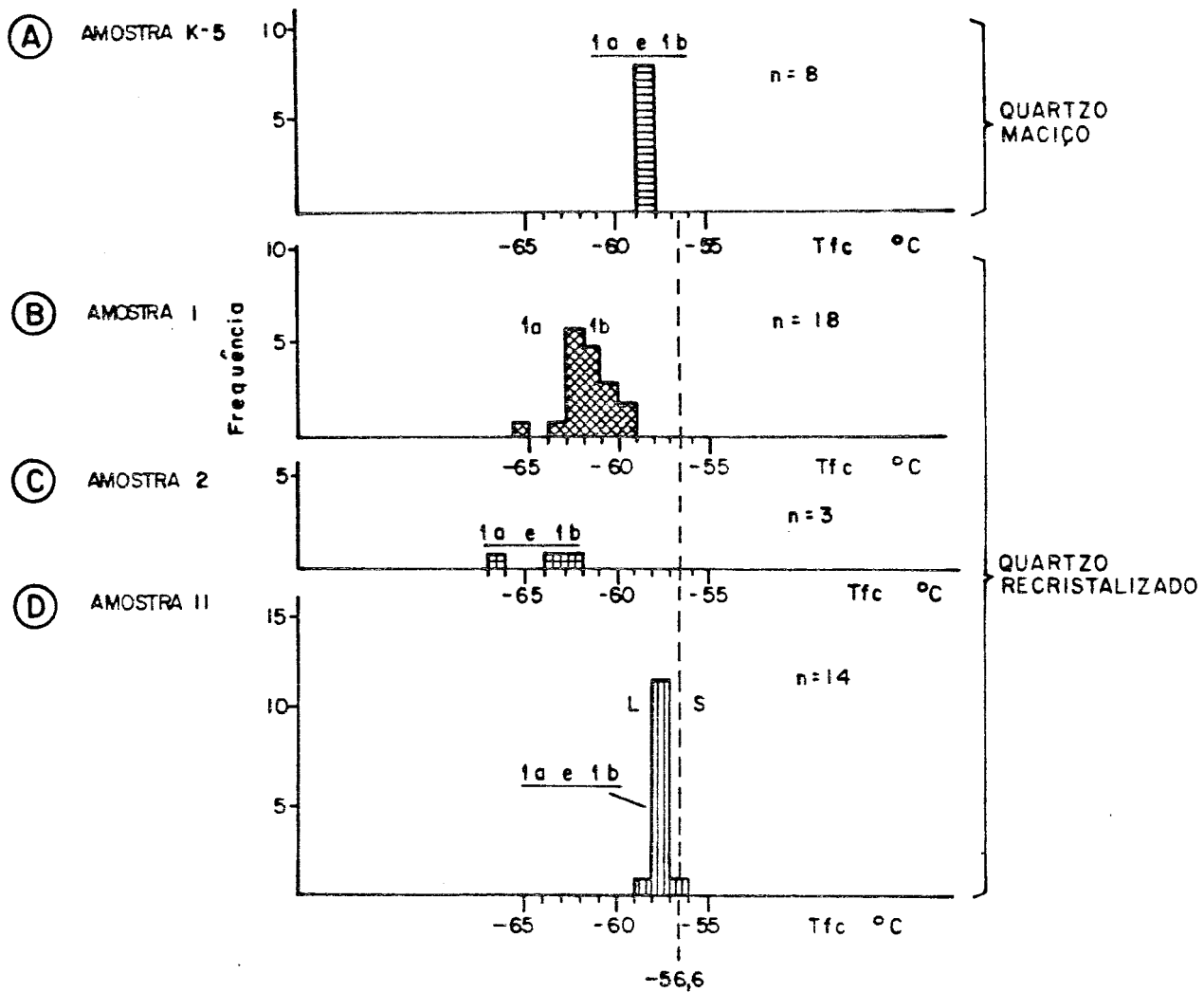


Fig. 18 — HISTOGRAMAS DAS TEMPERATURAS DE FUSÃO DA FASE CARBÔNICA DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO I DAS AMOSTRAS ESTÉREIS DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE $n = \text{N}^{\circ}$ DE MEDIDAS, S = SUBGRÃO "SUJO" E L = GRÃO "LIMPO".

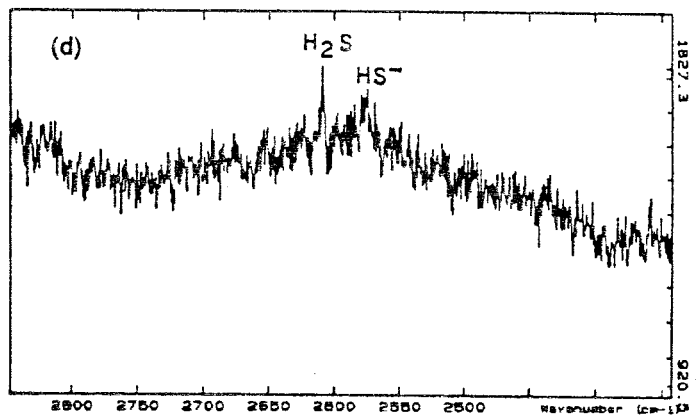
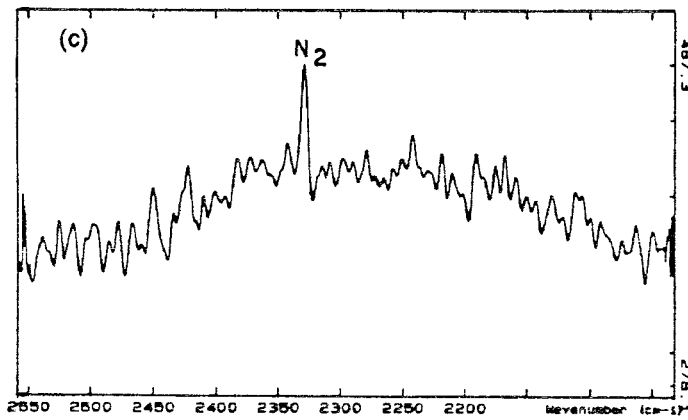
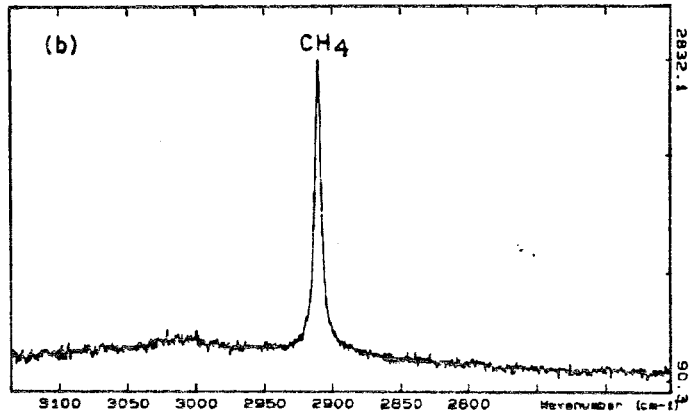
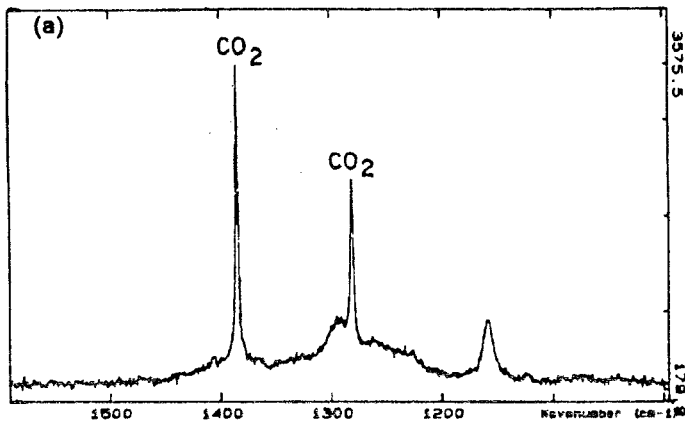


Fig. 19. Espectros Raman do CO_2 (a) , CH_4 (b) , N_2 (c) e H_2S e HS^- (d) das inclusões fluidas do subtipo 1b da amostra 2 (quartzo recristalizado estéril).

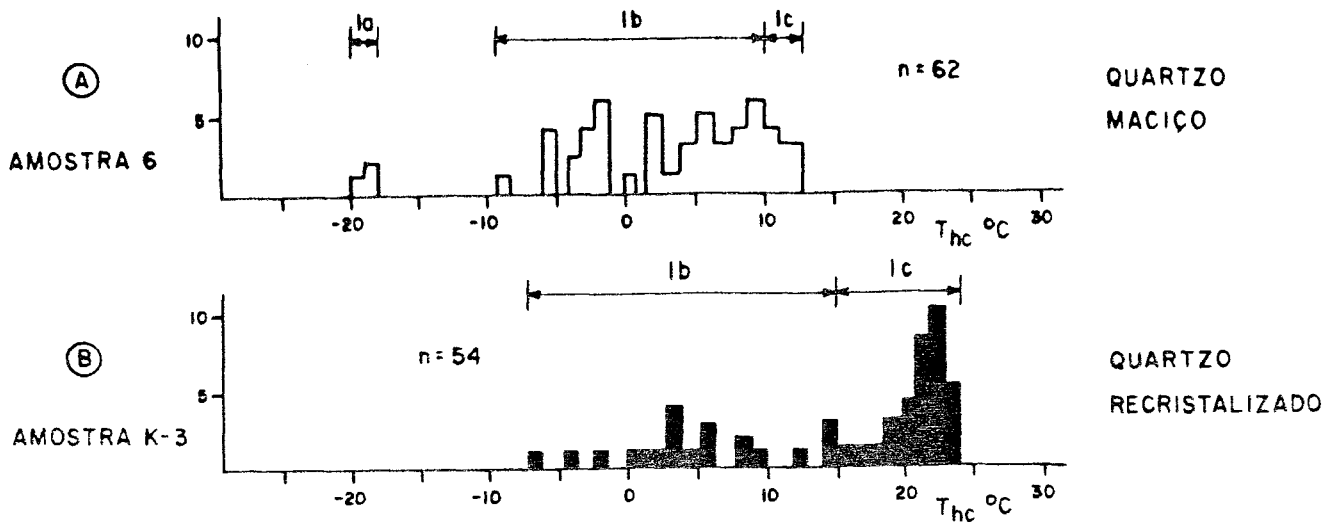


FIG. 20 - HISTOGRAMAS DAS TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZAÇÃO DA FASE CARBÔNICA DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO 1 DAS AMOSTRAS MINERALIZADAS DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE n = NÚMERO DE MEDIDAS.

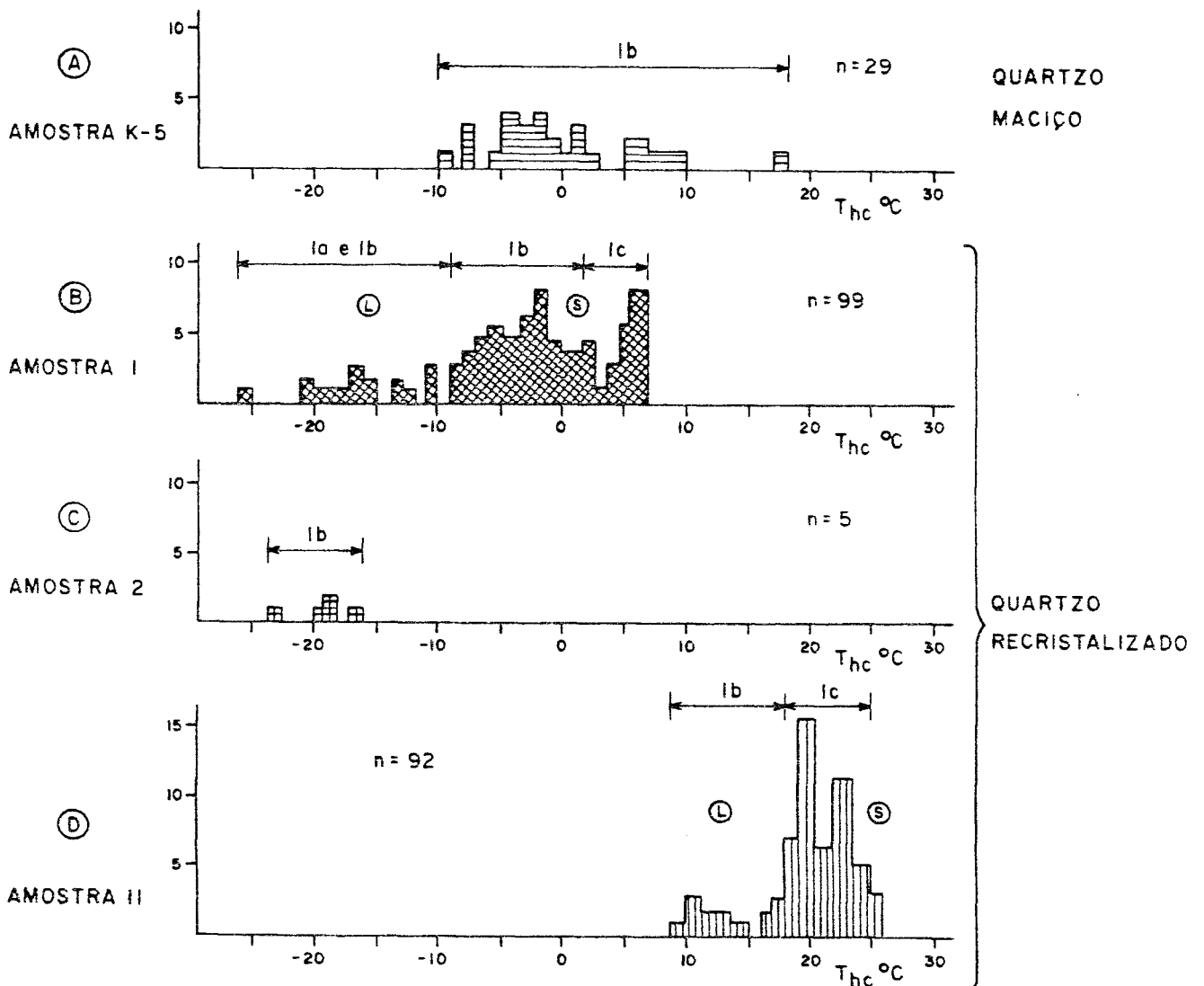


FIG. 21 - HISTOGRAMAS DAS TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZAÇÃO DA FASE CARBÔNICA DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO 1 DAS AMOSTRAS ESTÉREIS DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE n = NÚMERO DE MEDIDAS.

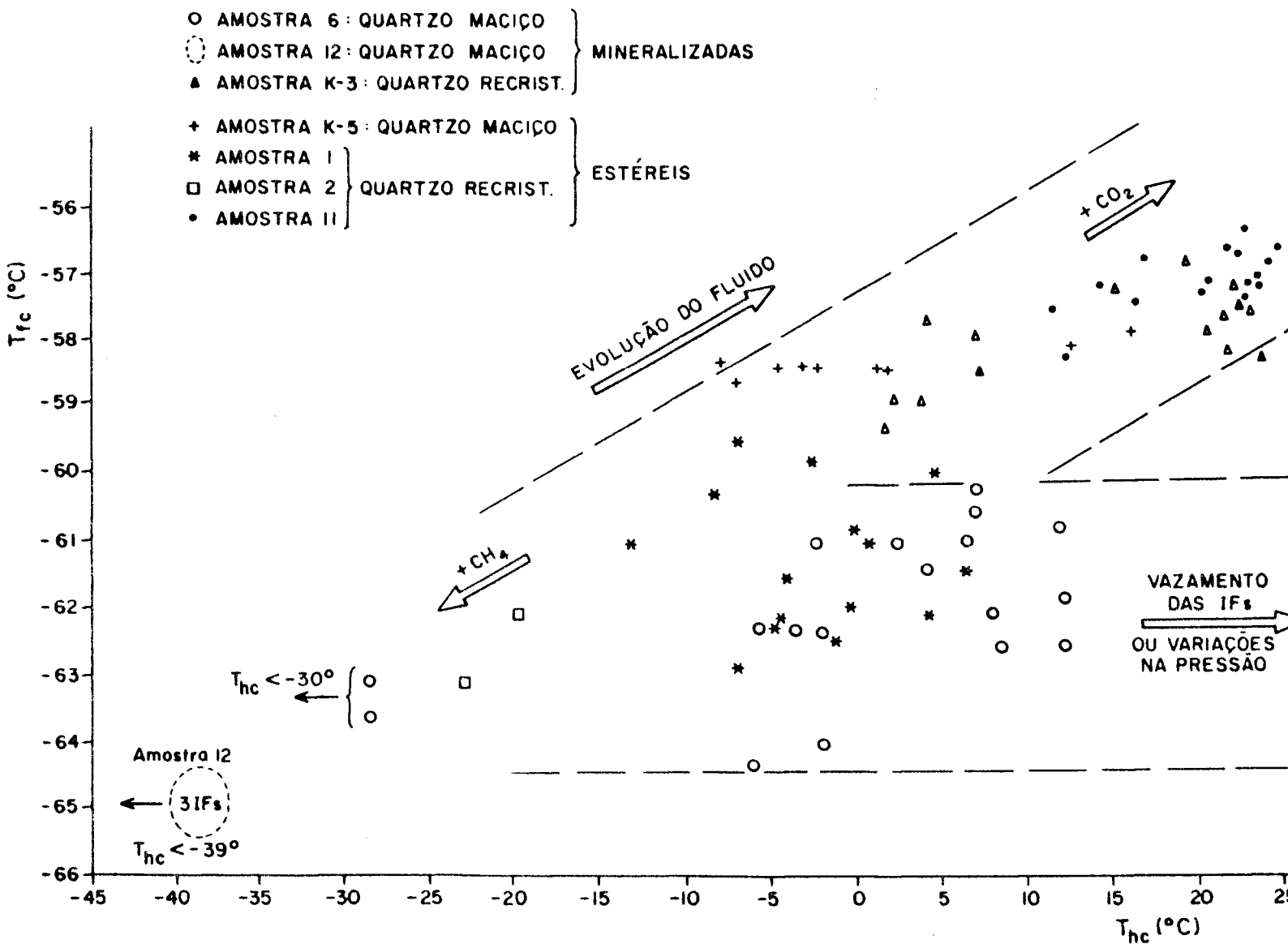


FIG. 22 - GRÁFICO DAS TEMPERATURAS DE FUSÃO (T_{fc}) VERSUS TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZAÇÃO (T_{hc}) DAS FASES CARBÔNICAS DAS IFs DO TIPO 1, DE TODAS AS AMOSTRAS ESTUDADAS. (VER TEXTO PARA DISCUSSÃO)

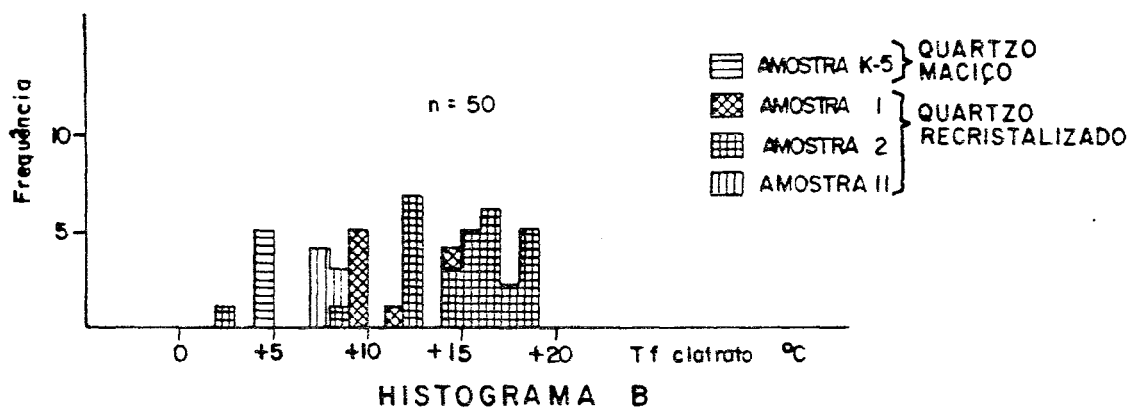
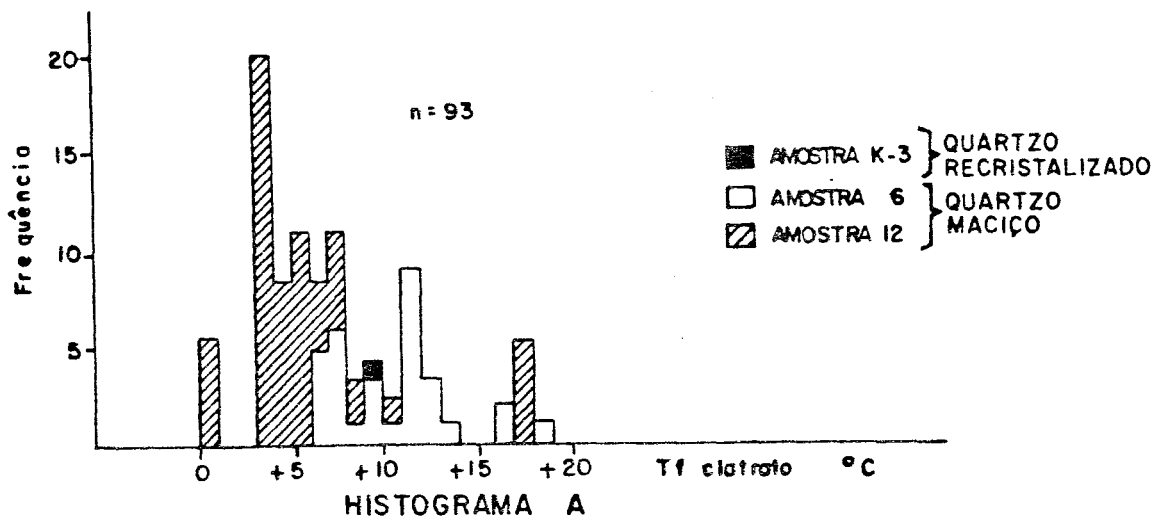


Fig. 23 - HISTOGRAMAS DE TEMPERATURAS DE FUSÃO DO CLATRATO DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO I DAS AMOSTRAS MINERALIZADAS (HISTOGRAMA A) E DAS AMOSTRAS ESTÉREIS (HISTOGRAMA B) DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE n = Nº DE MEDIDAS.

até -180°C , limite do equipamento de microtermometria. A única mudança de fase observada ocorre a temperaturas abaixo de -100°C , onde há a condensação de uma fase líquida (Fotos 19, 20 e 21). A homogeneização dessa fase, durante o retorno à temperatura ambiente, ocorre sistematicamente entre $-90,4$ e $-92,0^{\circ}\text{C}$ (Figura 24). Essa homogeneização ocorre rapidamente, a partir de -93°C , na fase de vapor. Esses valores são característicos de um fluido rico em metano, com ou sem contaminação de N_2 .

IFs desse tipo, analisadas por espectroscopia microRaman, confirmaram uma mistura de $\text{CH}_4 + \text{N}_2$, e um pico muito discreto de HS^- (Figura 25). Observando-se os espectros Raman obtidos nas inclusões desse tipo (Figura 25) verifica-se que o gás predominante é o CH_4 , e que o N_2 e HS^- ocorrem em baixas proporções. Assim, uma estimativa da densidade desse fluido pode ser obtida através das isócoras do metano da Figura 8, as quais indicam densidades de aproximadamente $0,025 \text{ g/cm}^3$ de CH_4 (The entre $-90,4$ e $-92,0^{\circ}\text{C}$).

5.2.3 Inclusões fluidas do tipo 3

IFs do tipo 3 (monofásicas e bifásicas aquosas) das amostras 6 e 12 (maciços) e K-3 (recristalizado) associadas à mineralização aurífera mostram $T_{\text{f}}_{\text{gelo}}$ variando entre $-28,0$ e $+3,0^{\circ}\text{C}$ (Figura 26).

As $T_{\text{f}}_{\text{gelo}}$ obtidas nas inclusões do subtipo 3a variam de $-28,0$ a $-23,0^{\circ}\text{C}$ (Figura 26 - subtipo 3a). Como visto no item 5.1.3, essas inclusões são monofásicas. Os valores da $T_{\text{f}}_{\text{gelo}}$ que ocorrem sem a prévia nucleação da fase de vapor são uma fusão metaestável, e não devem ser consideradas como válidas para inferir a salinidade da solução (Roedder, 1967). Porém, partindo-se do princípio de que em fusões metaestáveis a fusão do gelo ocorre a temperaturas mais elevadas, e considerando que as medidas de $T_{\text{f}}_{\text{gelo}}$ obtidas nessas inclusões estão abaixo do ponto eutético do sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ ($-21,1^{\circ}\text{C}$; Figura 13), conclui-se que essas inclusões apresentam alta salinidade e que íons de Ca^{2+} , Fe^{2+} ou Mg^{2+} possam estar presentes.

Já as dos subtipo 3b apresentam um número maior de medidas de $T_{\text{f}}_{\text{gelo}}$, refletindo uma maior abundância desse subtipo. Essas medidas variam de $-17,0$ a 0°C , com uma maior frequência de medidas entre $-3,0$ e $-2,0^{\circ}\text{C}$ (Figura 26 - subtipo 3b). Isso corresponde a uma salinidade variável entre o equivalente a 20,3 e 0% em peso de NaCl , e com uma maior frequência entre o equivalente a 4,7 e 3,4% em peso de NaCl (ver Figura 13).

As inclusões do subtipo 3c só foram observadas em amostras de quartzo maciço. Aparentemente, estão associadas aos planos de inclusões do subtipo 3b. Seu congelamento se dá entre $-30,0$ e $-40,0^{\circ}\text{C}$, muitas vezes com o desaparecimento da fase aquosa gasosa. Durante o retorno à temperatura ambiente, essa fase gasosa reaparece por volta de $-20,0^{\circ}\text{C}$, e em algumas inclusões ocorria a formação de várias fases gasosas menores, que coalescem novamente numa só, próximo a $-1,0^{\circ}\text{C}$, dando valores de $T_{\text{f}}_{\text{gelo}}$ positivas. Essas medidas de $T_{\text{f}}_{\text{gelo}}$ são metaestáveis e não foram consideradas para inferir a salinidade da solução (Roedder, 1967). Assim sendo, as medidas de $T_{\text{f}}_{\text{gelo}}$ para efeito da estimativa da salinidade das inclusões do subtipo 3c variaram entre $-5,0$ e $-0,5^{\circ}\text{C}$ (Figura 26 - subtipo 3c), o que corresponde a um fluido com salinidade variando entre o equivalente a 7,6 e 1,0% em peso de NaCl (Figura 13).

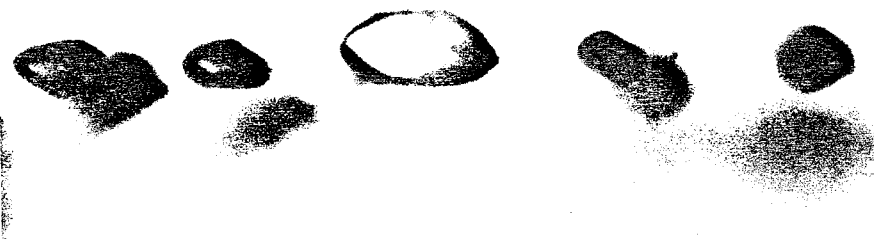


Foto 19 - Inclusões fluidas monofásicas, nitro-carbônicas, do tipo 2, da amostra 6 (quartzo maciço mineralizado), à +25°C. Escala : a barra equivale a 35 μm .

Foto 20 - Inclusões fluidas monofásicas, nitro-carbônicas, do tipo 2, da amostra 6- (quartzo maciço mineralizado), à -100°C, onde se verifica a condensação de uma fase líquida. Escala: a barra equivale a 35 μm .

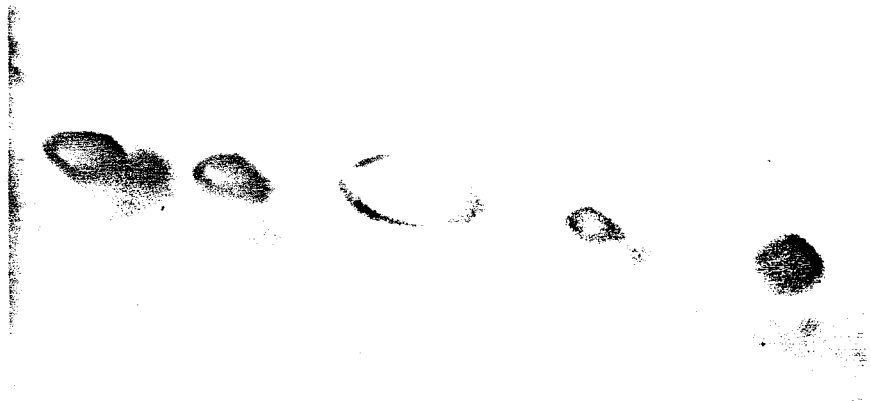


Foto 21 - Inclusões fluidas monofásicas, nitro-carbônicas, do tipo 2, da amostra 6 (quartzo maciço mineralizado), à -120°C, com a condensação da fase líquida mais visível. Escala: a barra equivale a 35 μm .

As análises por espectroscopia microRaman em IFs do tipo 3 indicaram somente a presença de H₂O, tanto na fase líquida, quanto na fase gasosa.

Os estudos das inclusões do tipo 3 das amostras estéreis evidenciaram somente a presença dos subtipos 3b e 3c. O subtipo 3a não foi observado nessas amostras. Inclusões do subtipo 3b indicam que as medidas de T_fgelo variam entre -15,0 e 0,0 °C, (Figura 27 - subtipo 3b), o que corresponde à salinidades variáveis entre o equivalente a 18,5 e 0% em peso de NaCl (Figura 13). Um outro fluido, de menor salinidade, está representado pelas inclusões do subtipo 3c, onde a salinidade varia entre o equivalente a 7,6 e 0% em peso de NaCl (Figura 27 - subtipo 3c), que também apresentam fusões metaestáveis, à semelhança das IFs do subtipo 3c das amostras mineralizadas acima descrita.

Portanto, as medidas de T_fgelo das IFs do tipo 3, das amostras mineralizadas e estéreis, maciças e recristalizadas de São Bento, indicam a presença de três fluidos aquosos de salinidade distintas: um com salinidade variável entre o equivalente a 3,4 e 4,7% em peso de NaCl (subtipo 3b), outro com salinidade variável, entre o equivalente a 1 e 7,6% em peso de NaCl (subtipo 3c), e um terceiro, mais salino (subtipo 3a), contendo, além do Na⁺, ions de Ca²⁺, Fe²⁺ ou Mg²⁺, observada somente na amostra 6, mineralizada.

Os estudos criométricos das IFs monofásicas escuras, que se localizam nos contatos e/ou limites dos grãos dos quartzos recristalizados, mineralizados e estéreis, não indicaram mudança de fase, mesmo tendo atingido valores próximos a -180 °C. Isso já é um indicativo de serem inclusões vazias, reforçadas pelas suas posições nos cristais. A espectroscopia microRaman indicou que elas estão efetivamente vazias. Essas inclusões devem estar relacionadas com a eliminação e/ou escoamento das inclusões do centro para as bordas dos subgrãos, e por estarem justamente nos seus limites, os fluidos nelas contidos vazaram.

5.3 Resultados dos estudos por aquecimento

Os estudos por aquecimento mostraram, em todos os tipos de inclusões, das amostras mineralizadas e estéreis, uma pronunciada ocorrência de crepitação ou perda parcial de fluidos antes de se atingir a homogeneização total (Tht) (Figuras 28 a 31). Isso já era, de certa forma, esperado por se tratar de amostras de veios de quartzo cisalhados ou tectonizados, fenômenos que criam planos de fraqueza no mineral por onde os fluidos podem escapar. Esse é um fenômeno conhecido nos estudos de IFs em rochas metamórficas, processo que pode ser exacerbado quando se trata de inclusões aquo-carbônicas. Os fluidos dessas inclusões (tipo 1), como nas amostras estudadas de São Bento, já à temperatura ambiente (+25 °C), estão submetidas a pressões da ordem de 70 bares nas inclusões com a densidade equiv. de CO₂ = 0,76 g/cm³ de CO₂ (subtipo 1c) e de mais de 500 bares nas inclusões com densidade equiv. de CO₂ = 1,05 g/cm³ equiv. de CO₂ (subtipo 1a) (Figuras 7 e 21). Por outro lado, nas inclusões aquosas (tipo 3) essa pressão é inferior à atmosférica, ocorrendo mesmo pressões negativas (Figura 9).

Os resultados de aquecimento obtidos nas IFs das amostras 6 e 12 (mineralizadas) e 1, 11 e K-5 (estéreis) constituem a comprovação direta dessas afirmações onde, nas Figuras 28 e 29 (tipo 1), nota-se uma predominância absoluta das medidas das temperaturas de crepitação ou vazamento (Tv), com 139 medidas, sobre as medidas das Tht, com 22 medidas. Nas Figuras 30 e 31 das IFs do

tipo 3 das amostras 6, 12 (mineralizadas) e K-5 (estéril), as frequências dessas mesmas medidas aparecem numa proporção bastante diversa ($T_v = 73$ medidas e $T_{ht} = 59$ medidas).

Conforme foi visto (Capítulo 5) a frequência das inclusões do subtipo 1a é muito baixa. Elas são as que apresentam as densidades equiv. de CO_2 mais elevadas ($1,05 \text{ g/cm}^3$). Considerando-se a temperatura de $+200^\circ\text{C}$, que corresponde ao valor da moda em que ocorreram vazamentos ou crepitações (Figuras 28 e 29), a pressão correspondente seria de $\sim 2,5 \text{ kb}$ (Roedder, 1984 - Figura 8-8). No entanto, em duas dessas inclusões da amostra 2 as T_{ht} obtidas foram de $+310$ e $+290^\circ\text{C}$, o que corresponde a uma pressão de $3,2 \text{ kb}$. Esses últimos valores de temperatura e pressão podem ser considerados como sendo as condições mínimas de aprisionamento das inclusões do subtipo 1a. Deve-se considerar ainda que esta temperatura e pressão são superestimadas, pois a fase carbônica é assumida como CO_2 puro e não uma mistura de $\text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2 + \text{HS}^-$. Essa pressão estimada de $3,2 \text{ kb}$ está de acordo com os resultados experimentais feitos em quartzo por Leroy (1979) onde IFs abaixo de $12 \mu\text{m}$ podem suportar pressões de $2,7 \text{ kb}$ sem sofrer crepitação, e dos estudos de Swanemberg (1980), onde IFs de $1 \mu\text{m}$ podem suportar pressões de até 6 kb , pois as inclusões do subtipo 1a são muito pequenas ($3\text{-}10 \mu\text{m}$) e não apresentaram crepitação ou vazamento durante o aquecimento.

Por outro lado, pelos gráficos de Brown & Lamb (1989; Figuras 32 c, d) para uma temperatura de $+300^\circ\text{C}$ a pressão poderia atingir de $4,8$ a $5,2 \text{ kb}$, considerando-se para as IFs do subtipo 1a uma salinidade equivalente a 6% em peso de NaCl , conforme os valores obtidos na criometria (item 5.2.1), e uma porcentagem estimada de 15% de CO_2 (item 5.1.1). Os gráficos de Brown & Lamb (1989) indicados na Figuras 32 fornecem valores de densidades que abrangem as densidades obtidas no presente estudo.

Já para as inclusões do subtipo 1c (tamanhos de 5 a $40 \mu\text{m}$ e densidade de $\text{CO}_2 = 0,76 \text{ g/cm}^3$), tomando-se os valores da moda da crepitação ($+200^\circ\text{C}$), teríamos 1 kb como valor mínimo da pressão utilizando-se os dados de Leroy (1979) e Swanemberg (1980). Pelos gráficos de Brown & Lamb (1989; Figuras 32 a, b), essa pressão elevar-se-ia para $3,0$ a $3,2 \text{ kb}$ considerando-se a mesma salinidade acima, e uma porcentagem estimada de 5% de CO_2 (item 5.1.1).

As poucas T_{ht} obtidas nas IFs do tipo 1 estão dispersas entre $+140^\circ$ e mais de $+340^\circ\text{C}$ (Figuras 28 e 29). Isso pode ser consequência de modificações pós-formacionais ou aprisionamento a partir de fluidos heterogêneos. A possibilidade da ocorrência da primeira hipótese é viável pois o quartzo encontra-se tensionado e a influência da segunda hipótese também é possível visto que o sistema $\text{H}_2\text{O-CO}_2$, com uma salinidade equivalente de 6% em peso de NaCl , estaria possivelmente heterogeneizado a $+300^\circ\text{C}$, nas proporções das misturas presentes (Hollister, 1981- Fig. 1.3).

Nas inclusões aquosas (tipo 3), conforme foi constatado o número de inclusões crepitadas decresce substancialmente. No entanto, é estranho que a moda do Histograma situe-se em torno de $+200^\circ\text{C}$. Água pura ou salina a essa temperatura teria uma pressão interna abaixo de 50 bares (Roedder, 1984; Figura 9.6). Nessas condições seria impossível a ocorrência de crepitação ou vazamento como vimos acima (Leroy, 1979).

As T_{ht} das inclusões aquosas referem-se, predominantemente, aos do subtipo 3b. Elas se distribuem numa ampla faixa de valores, variando entre $+100$ a $+320^\circ\text{C}$ (Figuras 30 e 31), e indicam que as inclusões sofreram modificações pós-formacionais (estrangulamento, redistribuição tectônica) ou

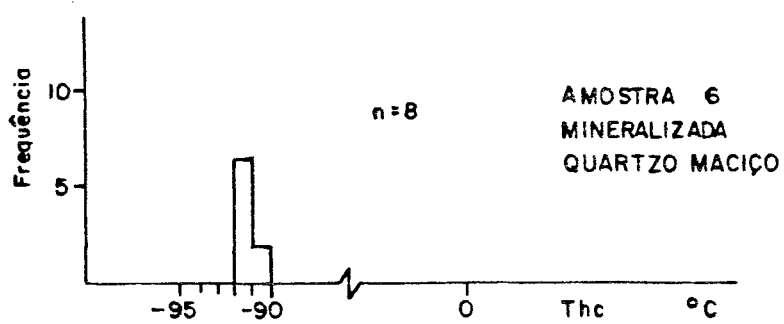


Fig. 24 — HISTOGRAMA DAS TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZAÇÃO DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO 2 DA AMOSTRA 6 (QUARTZO MACIÇO - MINERALIZADA), DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE n = Nº DE MEDIDAS.

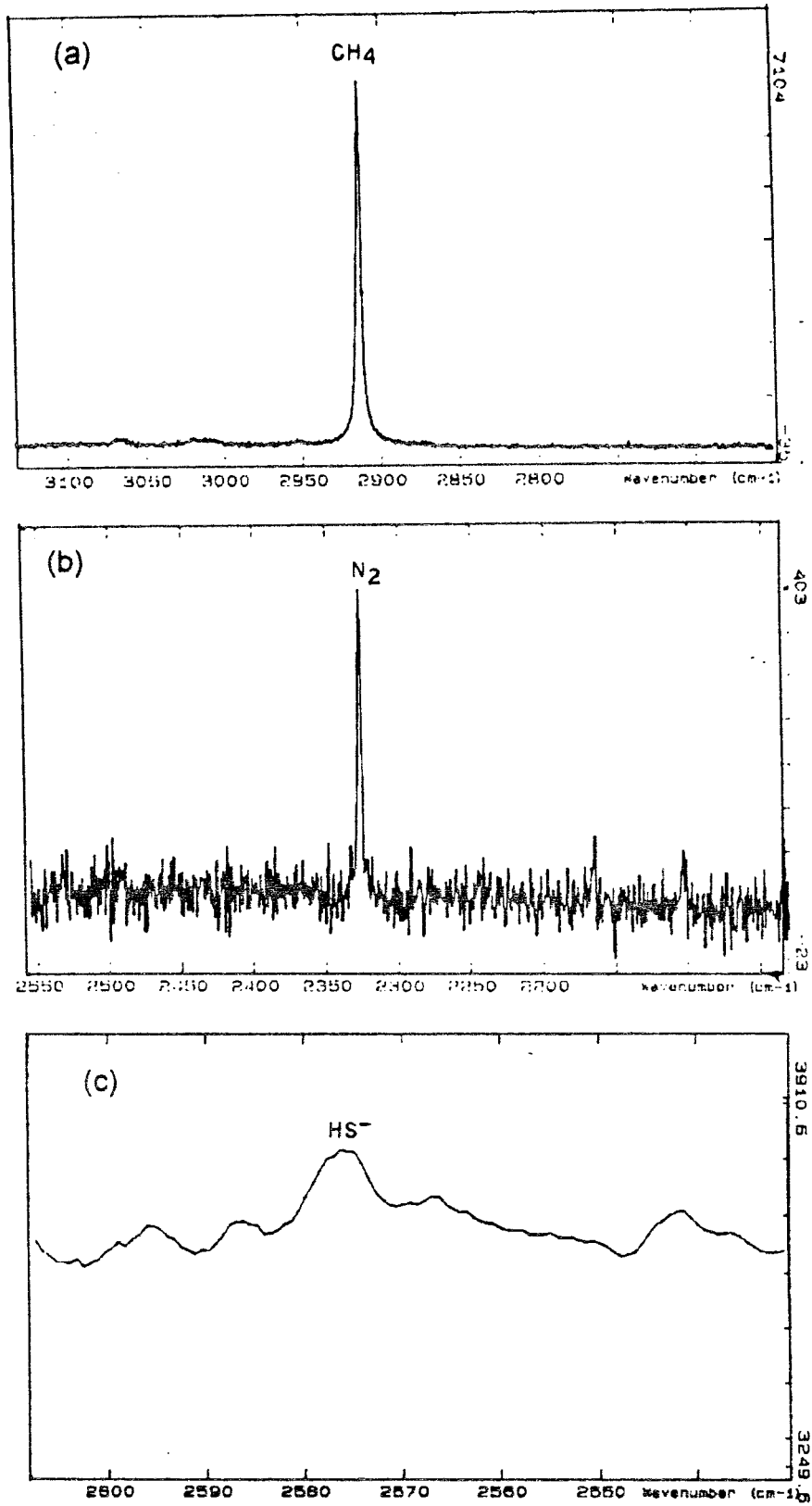


Fig. 25. Espectros Raman do CH₄ (a), N₂ (b) e HS⁻ (c) das inclusões fluidas do tipo 2 da amostra 6 (quartzo maciço-mineralizada).

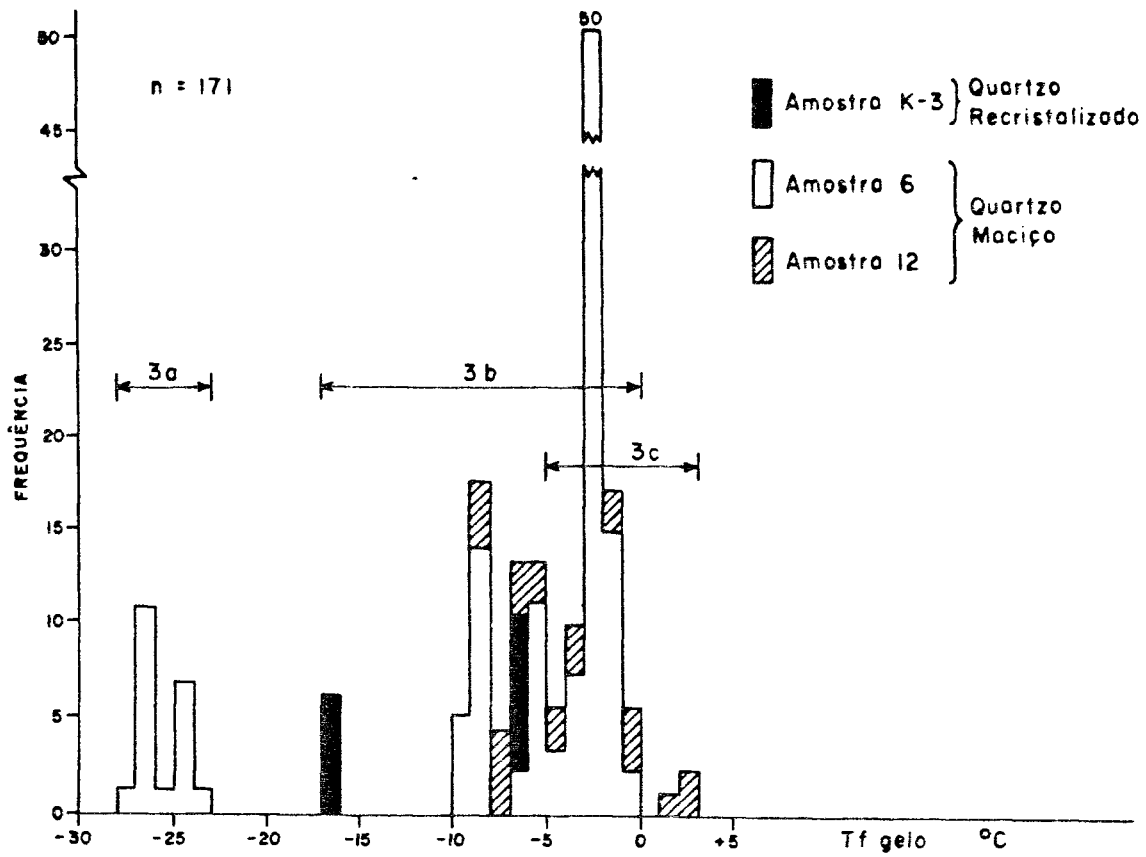


Fig. 26 - HISTOGRAMA DAS TEMPERATURAS DE FUSÃO DO GELO DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO 3 DAS AMOSTRAS MINERALIZADAS DA MINA DE S. BENTO, ONDE n = NÚMERO DE MEDIDAS

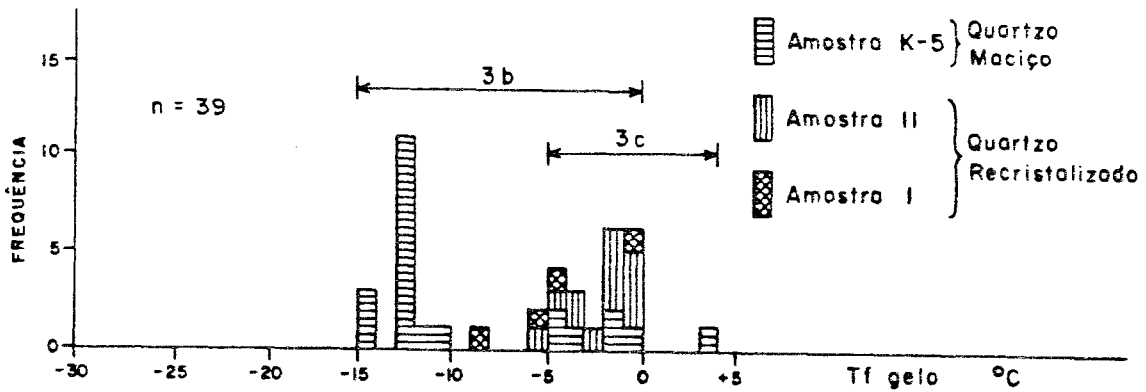


Fig. 27 - HISTOGRAMA DAS TEMPERATURAS DE FUSÃO DO GELO DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO 3 DAS AMOSTRAS ESTÉREIS DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE n = NÚMERO DE MEDIDAS

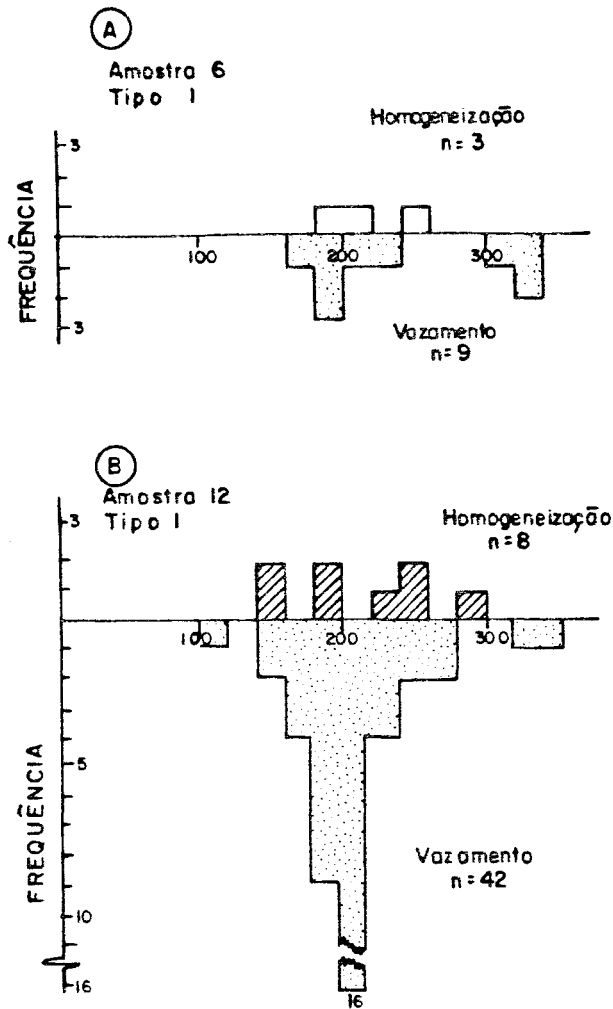


FIG. 28 - HISTOGRAMAS DE TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZAÇÃO E VAZAMENTO DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO I DAS AMOSTRAS MINERALIZADAS DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE n = NÚMERO DE MEDIDAS

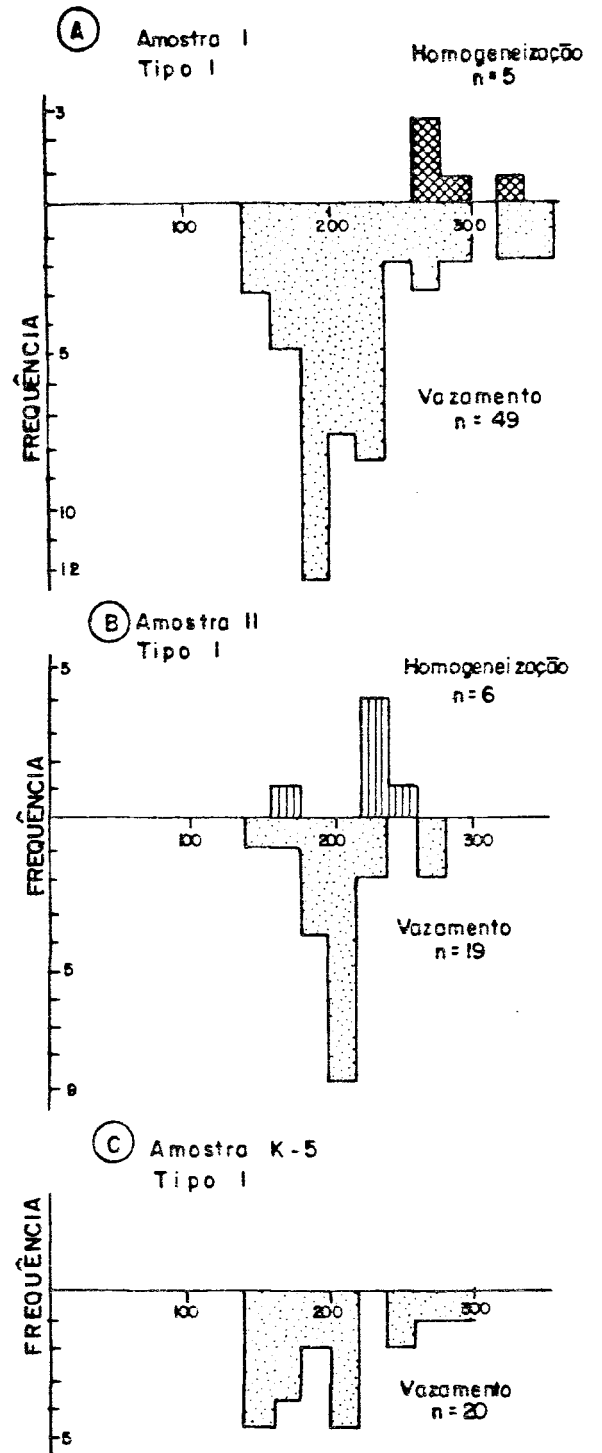


FIG. 29 - HISTOGRAMAS DE TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZAÇÃO E VAZAMENTO DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO I DAS AMOSTRAS ESTÉREIS DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE n = NÚMERO DE MEDIDAS

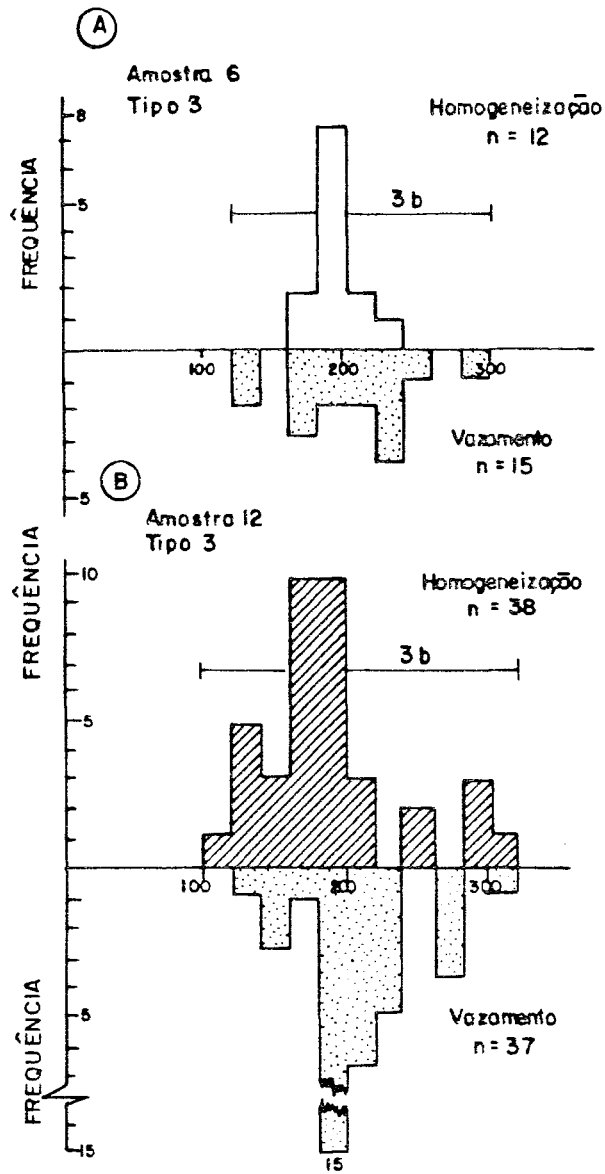


FIG. 30 - HISTOGRAMAS DE TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZAÇÃO E VAZAMENTO DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO 3 DAS AMOSTRAS MINERALIZADAS DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE n = NÚMERO DE MEDIDAS.

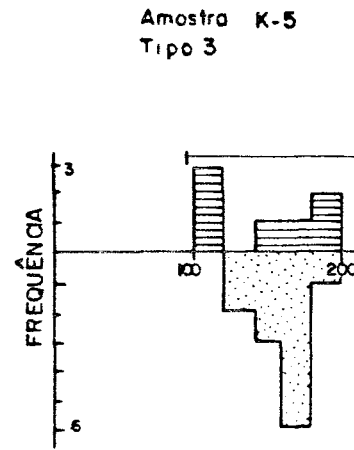


FIG. 31 - HISTOGRAMA DE TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZAÇÃO E VAZAMENTO DAS INCLUSÕES FLUIDAS DO TIPO 3 DAS AMOSTRAS MINERALIZADAS DA MINA DE SÃO BENTO, ONDE n = NÚMERO DE MEDIDAS.

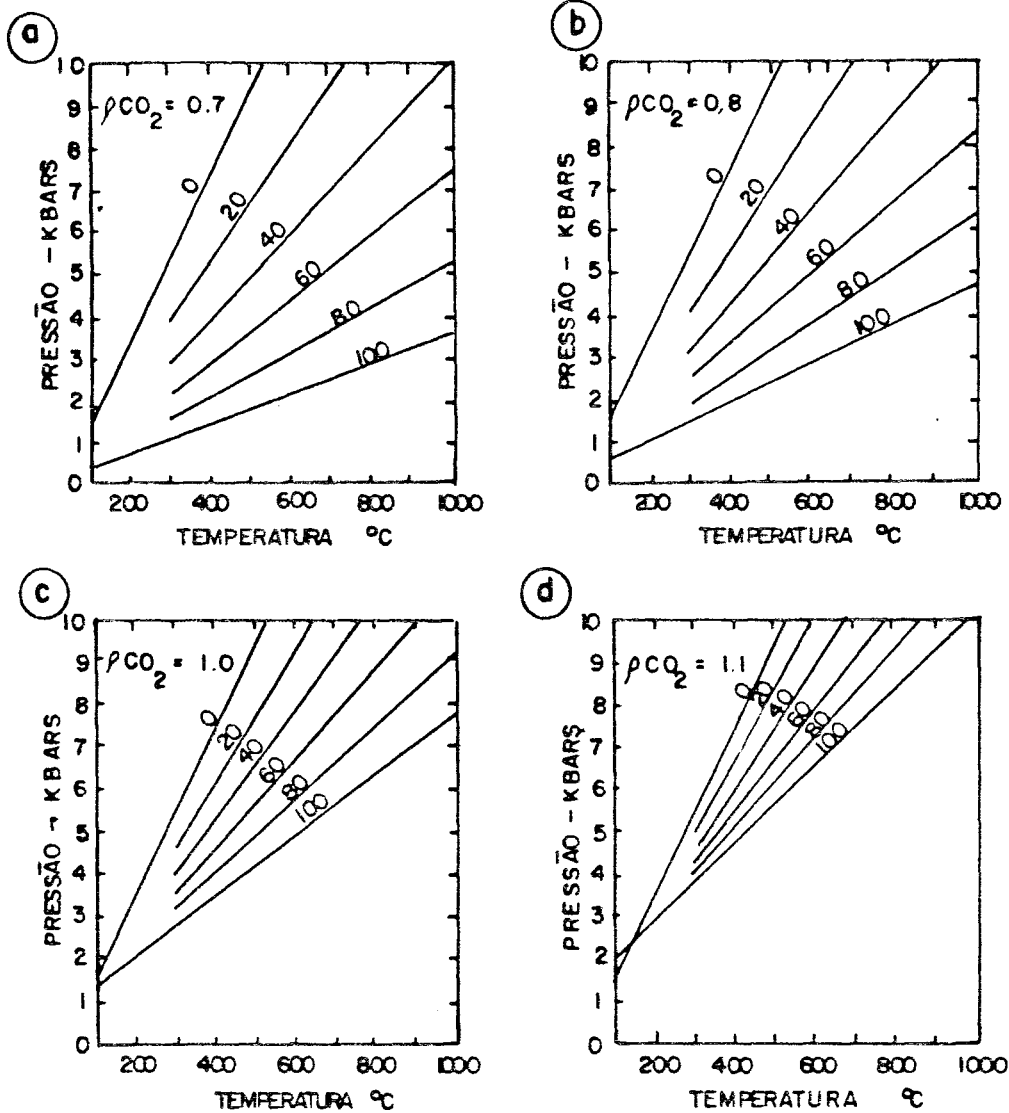


Fig. 32 - DIAGRAMAS DE P-T DO SISTEMA H₂O - CO₂ - NaCl, COM O EQUIVALENTE A 6% PESO DE NaCl. AS ISÓCORAS SÃO DADAS EM PORCENTAGEM EM VOLUME DE CO₂, ESTIMADA À 30°C.

(Fonte: Brown & Lamb 1989)

foram formadas a partir de um sistema heterogêneo. A moda da Tht dessas IFs situa-se em +180°C, que corresponde à sua temperatura mínima de formação (Roedder, 1984).

5.4 Estudos complementares

Além dos estudos de petrografia, de microtermometria e de espectroscopia microRaman, vistos até aqui, foram feitos também estudos complementares por catodoluminescência.

O fenômeno da luminescência é a propriedade que algumas substâncias possuem de emitir radiação luminosa. Com base na luminescência que as substâncias apresentam, elas podem ser divididas em fosforescentes, que são aquelas que emitem luz independentemente de uma radiação excitante, e em fluorescentes, cuja emissão de luz depende de uma radiação excitante. Nestas últimas, a luminescência cessa logo após o término da radiação incidente.

Os tipos de luminescência são classificados segundo a origem da radiação excitante. O efeito da catodoluminescência é obtido através do bombardeamento de elétrons sobre as substâncias. Substâncias cristalinas podem apresentar catodoluminescência se sofrerem uma radiação, cuja energia seja suficiente para excitar elétrons, transportando-os a um nível de energia maior (Gomes & Vortisch, 1990). Após um curtíssimo espaço de tempo (~10 segundos), os átomos excitados tendem a retornar ao nível de origem, de menor energia, liberando, entre outras, radiações luminosas não térmicas, que constituem a catodoluminescência.

O método do estudo por catodoluminescência envolve o bombardeamento das amostras a serem estudadas (lâminas delgadas sem cobertura ou lâminas polidas nas duas faces), por elétrons, dentro de uma pequena câmara, onde é feito vácuo. O processo é acompanhado através de um microscópio petrográfico comum. Após o bombardeamento, os minerais da amostra emitem uma luminescência. A partir de diferentes cores emitidas pelos minerais pode-se identificar estruturas, impurezas, sobrecrescimentos, zoneamentos nos minerais, zonas recristalizadas, feições diagenéticas, identificação de certos minerais.

As amostras mineralizadas 6 e 12 (quartzo maciço) e 4 e 8 (quartzo recristalizado) foram estudadas pelo método da catodoluminescência nos laboratórios do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade de Ouro Preto, utilizando-se um equipamento CITL-COLD CATHODELUMINESCENCE 8.200 MK-3 da Technosyn, acoplado a um microscópio petrográfico modelo Axiophoto da Zeiss.

Esse estudo visava revelar, através de diferentes cores refletidas pelas amostras, zonas de material mais recentes ao longo das fissuras dos veios de quartzo, ou alguma diferença entre os veios de quartzo maciços e recristalizados (Roedder, 1984).

Infelizmente, os resultados não foram satisfatórios, devido à baixa luminescência emitida pelo quartzo. Pode-se distinguir, porém, uma leve estruturação, com formas semi-arredondadas, tanto no quartzo maciço quanto no quartzo recristalizado. Isso indica uma certa semelhança entre os dois tipos de quartzo, onde as estruturas com formas arredondadas são maiores nos grãos de quartzo maciços do que nos grãos de quartzo recristalizados.

Foram observados também alguns cristais de carbonatos zonados de cores amareladas e avermelhadas, dispersos no veio de quartzo da amostra 12. A cor mais avermelhada pode ser interpretada como reflexo de uma composição mais dolomítica.

Observou-se ainda a ocorrência de pequenos pontos de intensa luminescência de cor azul, associados à fraturas ou zonas intergranulares do quartzo (cores mais claras). Esses pontos foram interpretados como sendo material de contaminação, impregnados durante a confecção das lâminas (esmeril).

5.5 Cronologia relativa das inclusões fluidas

Como visto anteriormente, os estudos petrográficos das amostras de São Bento mostram a presença de dois tipos de quartzo de veios: um maciço e outro recristalizado. O quartzo maciço apresenta um pequeno grau de deformação, onde as IFs dos tipos 1 (subtipos 1b e 1c), 2 e 3 decoram fraturas cicatrizadas que, localmente, se prolongam através dos subgrãos (Foto 22). Com base nos trabalhos de Wilkins & Barkas (1978), as inclusões dos tipos 1 (subtipos 1b e 1c), 2 e 3 estariam relacionadas com uma deformação rúptil (item 4.1).

IFs do tipo 1 foram subdivididas, nos quartzo de veios maciços, em três subtipos (1a, 1b e 1c). As IFs do subtipo 1a são raras, isoladas e distribuem-se aleatoriamente, e apresentam tamanhos reduzidos e morfologia regular poliédrica (menor energia de superfície). Baseado nas colocações feitas por Wilkins (1990) (item 4.1), essas inclusões devem ser remanescentes de IFs precoces que escaparam de repetitivos episódios de fraturamento/cicatrização e recristalização. Portanto, essas seriam as IFs mais antigas dos três subtipos. As IFs do subtipo 1c são maiores e mais irregulares do que as IFs do subtipo 1b e as superfícies cicatrizadas com IFs do subtipo 1c são mais completas e contínuas do que aquelas que contêm os subtipos 1b. Isso indica que as IFs do subtipo 1c são mais recentes do que as do subtipo 1b (item 4.1). O cruzamento de planos com IFs do subtipo 1b com planos de IFs do subtipo 1c não apresentam relações de intersecção visível entre si. Além disso, não há coexistência de IFs dos subtipos 1b e 1c ao longo de uma mesma trilha. Essas colocações reforçam a idéia de que as inclusões do tipo 1 teriam uma evolução cronológica relativa do subtipo 1a, passando pelo subtipo 1b até o subtipo 1c.

No quartzo recristalizado, o grau de recristalização é avançado. Nesse tipo de quartzo, IF do subtipo 1a é raro. Basicamente, só foram observadas IFs dos subtipos 1b e 1c, que também ocorrem associadas à planos de fraturas cicatrizadas, porém de pequena extensão, com um número reduzido de inclusões e, geralmente, situando-se próximo aos limites dos grãos recristalizados, sem ultrapassá-los (Foto 23). Essas, portanto, seriam classificadas, segundo Wilkins & Barkas (1978), como inclusões de deformação dúctil (item 4.1). No interior desses grãos recristalizados (grãos “limpos”) há uma ausência quase que total de IFs, pois durante a recristalização as IFs pré-existentes foram sendo destruídas, deixando o interior dos grãos “limpos” praticamente sem inclusões (Wilkins & Barkas, 1978). Essas IFs dos subtipos 1b e 1c, observadas no quartzo recristalizado, devem ser inclusões remanescentes do quartzo maciço. Já no interior dos subgrãos remanescentes (“grãos sujos”) do quartzo recristalizado, há uma abundância de IFs dos subtipos 1b e 1c, de tamanhos reduzidos (5 a 15 μm), mais ou menos equidimensionais.

IFs do tipo 1 associadas a clorita, como visto no item 5.1.1, são observadas principalmente nos grãos “limpos” do quartzo recristalizado. Sua formação deve estar relacionada com o aprisionamento acidental dos fluidos aquo-(nitro)-carbônicos remobilizados durante o processo de recristalização do quartzo maciço. Por conterem fluidos semelhantes aos das IFs do tipo 1 ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2 + \text{HS}^- + \text{sal}$) e estarem associadas ao processo de deformação dúctil, essas inclusões são, provavelmente, contemporâneas às IFs dos subtipos 1b e 1c.

Já as inclusões do tipo 2 são pouco frequentes, e apresentam alguns constituintes ($\text{CH}_4 - \text{N}_2 \pm \text{HS}^-$) que ocorrem nas IFs do tipo 1 ($\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \pm \text{HS}^-$), onde o CH_4 é o componente predominante (Figura 25). Esse tipo de inclusão só foi observado numa fratura cicatrizada de pequena extensão da amostra 6 de veio de quartzo maciço mineralizado. Um dos prolongamentos dessa fratura interrompe-se bruscamente e inicia-se um plano, com a mesma direção, decorado por inclusões monofásicas e/ou bifásicas aquosas cuja salinidade (equiv. a 10% em peso de NaCl) é um pouco maior do que a salinidade das IFs do tipo 1. Isso deve indicar uma imiscibilidade do fluido nitro-carbônico com o fluido aquoso. Uma explicação plausível para a cronologia dessas inclusões nitro-carbônicas, do tipo 2, é que elas poderiam ser remanescentes de um fluido redutor anterior, constituído essencialmente por $\text{CH}_4 (\pm \text{N}_2 \pm \text{HS}^-)$, e que teria evoluído, com a oxidação, para o fluido aquo-(nitro)-carbônico, contido nas IFs do tipo 1. Esse processo também pode ser explicado pela reação $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$, conforme visto anteriormente no item 5.2.1, onde para cada molécula de CH_4 que é oxidada para formar uma molécula de CO_2 são produzidas duas moléculas de H_2O , diluindo assim, a salinidade da fase aquosa, levando à composição das IFs do tipo 1. Assim sendo, as IFs do tipo 2 seriam anteriores às IFs do tipo 1.

Dentre as inclusões aquosas do tipo 3, as do subtipo 3a localizam-se em microfissuras de pouca continuidade, com poucas inclusões alongadas paralelamente ao alinhamento das microfissuras, e com tamanhos reduzidos (3 a 15 μm). Essas inclusões apresentam alta salinidade, e só foram observadas em número reduzido na amostra 6 (mineralizada - maciço), e por serem secundárias e de baixa temperatura devem ser remanescentes de eventos mais recentes, provavelmente posteriores à formação das inclusões dos tipos 1 e 2.

As IFs do subtipo 3b localizam-se em planos de fraturas bem definidos e de grande extensão. São mais abundantes, maiores (até 100 μm) e apresentam formas mais alongadas e/ou irregulares do que as do subtipo 3a. Cronologicamente, essas IFs são posteriores às inclusões dos tipos 1, 2 e 3a.

As do subtipo 3c são as que apresentam maiores tamanhos (até 150 μm) e formas mais irregulares. Isso é um indicativo de que estas devam ser mais recentes do que os subtipos anteriores (ver item 4.1).

Portanto, os estudos petrográficos e das IFs mostram a presença de veios de quartzo maciços, com um baixo grau de recristalização, apresentando IFs relacionadas com uma deformação rúptil, e veios de quartzo recristalizados com um grau de recristalização avançado, onde as IFs estão relacionadas com uma deformação dúctil. Características indicativas de deformação dúctil são mais proeminentes nas amostras estudadas.

Resumidamente, em função da localização, forma, tamanho e composição das IFs contidas nos veios de quartzo das amostras estudadas, estipulou-se a seguinte cronologia relativa para as mesmas:

- Tipo 1** São as mais importantes com relação ao processo da mineralização aurífera e foram subdivididas em três subtipos. As IFs do subtipo 1a são as mais antigas e evoluem, cronologicamente, para o subtipo 1b que, por sua vez, evoluem para o subtipo 1c. As IFs associadas às cloritas apresentam o mesmo fluido das IFs do tipo 1 e estão relacionadas principalmente com a recristalização do quartzo e devem ser contemporâneas às IFs dos subtipos 1b e 1c.
- Tipo 2** São pouco frequentes e ricas em CH_4 . Considerando essas IFs como sendo remanescentes de um fluido redutor, imiscível entre o CH_4 ($\pm \text{N}_2 \pm \text{HS}^-$) e água, essas inclusões seriam anteriores às IFs do tipo 1.
- Tipo 3** Foram subdivididas em três subtipos. Presume-se que sejam posteriores aos tipos 1 e 2, sendo o subtipo 3a mais antigo e o subtipo 3c mais recente.

A tabela 4 mostra as características e os principais dados obtidos nos estudos das IFs em veios de quartzo, mineralizados e estéreis, do Corpo 1 da Mina de Ouro de São Bento.

• • •



Foto 22 - Fraturas cicatrizadas com inclusões fluidas secundárias dos subtipos 1b, 1c e 3c, localmente, se prolongando através dos subgrãos do quartzo maciço da amostra 6 (quartzo maciço mineralizado). Escala: a barra equivale a 0,4 mm.



Foto 23 - Planos de fraturas cicatrizadas com inclusões fluidas bifásicas do subtipo 1b sem ultrapassar os grãos de quartzo recristalizados da amostra 11 (quartzo recristalizado estéril). Escala: a barra equivale a 30 μ m.

TIPO	AQUO - (NITRO) - CARBÔNICA			NITRO CARBÔNICA	AQUOSA		
	1a	1b	1c	2	3a	3b	3c
COMPOSIÇÃO	H ₂ O - CO ₂ - CH ₄ - N ₂ - HS ⁻ - H ₂ S - Sais			CH ₄ (±N ₂ -HS ⁻)	H ₂ O - Sais		
Nº DE FASES PRESENTE À T. AMBIENTE	Bifásicas			Monofásicas	Monofásicas	Monofásicas e Bifásicas	Bifásicas
FREQUÊNCIA	Raras	Frequentes	Abundantes	Rara	Raras	Abundantes	Pouco Frequente
OCORRÊNCIA	Aleatória	Planos de IFs não bem definidos	Planos de IFs	Plano de Inclusão	Planos de IFs	Planos de IFs	Aleatória
TAMANHO (µm)	3-15	10-30	Até 40	20-70	3-15	Até 100	Até 150
MORFOLOGIA	Poliédricas	Quadradas Retangulares	Alongadas Irregulares	Arredondadas	Alongadas	Alongadas Irregulares	Arredondadas Irregulares
% DO VOLUME DA FASE CARBÔNICA	10-15	5-10	5	—	—	—	—
DENSIDADE (g/cm ³)	1,05 Equiv. ao CO ₂ (+ CH ₄)	Entre 1,05 e 0,76	0,76 (+ CO ₂)	0,025 de CH ₄	—	—	—
SALINIDADE (Equiv. da % em Peso NaCl)	3,4 a 5,0			—	Alta Salinidade (Na, Fe, Mg, Ca)	3,4 a 4,7	Baixa Salinidade
T. MÍNIMA DE FORMAÇÃO (°C)	300	Entre 300 e 200	200	—	—	180	—
P. MÍNIMA DE FORMAÇÃO (Kbar)	3,2	Entre 3,2 e 1	1	—	—	—	—

TABELA 4 - RESUMO DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS E DADOS OBTIDOS DOS ESTUDOS DAS INCLUSÕES FLUIDAS DA MINA DE OURO DE SÃO BENTO.

Capítulo 6 Conhecimento atual sobre a gênese de ouro em Greenstone Belt encaixadas em BIF: Contribuição dos estudos de inclusões fluidas

Segundo Hutchinson (1987) três tipos de depósitos de ouro no Precambriano são importantes: *greenstone belts* arqueanos hospedeiros de veios, aluviões proterozóicos e minérios hospedados em grauvacas e/ou turbiditos do Proterozóico Superior ao Fanerozóico.

As considerações feitas a seguir serão em relação ao primeiro tipo, uma vez que a Mina de São Bento localiza-se no *Greenstone Belt* Rio das Velhas, de idade arqueana. Detalhes sobre os demais tipos podem ser encontrados no artigo do autor supracitado.

Depósitos de ouro em terrenos *greenstone belts* arqueanos contribuem com cerca de 20% da produção mundial de ouro. Esses depósitos ocorrem em *greenstone belts* de vários crátons arqueanos, principalmente na África do Sul, Zimbábue, Canadá, Austrália, Brasil e Índia, indicando que a mineralização de ouro foi uma parte fundamental na evolução desses cinturões (Phillips & Groves, 1984; Groves & Phillips, 1987; Hutchinson, 1987).

As mineralizações auríferas em *greenstone belts* arqueanos, geralmente, estão associadas a veios de quartzo que ocorrem em sucessões vulcano-sedimentares, dominadas por rochas vulcânicas félsicas a ultramáficas e intercaladas, regionalmente, com estratos sedimentares, especialmente conglomerados polimícticos, grauvacas turbidíticas e formações ferríferas (Hutchinson, 1987).

Para Hutchinson (1987), os veios auríferos podem ser classificados como discordantes ou concordantes. O primeiro tipo relaciona-se a atividades hidrotermais do fundo do mar, para formar estratos auríferos exalativos, com remobilizações metamórficas tardias dentro desses estratos para formar veios epigenéticos discordantes, sistemas de veios e *stockworks*. O segundo tipo sugere um simples estágio de substituição epigenética por fluidos gerados por reações metamórficas (desidratação) em rochas preparadas estruturalmente para formar veios estratiformes e/ou discordantes (Fyfe & Kerrich, 1984).

Para Phillips & Groves (1984), nos *greenstone belts* podem ser reconhecidos dois tipos principais de depósitos de ouro. Um, associado a veios, que ocorrem principalmente em rochas vulcânicas como também em rochas sedimentares. O outro tipo é estratiforme em BIF ou *cherts* ricos em ferro. Os depósitos associados a veios são aceitos como depósitos epigenéticos, pois apresentam evidências transgressivas dos veios em relação às encaixantes e alterações hidrotermais associadas, sugerindo um desequilíbrio entre o fluido e as rochas encaixantes. Já o consenso sobre a gênese dos depósitos estratiformes associados às BIFs, contendo sulfetos e/ou carbonatos, é mais polêmico porque, geralmente, a mineralização de ouro acompanha o acamamento bem definido da rocha hospedeira.

Esses dois tipos de depósito (veios e estratiformes) estão presentes em vários distritos auríferos, e hipóteses ligando os dois tipos têm sido propostas. Elas incluem a remobilização do ouro singenético na BIF (Fripp, 1976 in Phillips & Groves, 1984), ou a remobilização desse metal para zonas dilatantes da rocha (Anhaeusser, 1976; Hutchinson, 1976, ambos in Phillips & Groves, 1984).

Phillips & Groves (1983) e Groves *et al.* (1983) sugerem que depósitos estratiformes representam, simplesmente, uma mineralização epigenética derivada de uma fonte similar para os tipos de veios, porém depositados em rochas hospedeiras contrastantes.

Muitos depósitos de ouro em *greenstone belts* arqueanos ocorrem no domínio metamórfico da facies xisto verde, embora alguns depósitos importantes ocorram em terrenos de grau metamórfico mais elevado (Phillips & Groves, 1986; Kerrich, 1993; Oliveira & Santos, 1994).

Estudos isotópicos, de IFs, e dos processos hidrotermais associados às rochas de vários depósitos de ouro em *greenstone belts* arqueanos, em domínios metamórficos de facies xisto verde, indicam pressões abaixo de 3 kb e temperaturas entre +250 e +400°C para sua formação (Robert *et al.*, 1990).

Estruturalmente, em diferentes escalas, depósitos de ouro em *greenstones* são espacialmente associados a zonas de grandes falhas crustais, que serviram de canais principais para a focalização dos fluidos. Estudos detalhados têm mostrado que distritos portadores de ouro em *greenstones* ocorrem, principalmente, em regimes compressoriais. Embora alguns distritos sejam associados a sistemas de cisalhamento transcorrente, muitos distritos ocorrem em sistemas dominados por movimentação do tipo *oblique to dip slip*. O regime de transição rúptil-dúctil pode ser crítico em vários depósitos, pois tem sido enfatizado que em tais regimes os fluidos podem ter um papel ativo na deformação e fraturamento da rocha (Robert *et al.*, 1990; Sibson, 1990; Oliveira & Santos, 1994).

Com base no comportamento do Au⁺, no potencial de ligação (Cl⁻, HS⁻, H₂S, CN⁻, CO⁻, OH⁻, NH₄⁺, etc.) e nas atividades dessas ligações em fluidos hidrotermais, os complexos de ouro a enxofre (S) ou cloro (Cl) aparecem como predominantes nos fluidos responsáveis pelos depósitos de ouro em *greenstone belts* arqueanos (Jaireth, 1990; Seward, 1991). Complexos de S-Au são mais estáveis até +300°C e dominam o transporte desses metais em fluidos geotermiais. Em temperaturas mais altas, os complexos de Cl-Au podem tornar-se mais importantes. Em complexos de S reduzido, a solubilidade do ouro aumenta com a temperatura e a quantidade total de enxofre. A solubilidade do ouro é baixa em pH e *f*O₂ baixos ou em pH e *f*O₂ altos, e atinge o máximo em pH próximo do neutro e *f*O₂ intermediárias (vide Lobato, 1993) (Figura 33). Resfriamento, sulfetação e oxidação dos fluidos são os mais prováveis mecanismos para deposição do ouro nesses terrenos (Kesler, 1990).

Modelos para a fonte dos fluidos contendo ouro incluem devolatilização de pilhas metamórficas (Phillips & Groves, 1983; Fyfe & Kerrich, 1984), circulação de águas meteóricas (Nesbitt & Muehlenbachs, 1989), fluidos produzidos por magmas félsicos (Cameron & Hattori, 1987), fluidos derivados do manto (Colvine, 1988; Cameron, 1988, *in* Kerrich, 1990) e conexão com lamprófiros (Kerrich, 1990).

As mineralizações de ouro associadas às *BIFs* normalmente estão relacionadas a zonas ricas em sulfetos que, por sua vez, estão regionalmente dentro das facies óxido e/ou carbonato mais extensiva das *BIFs*. Geralmente o ouro e o enxofre apresentam uma íntima associação, e a deposição dos mesmos deve ter sido sincrônica.

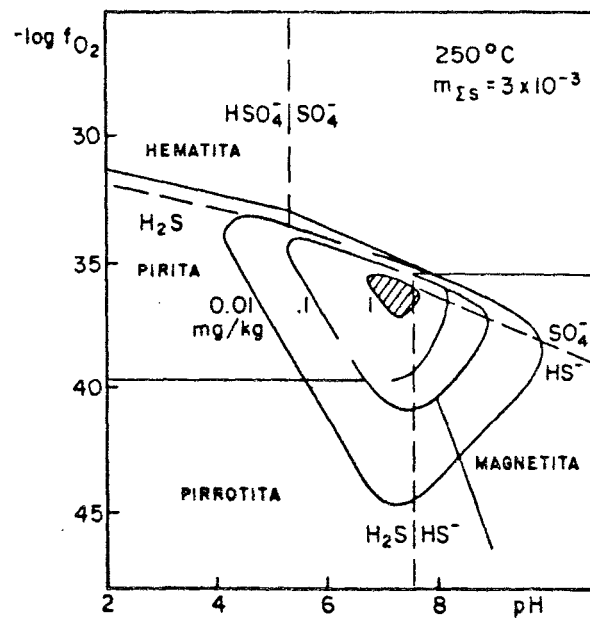


FIG.33 - DIAGRAMA DE FUGACIDADE DE O_2 (f_{O_2}) - pH A $250^\circ C$, MOSTRANDO OS CAMPOS DE ESTABILIDADE DAS PRINCIPAIS ESPÉCIES DE ENXOFRE E OS CONTORNOS DE SOLUBILIDADE DE Au EM mg/Kg COM O $Au(HS)_2$. O CONTORNO MARCADO PELO NÚMERO 1 (NO CENTRO) REFLETE CONDIÇÕES MÁXIMAS DE SOLUBILIDADE DE Au. (Henley et al., 1984)

Phillips & Groves (1984) descrevem três modelos genéticos de depósitos de ouro associados às *BIFs* do Arqueano. O primeiro modelo envolve formação precoce de ouro e das facies sulfeto das formações ferríferas bandadas na interface sedimento-água do mar, numa bacia deposicional na qual as facies óxido e/ou carbonato são dominantes. Esse modelo implica numa fonte localizada de enxofre e/ou condições apropriadas de pH e Eh, para uma maior precipitação de sulfeto de ferro do que óxido de ferro. A circulação convectiva da água do mar com deposição química do ouro a partir das salmouras ricas nesse metal tem sido sugerida como fonte do fluido para esse modelo. No segundo modelo, Kerrich (1979) e Fryer (1979) (ambos *in* Phillips & Groves, 1984) sugerem que essa deposição realizou-se através de um fluido metamórfico, rico em H₂O-CO₂, emanado do fundo do mar. Nesse caso, algum envolvimento da água do mar aquecida é sempre inevitável, e complexos de Cl devem estar envolvidos no transporte do metal. No terceiro modelo, de caráter epigenético, as facies óxido e/ou carbonato das *BIFs* são substituídas por sulfetos cuja precipitação deve-se a fluidos metamórficos tardios. Nesse modelo, o fluido penetra, via falhas e fraturas das *BIFs*, e promove uma substituição seletiva das bandas ricas em ferro, por sulfetos de ferro.

O estudo das IFs tem sido um grande suporte para o conhecimento metalogenético dos depósitos de ouro em *greenstone belts* arqueanos. Os fluidos mais comuns encontrados em IFs nesses depósitos, segundo Kesler (1990), são:

- Fluidos aquosos com baixa salinidade (menos de 6% equiv. de NaCl) e quantidades variáveis de CO₂ (com ou sem CH₄, N₂, etc);
- Fluidos constituídos essencialmente de CO₂, com pequenas quantidades de água e quantidades variáveis de CH₄ e N₂;
- Fluidos aquosos, com baixa proporção de gás, e salinidade com mais de 10% equiv. de NaCl.

Em todos os estudos de vários depósitos, as IFs contendo H₂O - CO₂ ± CH₄ ± N₂ ± H₂S são consideradas contemporâneas à mineralização aurífera.

Estudos de IFs, realizados por Ho (1987) e Ho *et al.* (1990), em veios de quartzo associados a vários depósitos auríferos em *greenstone belts* arqueanos da Austrália Ocidental, ilustram muito bem sua importância na contribuição de obtenção de informações genéticas desses depósitos minerais. Para esses trabalhos foram amostrados depósitos com diferentes estilos estruturais e uma ampla variedade de rochas hospedeiras, incluindo rochas máficas e *BIFs*. Os estudos sugerem que a deposição do ouro em todos esses depósitos ocorreu através de fluidos levemente alcalinos a neutros, com baixa salinidade (equivalente a < 2% em peso de NaCl), ricos em H₂O-CO₂ (entre 15 a 25 mol % de CO₂) e densidades entre 0,7 a 0,8 g/cm³. Esses estudos concluem, ainda, que os veios de quartzo foram depositados num campo de pressão e temperatura de 1-2 kb e +250-400°C, respectivamente. As IFs de muitos desses depósitos são, à temperatura ambiente, trifásicas: H₂O líquido, CO₂ líquido e CO₂ vapor. O metano foi reconhecido em veios adjacentes a rochas sedimentares contendo material carbonoso.

Apesar de uma ampla variação na natureza do controle estrutural e das rochas hospedeiras estudadas, os dados de IFs integrados com outros dados sobre a avaliação da mineralização sugerem que muitos veios, incluindo aqueles hospedados em *BIFs*, são de origem epigenética.

Estudos de reconhecimento realizados por Ho (1987) em amostras das Minas de Ouro do Barbeton Greenstone Belt (Consort, África do Sul) e Vubachikwe (Zimbabwe) indicam similaridades com os estudos das IFs das amostras da Austrália Ocidental.

Ho *et al.* (1990) sugerem que os dados de IFs, em conjunto com os dados de campo, petrológicos, geoquímicos e isotópicos, para muitos desses depósitos estudados, são compatíveis com um modelo de evolução por substituição metamórfica. Esse modelo metamórfico tem sido discutido em detalhe por Phillips & Groves (1984), Phillips & Groves (1986), Groves & Phillips (1987) e Phillips & Powell (1993). Resumidamente, esse modelo sugere que fluidos profundos na pilha *greenstone* são produzidos durante o metamorfismo regional, como resultado de desidratação, decarbonização e desulfidação, principalmente de rochas vulcânicas máficas e ultramáficas, na ausência de fusões parciais significantes. Komatiitos enriquecidos em ouro podem ter sido a fonte, embora uma fonte enriquecida não seja um requisito necessário para esse modelo. O equilíbrio com as rochas fontes dos níveis inferiores da pilha *greenstone* assegura aos fluidos um caráter reduzido, neutro a levemente alcalino. O ouro foi, possivelmente, transportado como um complexo de S reduzido (por ex. $\text{HAu}(\text{HS}^-)_2$), com S derivado da pilha vulcânica. Os fluidos seriam focalizados ao longo de falhas ou zonas de cisalhamento, e o ouro depositado nesses canais, ou em sistemas de fraturas. Vários depósitos formam-se onde os condutos de fluidos interceptaram rochas toleíticas ricas em Fe ou *BIFs*, devido à sulfetação das rochas encaixantes e deposição sincrônica do ouro como resultado da interação fluido-rocha.

O estudo das IFs na América do Norte e Europa tiveram maior desenvolvimento a partir da década de 60. No Brasil, os primeiros trabalhos utilizando-se essa técnica tiveram início no final da década de 70, com a importação dos primeiros aparelhos de IFs. Até a presente data os estudos de IFs relacionados a depósitos auríferos brasileiros são em pequeno número.

Campos *et al.* (1987), a partir de dados de campo e de estudos microtermométricos das IFs contidas em veios de quartzo auríferos dos metassedimentos do Grupo Cuiabá (Mato Grosso), distinguiram duas diferentes gerações de veios: A primeira, de direção NE, concordante com o lineamento regional, teria sua origem relacionada a fluidos metamórficos que lixiviaram o ouro disperso nos metassedimentos, e teria concentrado-o nos veios de quartzo. Esses fluidos são aquosos, de baixa salinidade, contendo N_2 e, subordinadamente, CO_2 , e foram aprisionados a temperaturas entre 180 e 360°C. A segunda geração de veios de quartzo, de direção discordante (NW), apresentam fluidos mineralizantes que parecem estar relacionados à intrusão de um plutão granítico nas proximidades. Os dados referentes à temperatura de homogeneização total e salinidade dos fluidos das IFs não permitem conclusões definitivas, porém sugerem um zonamento a partir do corpo intrusivo.

De Alvarenga *et al.* (1989) também realizaram estudos microtermométricos e por espectroscopia Raman em IFs contidas em microfissuras de veios de quartzo que cortam os metassedimentos de baixo grau metamórfico do Grupo Cuiabá (Proterozóico Superior), do distrito aurífero de Cuiabá. Verificaram que na área ocorreu uma importante circulação de fluidos associada com a última fase de deformação dútil, e que a zona mineralizada é caracterizada pela presença de um fluido rico em $\text{CO}_2\text{-N}_2$.

Moissette *et al.* (1990) realizaram análises de IFs em veios de quartzo mineralizado em ouro e estéreis que cortam *BIFs* pré-cambrianas do QF. Essas análises indicaram que as IFs dos veios mineralizados contêm $H_2O-CO_2-CH_4-H_2S$, e que os veios estéreis contêm IFs bifásicas com Tht variando entre $+120^\circ$ e $+160^\circ C$ e salinidade entre 3,5 e 4,5% equivalente em peso de NaCl. Contêm ainda IFs saturadas em halita associada com a fase de vapor desse último tipo de inclusão.

Ramanaidou *et al.* (1991) estudaram *BIFs* frescos e alterados, bem como veios de quartzo do Grupo Caraça (Proterozóico Inferior) do Sinclinal de Ouro Fino (QF). Esses estudos indicam que os itabiritos apresentam altas concentrações de ouro, que variam de 30 a 40 ppb, e as lateritas entre 20 e 60 ppb em diferentes horizontes. Consideram assim, que os itabiritos podem ter sido uma significativa fonte do ouro encontrado em alguns veios de quartzo da área. Esses autores realizaram ainda estudos sistemáticos de microtermometria e espectroscopia Raman em IFs em diferentes tipos de veios de quartzo, e indicam que, no estágio hidrotermal, a deposição do ouro parece estar restrita aos veios caracterizados pela presença de fluidos com C-H-O-S, de baixa fO_2 (próximo ao tampão Ni-NiO), enquanto veios de quartzo-especularita indicam condições de fO_2 maior do que a do tampão hematita-magnetita, e soluções ricas em sulfetos.

Xavier (1987, 1988, 1993), através de estudos petrográficos, microtermométricos e espectroscopia Raman das IFs nos depósitos de ouro da Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta, localizados no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Proterozóico Inferior), na porção norte do Cráton do São Francisco, Bahia, demonstram que os fluidos mineralizantes são composicionalmente semelhantes entre si. São soluções aquosas de baixa salinidade (equivalente a $< 6\%$ em peso de NaCl), contendo 11,5 à 45 mol % de CO_2 e quantidades subordinadas e variáveis de CH_4 (0 - 7 mol %) e N_2 (0 - 7,7 mol %). Foram detectados ainda, através de análises de cromatografia gasosa, traços de C_2H_4 , C_2H_6 + C_3H_4 , C_3H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} e COS. As condições de T e P dos fluidos mineralizantes variaram de $+390^\circ$ a $+455^\circ C$ e 2,7 a 4,8 kb, no depósito da Fazenda Brasileiro, e de $+360^\circ$ a $+420^\circ C$ no depósito Fazenda Maria Preta. A fO_2 destes fluidos foi estimada entre 10^{-25} e 10^{-31} bares (entre os tampões quartzo-magnetita-faialita e NiO-Ni), o que confere um caráter redutor para estes fluidos. Baseado nos dados de IF e composição de $\delta^{18}O_{H_2O}$ e δD_{H_2O} , os fluidos (H_2O-CO_2) responsáveis pelo transporte e deposição do ouro em zonas de cisalhamento do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru são interpretados como derivados, principalmente, do metamorfismo regional. Porém, o autor não descarta a possibilidade desses fluidos terem adquirido alguns componentes de derivação magmática.

Dados de microtermometria, de espectroscopia Raman e de petrografia, obtidos por Godoy (1994), em IFs da Mina de Ouro de Raposos (QF), indicam que os fluidos mineralizantes pertenciam a um sistema complexo de H_2O , CH_4 , N_2 , CO_2 e sais dissolvidos, e que a precipitação do ouro ocorreu devido à mudanças na fO_2 , associada à separação entre fases do fluido original. As condições estimadas de pressão e temperatura para a formação desse depósito estão em torno de 3,5 kb e $400^\circ C$, respectivamente.

Estudos de microscopia, microtermometria e espectroscopia microRaman das IFs em quartzo de veio aurífero da Mina de São Bento (QF), realizados por Alves *et al.* (1992), mostram a ocorrência de três tipos de fluidos: aquo-(nitro)-carbônico ($H_2O + CO_2 + CH_4 + N_2 + HS^- + \text{sais}$), apresentando altas densidades da fase carbônica; fluido nitro-carbônico ($CH_4 \pm N_2 \pm HS^-$); fluidos aquosos com salinidades variáveis.

Análises químicas dos gases das IFs, realizadas por DeWitt *et al.* (1994), em veios de quartzo que ocorrem tanto na área da Mina de São Bento, bem como nas rochas encaixantes das *BIFs* dessa jazida, também mostram a presença de $H_2O + CO_2 + CH_4 + N_2$ nesses veios.

• • •

Capítulo 7 - Discussão dos resultados e conclusões

Do conhecimento acumulado acerca da Mina de Ouro de São Bento, com base em dados obtidos na literatura geológica, conforme apresentado no Capítulo 2, destacam-se:

- A principal unidade litológica hospedeira da mineralização de ouro é a *BIF* da Formação Ferrífera São Bento, que consiste de camadas centimétricas a milimétricas de sulfetos, intercaladas com camadas de *chert* ou carbonato;
- Os principais corpos mineralizados são: Corpo 1, Corpo 2 e Pinta Bem, sendo o Corpo 1 o mais importante economicamente;
- Foram caracterizados dois tipos de mineralização aurífera. Um tipo associado aos veios de quartzo sulfetados, com feições planares, dispostos num sistema sinistógero em *en échelon*, cortando ou não as *BIFs*, e podendo ou não estar dobrados em bainha. O outro tipo está associado às facies sulfetadas das *BIFs*, sendo esta mineralização mais desenvolvida nas proximidades dos veios de quartzos sulfetados (Fletcher, 1989 *in* Prado *et al.*, 1991);
- O ouro ocorre em íntima associação com o enxofre e arsênio (Moseley, 1986 *in* Pereira, 1993);
- A arsenopirita, pirrotita e a pirita são os sulfetos mais frequentes. A arsenopirita está quase sempre se formando às custas de pirrotita e essa da pirita (Pereira, 1993);
- Pereira (1993) propõe um zonamento mineralógico para as zonas mineralizadas, relacionando-o à uma alteração hidrotermal em zonas de cisalhamento das *BIFs*;
- Veios de quartzo estéreis em ouro contendo algum sulfeto, de espessuras variáveis, acompanham ou cortam as *BIFs* e suas encaixantes;
- Estudos das IFs em quartzo de veio aurífero do Corpo 1 dessa jazida mostram a ocorrência de fluidos aquo-(nitro)-carbônicos, com altas densidades da fase carbônica, fluido nitro-carbônico e fluidos aquosos de salinidades variáveis (Alves *et al.*, 1992);
- Análises químicas dos gases das IFs, realizadas por DeWitt *et al.* (1994), contidas em veios de quartzo que ocorrem na área da Mina de São Bento e nas rochas encaixantes das *BIFs* dessa jazida, confirmam a presença dos mesmos fluidos encontrados por Alves *et al.*, 1992;
- Pereira (1994) identifica na área três eventos deformacionais, onde a mineralização aurífera estaria relacionada com as zonas de fraturamento *en échelon* das *BIFs*, geradas pelo cisalhamento transcorrente dextral do segundo evento deformacional.

Como o ouro apresenta uma íntima associação com os veios de quartzo sulfetados, supõem-se que esses veios mineralizados devam conter fluidos que tiveram um importante papel na solubilização, transporte e precipitação desse metal nessa jazida, bem como dos sulfetos a ele associados.

O presente trabalho caracterizou, através dos estudos microtermométricos e por espectroscopia microRamam, a composição, a densidade e a salinidade dos fluidos contidos nas IFs dos veios de quartzo sulfetados auríferos do Corpo 1 da Mina de São Bento, e estimar a temperatura e pressão

mínima de formação das mesmas. Para efeito de comparação foram estudadas também IFs dos veios de quartzo estéreis que ali ocorrem.

Os principais resultados obtidos do presente estudo, que foram detalhados anteriormente, são:

- Os estudos petrográficos das amostras mineralizadas e estéreis evidenciam a presença de veios de quartzo maciços e recristalizados. Mostram ainda que esses veios estiveram sob um regime de recristalização dinâmica, passando do tipo maciço com IFs associadas a uma deformação rúptil, para o tipo recristalizado com IFs associadas a uma deformação dúctil, indicando assim um regime de transição rúptil-dúctil;
- A arsenopirita é o sulfeto mais abundante nos veios de quartzo mineralizados, seguido da pirrotita e da pirita. A arsenopirita apresenta fraturas preenchidas por pirrotita ou ouro, ou ainda inclusões de pirrotita. Além disso, ocorrem pelo menos duas gerações de pirita (Enzio Garayp, comunicação verbal);
- Foram classificados três tipos de IFs e caracterizados os seguintes fluidos: aquo-(nitro)-carbônicos, nitro-carbônicos e aquosos:

IFs aquo-(nitro)-carbônicas (tipo 1) compõem-se de uma fase carbônica e uma fase aquosa, ambas líquidas. A fase carbônica constitui-se, basicamente, de CO_2 e CH_4 , com proporções subordinadas e variáveis de N_2 e HS^- .

Através dos quartzo de veios maciços as IFs do tipo 1 puderam ser subdivididas em três subtipos (1a, 1b e 1c). A microscopia dessas inclusões mostra uma evolução cronológica do subtipo 1a para 1c. As inclusões do subtipo 1a, com a fase carbônica representando cerca de 10 a 15 % do volume da inclusão, são raras, aleatórias, de tamanhos reduzidos (3 a 10 μm), e têm formas poligonizadas. As IFs dos subtipo 1b, com fase carbônica entre 5 a 10 % do volume da inclusão, são abundantes, maiores (10 a 30 μm), e com formas mais irregulares do que as do subtipo anterior, e estão, geralmente, associadas a planos de inclusões nem sempre bem definidos. As IFs do subtipo 1c, com a fase carbônica representando aproximadamente 5 % do volume da inclusão, são as mais abundantes dos três subtipos e apresentam tamanhos de até 40 μm , formas alongadas e irregulares, e associam-se a planos de IFs bem definidas.

Os estudos criométricos e por espectroscopia microRaman das IFs do tipo 1 indicam uma evolução na composição do seu fluido associado à cronologia das mesmas, onde as inclusões do subtipo 1a apresentam maiores concentrações de CH_4 (até 50% do volume molar da fase carbônica), maiores densidades da fase carbônica (1,05 g/cm^3 equiv. ao CO_2) e valores mais elevados de T e P mínimas de formação (+300°C e 3,2 kb, respectivamente). As IFs do subtipo 1c apresentam maiores concentrações de CO_2 (chegando a CO_2 puro), menores densidades da fase carbônica (0,76 g/cm^3 de CO_2) e menores T e P mínimas de formação (+200°C e 1 kb, respectivamente).

O quartzo de veios recristalizados aparece em grãos recristalizados e em subgrãos remanescentes do quartzo maciço. O fluido aquo-(nitro)-carbônico ocorre tanto nos grãos recristalizados como

nos subgrãos remanescentes, e sua composição é semelhante àquela observada nos quartzo de veios maciços ($\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \pm \text{HS}^-$ - sais).

As IFs associadas a clorita também apresentam fluidos semelhantes às inclusões do tipo 1 e ocorrem, principalmente, no quartzo de veios recristalizados. Essas inclusões foram aprisionadas entre o quartzo hospedeiro e diminutas plaquetas de clorita.

A salinidade da fase aquosa das IFs do tipo 1, estimada através da Tfclatrato do CO_2 , varia entre o equivalente a 3,4 e 5,0% em peso de NaCl.

IFs nitro-carbônicas (tipo 2) são raras, associadas a um plano de inclusões monofásicas bem definido, e compõem-se, basicamente, de CH_4 e, subordinadamente, de N_2 e HS^- . A densidade estimada para essas inclusões foi $0,025 \text{ g/cm}^3$ de CH_4 . Sua composição difere um pouco da composição das IFs do tipo 1 ($\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \pm \text{HS}^-$). Uma possibilidade aventada para a origem das IFs do tipo 2 é que elas poderiam ser remanescentes de um fluido redutor primário, constituído essencialmente por $\text{CH}_4 (\pm \text{N}_2 \pm \text{HS}^-)$, que teria evoluído para o fluido aquo-(nitro)-carbônico, com características cada vez mais oxidantes (IFs do subtipo 1a para 1c).

IFs aquosas (tipo 3) também foram subdivididas em três subtipos (3a, 3b e 3c). As do subtipo 3a só foram observadas no quartzo de veios maciços. São escassas, pequenas e estão contidas em planos de pequena extensão. Apresentam alta salinidade e devem conter, além do Na^+ , íons de Ca^{2+} , Fe^{2+} e Mg^{2+} . Por serem monofásicas e de origem secundária, essas IFs parecem ser remanescentes de fluidos salinos posteriores às IF dos tipos 1 e 2.

IFs do subtipo 3b apresentam salinidades moderadas (equivalente entre 3,4 e 4,7% em peso de NaCl). São inclusões mono e bifásicas, tipicamente secundárias, e também devem estar relacionadas a processos metamórficos posteriores aos da época de formação das IFs dos tipos 1 e 2. As temperaturas mínimas de formação para essas inclusões estão próximas a $+180^\circ\text{C}$.

Já as inclusões do subtipo 3c são maiores, mais irregulares e apresentam salinidade próxima à da água pura. Localizam-se próximo aos planos das IFs do subtipo 3b, e podem representar uma evolução desse subtipo. A determinação das temperaturas de formação para esse subtipo não foi possível, pois vazaram entre $+130$ e $+180^\circ\text{C}$, antes de sua homogeneização total. Assim sendo, as IFs do tipo 3 são tipicamente secundárias e posteriores às dos tipos 1 e 2, onde as do subtipo 3a seriam as mais antigas e as do subtipo 3c as mais recentes.

As análises por espectroscopia microRaman em IFs do tipo 3 indicaram somente a presença de H_2O , tanto na fase líquida, quanto na fase gasosa.

Portanto, os resultados dos estudos de IFs das amostras do Corpo 1 da Mina de Ouro de São Bento mostram a predominância de fluidos aquo-(nitro)-carbônicos, constituídos por $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$, com proporções subordinadas de N_2 e HS^- , e com baixa salinidade, e fluidos aquosos de salinidades variáveis, indistintamente no quartzo de veios mineralizados em ouro (com arsenopirita, pirrotita e pirita) e no quartzo de veios estéreis (com magnetita e calcopirita).

A composição dessas inclusões são semelhantes àquelas encontrados em várias jazidas de ouro em terrenos *greenstone belts* arqueanos do mundo (Capítulo 6).

Em São Bento, as IFs aquo-(nitro)-carbônicas devem ter sido contemporâneas à mineralização aurífera e as IFs aquosas posteriores ao evento mineralizante.

A origem de fluidos do tipo aquo-(nitro)-carbônico é ainda tema de discussão. O H₂O e CO₂ podem ter sido produzidos no interior da crosta, por devolatilização metamórfica, na zona de transição da facies metamórfica xisto verde-anfibolito (Ho *et al.*, 1990; Phillips & Powell, 1993). O CH₄ pode ser oriundo de reações do tipo $2C + 2H_2O \rightarrow CH_4 + CO_2$ (Roedder, 1984). O N₂ pode ter sido gerado através da oxidação da amônia (NH₄) contida em feldspatos e micas (Guillot & Moine, 1989; Bottrell & Miller, 1990). A dissulfetação de minerais de rochas metassedimentares profundas ou mesmo das BIFs podem ser fontes do HS⁻. A conversão da pirita para pirrotita durante o metamorfismo progressivo de xistos pelíticos pode produzir quantidades substanciais de enxofre (Goldfarb *et al.*, 1989).

Os estudos de modelos metalogenéticos dos depósitos de ouro hidrotermais em *greenstone belts* arqueanos envolvem dois aspectos importantes. O mecanismo pelo qual o metal foi solubilizado e transportado até o local da formação do minério, e os processos que ocorreram posteriormente e que resultaram na sua precipitação.

Experimentos sobre a solubilidade-transporte do ouro realçam a importância dos complexos de S, especialmente num intervalo de temperatura entre +250 e +350°C (Seward, 1984, 1991; Phillips & Groves, 1984; Robert *et al.*, 1990). Entre os complexos de S mais citados tem-se o Au(HS)₂⁻, AuHS, H₂Au(HS)₂, Au₂(HS)₂S²⁻ (Wang & Wu, 1989; Romberger, 1990).

O ouro, em fluidos geotermiais na crosta terrestre ocorre, predominantemente, no estado de oxidação +1 (Au¹⁺), e soluções hidrotermais mineralizadas contêm vários componentes com os quais pode formar complexos estáveis com o ouro (Seward, 1984, 1991).

O Au¹⁺ é classificado como um ácido suave (ou receptor de elétrons da classe b) e como tal tem tendência a formar ligações covalentes. O enxofre reduzido (S²⁻, HS⁻, H₂S) é uma base suave. Ácidos suaves associados com bases suaves dão complexos extremamente estáveis em soluções (Seward, 1984; Phillips & Powell, 1993). O HS⁻ e H₂S dominam os tipo de combinação com o ouro, sendo que o HS⁻ tem maior força de ligação, e podem dar reações do tipo: $Au^+ + HS^- = Au(HS)$ e $Au^+ + 2 HS^- = Au(HS)_2^-$ (vide Lobato, 1993).

Enxofre hidrogenado em IFs pode ocorrer tanto como moléculas de H₂S ou íons de HS⁻. Segundo Kerkhof (1988) o H₂S ocorre associado, principalmente, com IFs ricas em CO₂-N₂, e o HS⁻ em fluidos com CH₄-N₂. Ambos (H₂S e HS⁻) ocorrem em IFs de composição intermediária de CO₂-CH₄, sendo que a água pode estar presente nessas inclusões em pequenas proporções. A relação H₂S / HS⁻ pode ser usada como indicador do pH do sistema (Kerkhof, 1988).

No presente estudo, a maioria dos espectros Raman do enxofre hidrogenado, detectado nas IFs dos tipos 1 e 2, refere-se ao íon HS⁻ (Figura 17c, pico próximo a 2580 cm⁻¹). Numa inclusão do tipo 1 da amostra 2, foi reconhecido também o espectro Raman da molécula H₂S, além do íon HS⁻ (Figura 19d, pico próximo a 2610 cm⁻¹).

A constatação da presença do H₂S, mesmo que restrita, juntamente com o HS⁻, em presença de uma paragênese com magnetita, pirita, pirrotita e arsenopirita, descrita por Pereira (1992), para as zonas

mineralizadas da Mina de São Bento (item 2.2.3), indicam que o fluido teve, num certo momento, um pH próximo ao neutro (linha de equilíbrio entre os campos de estabilidade do H_2S e HS^- da Figura 33), sugerindo que o agente que solubilizou e/ou remobilizou o ouro e sulfetos se deu através de complexo de S-Au do tipo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ (Seward, 1973 *in* Seward, 1984).

Nessas condições, considerando que o fluido tinha um pH próximo ao neutro, pode-se estimar, através do gráfico da Figura 33, que as condições máximas de solubilidade do ouro teriam ocorrido entre o intervalo correspondente a $\log f\text{O}_2 = -35$ e -37 . Porém, como a temperatura de realização do experimento da Figura 33 é de 250°C , e a temperatura mínima de formação estimada para as IFs do tipo 1 é $\geq 300^\circ\text{C}$, os valores de máxima solubilidade do ouro devem ter sido um pouco mais elevados, ou seja, entre $\log f\text{O}_2 = -33$ e -35 (Romberger, 1990 - Figura 1-B).

Além disso, a presença mais frequente de HS^- , sem H_2S nessas inclusões, indica que o pH do fluido tornou-se progressivamente mais alcalino (Figura 33).

Por outro lado, os trabalhos sobre precipitação do ouro (Seward, 1984; Brown, 1986; Wang & Wu, 1989; Kesler, 1990; Romberger, 1990; Phillips & Powell, 1993) indicam que a precipitação pode ocorrer, entre outros, devido à desestabilização dos complexos de S-Au em função de diversos fatores, os quais podem ocorrer independentemente ou simultaneamente.

Hipóteses sobre a precipitação do ouro na Mina de São Bento devem levar em conta que o tipo predominante de minério de ouro está associado com os veios de quartzo que acompanham e/ou cortam a Formação Ferrífera Bandada São Bento (Capítulo 2). A formação desses veios está relacionada com a passagem de um fluido silicoso, contendo $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \pm \text{HS}^-$ - sais - ouro, através das zonas de cisalhamento daquela Formação. Durante sua passagem, ao longo dos condutos rochosos, deve ter havido resfriamento do fluido hidrotermal quente, contribuindo para a precipitação da sílica nos veios (Fyfe *et al.*, 1978) e, conseqüentemente, a redução da solubilidade dos complexos de S-Au (Seward, 1984; Brown, 1986; Wang & Wu, 1989; Kesler, 1990; Romberger, 1990; Phillips & Powell, 1993). Esse decréscimo da temperatura, em resposta à passagem do fluido silicoso, através das *BIFs* e de suas encaixantes na Mina de São Bento, foi constatado através das temperaturas mínimas de formação das IFs do subtipo 1a ($+300^\circ\text{C}$) para 1c ($+200^\circ\text{C}$), e pode ter sido um dos fatores que desestabilizou os complexos de S-Au.

Além disso, a grande quantidade de sulfetos associados aos veios de quartzo auríferos (Capítulo 2), e a presença de HS^- e H_2S nos fluidos das IFs dos tipos 1e 2 indicam a abundância de enxofre no fluido. A interação desse fluido com as rochas hospedeiras, ricas em ferro, pode ter propiciado a precipitação dos sulfetos, causando assim um decréscimo da atividade do enxofre no fluido e, conseqüentemente, influenciado na desestabilização dos complexos de S-Au, precipitando o ouro e os sulfetos (Seward, 1984; Carter, 1990; Romberger, 1990; Phillips & Powell, 1993).

Um fluido, inicialmente redutor, ao atravessar rochas hospedeiras ricas em minerais oxigenados pode evoluir para condições mais oxidantes, através da interação fluido/rocha. De fato, Romberger (1990) indica que estudos de balanço de massa têm mostrado que, em muitos casos, componentes voláteis dos fluidos de sistemas hidrotermais, tais como CO_2 , S e H_2O , podem ser adicionados às rochas alteradas e álcalis metais podem ser lixiviados das mesmas. Se as rochas hospedeiras forem ricas em minerais oxigenados, tais como óxido de ferro, o oxigênio poderá ser trocado, resultando numa oxidação do fluido.

Os estudos das IFs da Mina de São Bento mostram que associado à evolução do fluido aquo-(nitro)-carbônico, constatada através das IFs do subtipo 1a para 1c, ocorre um decréscimo volumétrico da fase carbônica em relação à fase aquosa e, ao mesmo tempo, um enriquecimento do CO₂ em relação ao CH₄ (item 5.2.1). Essa redução da fase carbônica em relação a fase aquosa, e o enriquecimento relativo do CO₂ ao CH₄, constatada nessas inclusões, pode ser explicada por reações do tipo $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$, onde um fluido anterior, com características redutoras (com CH₄), supostamente encontrada nas IFs do tipo 2, teria sido oxidado, produzindo cada vez mais H₂O e CO₂ (item 5.2.1). Enquanto que o decréscimo do CO₂ do fluido das inclusões, durante a evolução do fluido, resulta num aumento do pH (Romberger, 1990), o decréscimo do CH₄ torna-o mais oxidado (Herrington *et al.*, 1990; Romberger, 1990). Tanto o aumento do pH como a oxidação do fluido podem propiciar a desestabilização dos complexos de S-Au, causando assim a precipitação do ouro (Figura 33) (Seward, 1984; Romberger, 1990).

O presente estudo mostra portanto que os fatores que contribuíram para a precipitação do ouro, indicados pelas inclusões fluidas dos tipos 1 e 2, podem ter sido o aumento da alcalinidade do fluido (presença mais frequente de HS⁻ sem H₂S), a oxidação do fluido, inicialmente mais redutor (+CH₄), e o decréscimo da temperatura. O decréscimo da atividade de enxofre no fluido, decorrente da interação desse fluido com as rochas hospedeiras ricas em ferro, formando sulfetos, também deve ter contribuído para a precipitação do ouro.

O processo de remobilização/precipitação do ouro não deve ter ocorrido num único estágio, mas sim em estágios recorrentes durante o metamorfismo dinâmico, ao qual esses veios de quartzo e fluidos estiveram submetidos, o que é constatado por evidências de processos tectônicos incipientes na arsenopirita e pela presença de pelo menos duas gerações de pirita (item 3.2.1).

Além disso, a generalizada transformação, nas zonas mineralizadas, da magnetita para sulfetos (Pereira, 1992; 1993), nos estágios iniciais da alteração hidrotermal, através da interação da magnetita com o fluido inicialmente redutor, possibilitou, em condições não tamponadas, sua evolução para um fluido de natureza mais oxidante. Este fato é ilustrado pela formação, nos estágios finais dessa alteração, de uma segunda geração de pirita (Enzio Garayp, comun. verbal), provavelmente, às custas de pirrotita. Assim, o fluido original redutor teria tido condições de lixiviar ouro, e em condições mais oxidante precipitá-lo (Seward, 1984).

A evolução do veio de quartzo maciço para o recristalizado indica que esses veios estiveram sob regime metamórfico, no qual, inicialmente, a atuação da pressão foi mais efetiva (regime rúptil) do que no estágio posterior de recristalização, onde a temperatura foi mais atuante do que a pressão (regime dúctil). Tal observação está de acordo com os estudos experimentais que mostraram que a formação de fraturas de deformação rúptil depende mais da pressão do que da temperatura, e as fraturas de deformação dúctil mostram uma maior dependência da temperatura do que da pressão para sua formação (Suppe, 1985). Essas observações também estão de acordo com os estudos de aquecimento das IFs do tipo 1, onde se estimou, para as inclusões do subtipo 1a, uma temperatura mínima de formação de +300°C, à pressões de 3,2 kb, e uma temperatura mínima de formação de +200°C, à pressão de 1 kb, para as IFs do subtipo 1c.

A questão da origem mineralização do ouro, singenética versus epigenética, em depósitos associados à sequências do tipo *greenstone belts* arqueanos, tem sido amplamente debatida (Robert *et al.* 1990). No QF, uma das principais polêmicas reside na discussão se as mineralizações de ouro do *Greenstone Belt* Rio das Velhas são singenéticas, epigenéticas ou ambas. Modelos singenéticos envolvendo fontes de águas quentes do fundo do mar, a modelos de veios de quartzo epigenéticos em zonas de cisalhamento, têm sido propostos para alguns depósitos de ouro desse *greenstone belt*.

Sobre a metalogênese do ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima (QF), Ladeira (1980, 1985, 1988) conclui que: 1) As zonas ricas em sulfetos maciços a bandados, estratiformes portadores de ouro nas *BIFs* da Lapa Seca do Supergrupo Rio das Velhas, são produto primário da precipitação química no assoalho oceânico, através da mistura de fluidos termais ascendentes e a água do mar; 2) Esse fluido constitui-se provavelmente de água do mar modificada, que se enriqueceu de metais lixiviados durante o processo convectivo operante através das rochas vulcânicas depositadas contemporaneamente, e através da crosta sílica, e mesmo, através do manto superior; 3) O ouro e outros metais associados foram transportados possivelmente como tiocloreto complexos e depositados com, ou como sulfetos, onde os fluidos termais ascendentes e redutores se misturaram com a água do mar, causando a redução do sulfato marinho, ou interferiram-se com o enxofre vulcanogênico, combinando-se, este elemento, com os metais, formando os sulfetos; 4) Os veios de quartzo leitoso, carbonáticos ou não, com ou sem ouro, têm uma origem metamórfica, com a sílica, carbonato e ouro remobilizados das rochas encaixantes e regionais, possivelmente ligados às fases de deformação e metamorfismo que afetaram esse Supergrupo. Ladeira (1991) discute a gênese do ouro de diversas minas do QF, e indica, para algumas delas, uma origem singenética (Morro Velho, Raposos, Cuiabá e São Bento) e para outras uma origem epigenética (Bela Fama, Juca Vieira, Carrapato, Paciência, Capão do Gaia e Tinguá).

Vial (1980), ao estudar a geologia da Mina de Ouro de Raposos (QF), aponta a inexistência de zonamento hidrotermal, alternância de camadas sulfetadas/quartzosas-carbonáticas em intrincados dobramentos, o baixo teor aurífero de camadas ferruginosas e que os corpos de minério são do tipo estratiforme. O autor também conclui que os sulfetos maciços ocorrem apenas em zonas de brechas em contato com corpos sulfetados bandados, e que as formações de ferro de Raposos pertencem a uma sequência de rochas do tipo *greenstone belt*, sugerindo que é possível que o ouro tenha se originado a partir de deposições químicas associadas a exalações vulcânicas, de acordo com o modelo proposto por Fripp (1976, in Vial, 1980) para as formações do Grupo Sebakwian, do Zimbábue.

Estudos realizados por Vieira (1987) mostram que os minérios da Mina de Ouro de Raposos (QF) apresentam texturas de substituição, tipo epigenético, onde soluções silicosas ricas em enxofre, arsênio e ouro teriam percolado armadilhas tectônicas (cisalhamentos, fraturas e charneiras) substituindo os minerais de ferro (siderita e magnetita) na *BIF*. Essas soluções estariam associadas aos processos de alteração do tipo carbonatação, sericitização, silificação e cloritização. Esse autor sugere ainda que o ouro, enxofre e arsênio possam ter sido remobilizados das diversas litologias do Grupo Nova Lima ou a partir de sulfetos singenéticos na *BIF*.

Para Vieira (1991) os corpos de minérios auríferos associados a sulfetos e veios de quartzo, hospedados nas *BIFs* ou em rochas hidrotermais do Grupo Nova Lima (QF), indicam que estes se desenvolveram em zonas de cisalhamento dúctil, alterados hidrotermalmente, e caracterizados pela

foliação milonítica, recristalização dinâmica, cloritização, carbonatação e sericitização. O ouro teria sido transportado na forma de $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ e precipitado, principalmente, através da sulfetação da magnetita e do carbonato de ferro, ou ainda pelo aumento da fugacidade do O_2 e decréscimo do pH. A introdução do $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ ocorreu juntamente ou posteriormente à introdução do CO_2 , promovida pela sulfetação dos carbonatos hidrotermais, dos sulfetos sin-pós-cinemáticos e dos veios de quartzo tardios. As zonas de alterações e o minério foram formados no Arqueano, tendo havido remobilização no Proterozóico. A remobilização é caracterizada pela reconcentração do ouro em zonas de dobras e sua remoção das zonas de cisalhamento D2. A mobilização de fluidos com a geração de novos corpos de minério, no segundo evento proterozóico, está restrita às áreas onde esse evento foi mais atuante.

Trabalhos desenvolvidos por Souza Filho & Schrank (1991), para o estabelecimento do controle lito-estrutural, geometria e geotermometria dos dois tipos principais de mineralização (estratiforme e de veio de quartzo), presentes na região de Tinguá (QF), mostram que os principais metalotectos que controlam esses depósitos são a milonitização, que foi acompanhada por processos de alteração hidrotermal, e a possível presença de basaltos komatiitos, atuando como uma rocha reativa (fonte de Fe, Ti, etc.). A introdução do fluido está relacionada com zonas de dilatação durante o cisalhamento, onde os depósitos de veios correspondem a *crack seal veins* (processo de preenchimento de espaço), continuamente deformados. O depósito estratiforme está relacionado com a presença de *metachert* como rocha hospedeira, que torna-se um importante canal de fluido durante a deformação. Ambos os tipos de depósitos parecem ter sido originados pelo mesmo fluido mineralizante, que foi concentrado nas zonas de maior esforço da maior faixa cisalhada.

Trabalhos recentes de Dissertação de Mestrado, sobre as Minas de Ouro de Raposos (Godoy, 1994, Junqueira 1995) e Juca Vieira (Pereira, 1995), no QF, têm mostrado relações entre alteração hidrotermal, cisalhamento e mineralização, embora os trabalhos dos dois últimos autores não tenham sido concluídos. Para o Depósito de Ouro de Roça Grande, próximo a Mina de Juca Vieira, Oliveira (1986) e Oliveira & Vieira (1987) indicam essa mesma relação.

Segundo Pereira (1992, 1994), na Mina de São Bento o quartzo e os sulfetos precipitaram-se nas fraturas *en échelon* de arranjo sinistrógiro, desenvolvidas no cisalhamento transcorrente dextral. A alteração hidrotermal ligada à mineralização é zonada e claramente telescopada, envolvendo cloritização, sericitização, carbonatação, silicificação e sulfetação das lâminas de magnetita. Os metais foram remobilizados e reconcentrados em porções da formação ferrífera. A alteração hidrotermal epigenética foi ainda responsável pela modificação da organização dos elementos de terras raras (ETR).

Com relação à hipótese da origem do ouro na Mina de São Bento, deve-se levar em conta a ocorrência de ouro associado ao acamamento da *BIF* da Formação São Bento (item 2.2.4), o que parece ser um fator indicativo da presença de ouro primário na *BIF*. Por outro lado, a associação do ouro com os veios de quartzo sulfetados indica que um fluido contendo enxofre e ouro foi carregado por soluções silicosas através das fraturas da *BIF* e das suas encaixantes, os quais serviram de conduto para a passagem dos mesmos.

O presente estudo mostra a ocorrência de um fluido aquo-(nitro)-carbônico em IFs do tipo 1, os quais são semelhantes aos fluidos mineralizantes de muitas jazidas de ouro em *greenstone belts*

arqueanos no mundo. A presença desse fluido, tanto nos veios de quartzo mineralizados como estéreis, sugere que este foi, provavelmente, o fluido responsável pela remobilização de ouro primário contido, localmente, na *BIF* da Formação São Bento, reprecipitando-o com os veios de quartzo sulfetados, sin-metamórficos, durante uma fase de deformação rúptil-dúctil. A presença de ouro primário em outras rochas da sequência do Grupo Nova Lima não pode ser descartada.

Nas fraturas e/ou zonas de cisalhamento que cortam e/ou acompanham os níveis estéreis da *BIF* e suas encaixantes teria ocorrido apenas a precipitação da sílica e, eventualmente, de algum sulfeto devido à ausência de ouro primário nesses níveis, não ocorrendo assim a remobilização e nem tão pouco sua reconcentração, embora a composição do fluido fosse a mesma, como demonstrado no item 5.2.1.

A contínua passagem do fluido silicoso com $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \pm \text{HS}^-$ - sais (IFs do tipo 1) através das fraturas das rochas propiciou, provavelmente, o zonamento mineralógico hidrotermal proposto por Pereira (1992), e o início da remobilização do ouro localizado em determinados níveis da *BIF*, na forma de complexos de S-Au do tipo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$. Esse fluido, com características inicialmente redutoras, como indicado na Figura 22 e pela existência das IFs do tipo 2, apresentava alta relação fluido/rocha, baixa salinidade (equivalente entre 3,4 e 5,0% de NaCl), densidade moderada da fase carbônica ($\sim 1,05 \text{ g/cm}^3$ equiv. CO_2) e altas T e P ($> +300^\circ\text{C}$ e 3,2 kb). Prováveis mudanças nas condições de P e T propiciaram a precipitação da sílica formando os veios de quartzo. Com o desenvolvimento de um processo metamórfico dinâmico, evidenciado pela presença de veios de quartzo metamorfisado, esse fluido teria sofrido uma evolução, com queda na atividade do enxofre, em função da reação deste com a magnetita e/ou sulfetos pré-existentes na *BIF*, formando a pirita, pirrotita e arsenopirita. Concomitantemente, durante essa evolução, teria ocorrido ainda um decréscimo volumétrico da fase carbônica em relação à fase aquosa e um enriquecimento do CO_2 em relação ao CH_4 , causando uma oxidação do fluido, e alterando o seu pH. Ao mesmo tempo, houve um rebaixamento da densidade da fase carbônica, para valores abaixo de $0,76 \text{ g/cm}^3$ de CO_2 (IFs do subtipo 1c), e da T e P para valores menores do que $+200^\circ\text{C}$ e 1 kb, respectivamente, propiciando a desestabilização dos complexos de S-Au e precipitando o ouro.

• • •

Capítulo 8 - Referências bibliográficas

- ABREU, A.S.; DINIZ, H.B.; PRADO, M.G.B. & SANTOS, S.P. 1988. Mina de Ouro de São Bento, Santa Bárbara, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. eds. *Principais Depósitos Minerais do Brasil: Metais Básicos Não-Ferrosos, Ouro e Alumínio*. Brasília, DNPM-CVRD, v. 3, p. 393-411.
- ALMEIDA, F.F.M. 1976. Estruturas do Pré-Cambriano Inferior brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL.,29, Ouro Preto, 1976. *Boletim de Resumos*. Ouro Preto, SBG/MG, p. 201-202.
- ALMEIDA, F. F. M de & HASUI, I. eds. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, SP-Editora Edgar Blucher Ltd*, 378 p.
- ALMEIDA, F. F. M. & LITWINSKI, N. 1984. Província Mantiqueira-setor setentrional. IN: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI Y. eds. 1984 *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, SP-Editora Edgar Blucher Ltd*, p. 282-344.
- ALVES, J. V.; FUZIKAWA, K.; PIMENTA, M. A. & LOBATO, L.M. 1992. Microtermometria e espectroscopia microraman de inclusões fluidas em quartzo de veio aurífero da Mina de São Bento (Quadrilátero Ferrífero), MG: resultados preliminares. In: CONGR. BRAS. GEOL.,37, São Paulo, 1992. *Resumos...* São Paulo, SBG, v. 2, p. 9-10.
- ANDERSON, A. J.; CLARK, A. H.; XIN-PEI M. A.; PALMER, G. R.; DUCAN MACARTHUR, J. & ROEDDER, E. 1989. Proton-induced x-ray and gamma-ray emission analysis of unopened fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 4, p. 924-939.
- BENY, C; GUILHAUMOU, N. & TOURAY, J.C. 1982. Native sulphur-bearing fluid inclusions in the CO₂, H₂S-H₂O system - The microthermometry and RAMAN micropobe (MOLE) analysis. Thermochemical interpretations. *Chem. Geology*, 37, p. 113-127.
- BODNAR, R.J. & BETHKE, P.M., 1984. Systematics of stretching of fluid inclusions in fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. *Econ. Geol.*, 79, p. 141-161.
- BOTTRELL, S.H. & MILLER, M.F. 1990. The geochemical behaviour of nitrogen compounds during the deformation of black shale hosted quartz-vein gold deposits, North Wales. (Abstract). In: ROEDDER, E. ed. *Fluid Inclusion Research*, v. 23, p. 20.
- BROWN, K.L. 1986. Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand. *Econ. Geol.*,81, p. 979-983.
- BROWN, P.E. & LAMB,W.M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system H₂O ± CO₂ ±NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 53, p. 1209-1221.
- BURKE, E. A. J. 1994. Raman microspectrometry of fluid inclusions: the daily practice. In: DE VIVO, B. & FREZZOTTI, M. L. eds. *Fluid inclusions in minerals: Methods and applications -short course of the working group (ima) "inclusions in minerals"*. Pontignano - Siena, p. 25-44.

- BURRUSS, R.C. 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions. In : HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. eds. *Fluid inclusions: Applications to petrology-short course*. Min. Assoc. of Canada, 6, p. 39-69.
- BURRUSS, R.C. 1990. CH₄ clathrate equilibria at constant volume: Implications for microthermometry and Raman spectroscopy of CH₄-H₂O fluid inclusions (Abstract). In: ROEDDER, E. ed. *Fluid Inclusion Research*, v. 23, p. 24-25.
- CAMERON, E.M. & HATTORI, K. 1987. Archean gold mineralization and oxydized hydrothermal fluids. *Econ.Geol.*, 82, p. 1177-1191.
- CAMPOS, E. G.; XAVIER, R.P. & OLIVEIRA, S.M.B. 1987. Caracterização dos fluidos mineralizantes relacionados aos veios de quartzo aurífero do Grupo Cuiabá. In: CONGR. BRAS. GEOQUÍMICA, 1, Porto Alegre, 1987. *Anais...* Porto Alegre, v.1, p. 417-435.
- CARTER, A.H.C. 1990. Fluid-rock interaction and gold deposition with a late Archean shear zone, Dalny Mine, Zimbabwe.(Abstract). In: ROEDDER, E. ed. *Fluid Inclusion Research*, v. 23, p. 27.
- COLLINS, P.L.F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, 74, p. 1435-1444.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, G.; MULLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V. & ROESER, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Minas Gerais. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 52, p. 785-799.
- CRAWFORD, M.L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluids inclusions. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. eds. *Fluid inclusions: Applications to petrology - short course* Mineral. Assoc. Canada, 6, p. 75-97.
- DAVIS, D. W.; LOWENSTEIN, J. K. & SPENCER, R. J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl - H₂O, NaCl - KCl-H₂O, NaCl - MgCl₂-H₂O and NaCl - CaCl₂ - H₂O. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, v. 54, p. 591-601.
- DE ALVARENGA, C.J.S.; CATHELINÉAU, M.; DUBESSY, J. & TROMPETTE, R. 1989. Microfracturing and associated N₂-CH₄ or CO₂-rich fluids in barren and Au-bearing quartz veins from Cuiabá, Brazil. (Abstract.) In: ROEDDER, E. ed. *Fluid Inclusion Research*, v. 22, p. 83-84.
- DE ALVARENGA, C.J.S.; CATHELINÉAU, M. & DUBESSY, J. 1990. Chronology and orientation of N₂-CH₄, CO₂-H₂O, and H₂O-rich fluid inclusion trails in intrametamorphic quartz veins from the Cuiabá gold district, Brazil. *Mineralogical Magazine*, 54 (2), p. 245-255.
- DEWITT, E.; LANDIS, G. P.; ZARTMAN, R. E.; GARAYPE, E.; PEREIRA, S. L. M.; PRADO, M. G. B.; VIEIRA, F. W. R. & THORMAN, C. H. 1994. Isotopic and fluid inclusion data of the age and origin of the São Bento and Morro Velho gold deposits, Minas Gerais, Brazil. In: Carter, L. M. H., Toth, M. I., Day, W. C. eds USGS Research on Mineral Resources - 1994, Part A - Program and Abstracts. *U.S. Geological Survey Circular 1103-A*, p. 27-29.

DHAMELINCOURT, P.; BENY, J.M.; DUBESSY, J. & POTY, B. 1979. Analysis of fluid inclusions by the RAMAN micropobe MOLE. *Bull. Mineral*, **102**, p. 600-610.

DIAMOND, L. W. 1990. Salinity determinations based on clathrate - hydrate stability in multi-volatile, multi-electrolyte fluid inclusions.(Abstract). In: ROEDDER, E. ed. *Fluid Inclusion Research*, v. **23**, p. 41.

DIAMOND, L. W. 1994. Salinity of multivolatile fluid inclusions determined from clathrate hydrate stability. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, v. **58**, p. 19-41.

DORR, J. Van N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **641(A)**, 110 p.

FUZIKAWA, K. 1982. *Fluid Inclusion and Oxygen Isotope Studies of the Nabarlek Uranium Deposit, N.T. Australia*. Adelaide, 226 p. (Ph.D. thesis, University of Adelaide).

FUZIKAWA, K. 1985. Inclusões fluidas: Métodos usuais de estudo e aplicações. In: *Contribuição à Geologia e à Petrologia*. Belo Horizonte, CBMM. p. 29-44 (Núcleo de Minas Gerais, SBG, Boletim Especial).

FUZIKAWA, K. & ALVES, J.V. 1984. Dilatação de inclusões fluidas em plagioclásios da Província Uranífera de Lagoa Real - Caetité - Ba. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. **9**, p. 4453-4462.

FUZIKAWA, K. & ALVES, J.V. 1995. Interpretações sobre o comportamento e as mudanças de fase de uma inclusão aquo-carbônica durante a criometria. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto-no prelo.

FYFE, W.S.; PRICE, N.J. & THOMPSON, A.B. 1978. Solubility of minerals and physical chemistry of their solutions. In: FYFE, W.S. ed. *Fluids In The Earth's Crust*. Amsterdam, Elsevier, p. 55-87.

FYFE, W.S. & KERRICH, R. 1984. Gold: Natural concentration process. In: FOSTER, R.P. ed. **GOLD'82: THE GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF GOLD DEPOSITS**. Zimbabwe, 1982. *Proceedings...* Rotterdam, A.A. Balkema Pub., p. 99-127.

GODOY, M. L. S. 1984. *Evolução Tectono-Metamórfica da Mineralização Aurífera de Raposos (MG)*. Rio Claro, 123 p. (Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, UNESP).

GOLDFARB, R.J.; LEACH, D.L.; ROSE, S.C. & LANDIS, G.P. 1989. Fluid inclusion geochemistry of gold-bearing quartz veins of the Juneau Gold Belt, southeastern Alaska: Implications for ore genesis. *Econ. Geol. Monograph* **6**, p. 363-375.

GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course* **31**, 199 p.

GOMES, N.S. & VORTISCH, W. 1990. Catodoluminescência: Breve retrospectiva da técnica e exemplos de sua aplicação ao estudo de rochas sedimentares. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, **44(1)**, p. 16-27.

- GROVES, D.I.; PHILLIPS, G.N.; HO, S.E.; HENDERSON, C.A.; CLARK, M.E. & WOAD, G.M. 1983. Controls on distribution of Archean hydrothermal gold deposits in western Australia In: FOSTER, R.P. ed. **GOLD'82: THE GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF GOLD DEPOSITS**. Zimbabwe, 1982. *Proceedings...* Rotterdam, A.A. Balkema Pub., p. 689-712.
- GROVES, D.I. & PHILLIPS, G.N. 1987. The genesis and tectonic control on Archean gold deposits of the Western Australian shield - A metamorphic replacement model. *Ore Geology Reviews*, **2**, p. 287-322.
- GUILHAUMOU, N.; DHAMELINCOURT, P.; TOURAY, J.C. & TOURET, J. 1981. Étude des inclusions fluide du système N₂-CO₂ de dolomites et de quartz de Tunisie septentrionale. Données de la microcryscopie et de l'analyse à la microsonde à effet Raman. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, p. 657-673.
- GUILHAUMOU, N.; VELDE, B. & BENY, C. 1984. Raman microprobe analysis of gaseous inclusions in diagenetically recrystallized calcites. *Buel. Minéral*, **107**, p. 193-203.
- GUILLOT, C. & MOINE, B. 1989. Relationships between N₂ in fluid inclusions and NH₄⁺ in rocks (and micas) in the Dôme de Montredon - Montagne Noire, France. (Abstract). In: ROEDDER, E. ed. *Fluid Inclusions Research*, v. **22**, p. 136.
- HENLEY, R.W.; TRUESDELL, A.H.; BARTON Jr., P.B. & WHITNEY, J.A. (eds.). 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geol.*, Vol. 1 Soc. of Economic Geologists, El Paso, Texas, U.S.A., 267 p.
- HERRINGTON, R.J.; RANKIN, A.H. & BUCHANAN, D.I. 1990. The structural and fluid evolutions of Archean ribbon gold quartz veins at Pathaway Mine, Zimbabwe. (Abstract) In: ROEDDER, E. ed. *Fluid Inclusions Research*, v **23**, p. 70.
- HO, S.E. 1987. Fluid inclusions: Their potential as an exploration tool for Archean gold deposits. In: HO, S. E. & GROVES, D. I. eds. *Recent Advances in Understanding Precambrian Gold Deposits*. *Geol. Depart. & Univ. Ext.-Univ. of Western Australia*, Publ. n° **11**, p. 239-263.
- HO, S.E.; GROVES, D.I. & PHILLIPS, G.N. 1990. Fluid inclusions in quartz veins associated with Archean gold mineralization: clues to ore fluids and ore depositional conditions and significance to exploration. In: HUGH, K. H. & HO, E. S. eds. *Stable Isotopes and Fluid Process in Mineralization*. *Geol. Depart. & Univ. Ext.-Univ. of Western Australia*, Publ. n° **23**, p. 35-50.
- HOLLISTER, L.S. 1981. Information intrinsically available from fluid inclusions. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. eds. *Fluid inclusions: applications to petrology - short course* Mineral. Assoc. Canada, **6**, p. 304.
- HOLLISTER, L.S. & BURRUSS, R.C. 1976. Phase equilibria in fluid inclusions from the Khdata Lake metamorphic complex. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **40**, p. 163-175.
- HOLLISTER, L.S.; CRAWFORD, M.L.; ROEDDER, E.; BURRUSS, R.C.; SPOONER, E.T.C. & TOURET, J. 1981. Practical aspects of microthermometry. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. eds. *Fluid inclusions: applications to petrology - short course* Mineral. Assoc. Canada, **6**, p. 278-304.

- HUTCHINSON, R.W. 1987. Metallogeny of precambrian gold deposits: Space and time relationships. *Econ. Geol.*, **82**, p. 1993-2007.
- JAIRETH, S. 1990. Solubility of gold and silver in fluids associated with greenstone belt deposits. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A.; GREEN, S.B. eds. NUNA CONFERENCE VOLUME. GREENSTONE GOLD AND CRUSTAL EVOLUTION. Val d'Or, 1990. *Proceedings...Val d'Or*, Québec. p. 174-175.
- JUNQUEIRA, P. A. 1995. Geologia do Depósito de Ouro de Raposos, Grupo Nova Lima, a partir do mapeamento do nível 2.800' da Mina: Interpretações preliminares. Em preparação, com defesa prevista para 1996. Dept. Geologia IGC-UFMG.
- KERKHOF, A.M. Van Den. 1988. *The System CO₂-CH₄-N₂ in Fluid Inclusions: Theoretical Modelling and Geological Applications*. Amsterdam, 206 p. (Ph.D. dissertation, Free University Amsterdam).
- KERRICH, R. 1990. Mesothermal gold deposits: A critique of genetic hypotheses. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A.; GREEN, S.B. eds. NUNA CONFERENCE VOLUME. GREENSTONE GOLD AND CRUSTAL EVOLUTION. Val d'Or, 1990. *Proceedings...Val d'Or*, Québec, p. 13-31.
- KERRICH, R. 1993. Western Australian gold deposits. *Mineralium Deposita* -Special Issue, vol. **28** (6).
- KESLER, S.E. 1990. Nature and composition of mineralizing solutions. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A.; GREEN, S.B. eds. NUNA CONFERENCE VOLUME. GREENSTONE GOLD AND CRUSTAL EVOLUTION. Val d'Or, 1990. *Proceedings...Val d'Or*, Québec, p. 86-90.
- LADEIRA, E.A. 1980. *Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. London, 272 p. (Ph.D Thesis, University of Western Ontário) (inédito).
- LADEIRA, E.A. 1985. Metalogênese do Ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: *Contribuições à Geologia e à Petrologia*. Belo Horizonte, CBMM (Núcleo de Minas Gerais, SBG, Boletim Especial), p. 95-151.
- LADEIRA, E.A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. eds. *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil: Metais Básicos Não-Ferrosos, Ouro e Alumínio*. Brasília, DNPM-CVRD, v. **3**, p. 301-375.
- LADEIRA, E.A. 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: A remarkable case of permanency, recycling and inheritance - A tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier and Hans Ramberg. In: LADEIRA, E.A. ed. BRAZIL GOLD'91. THE ECONOMICS, GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF GOLD DEPOSITS. Belo Horizonte, 1991. *Proceedings ... Rotterdam A.A. Balkema*, p. 11-30.
- LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P. & TOBSCHALL, H.J. 1983. Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...Belo Horizonte, SBG/MG*, p. 149-165.
- LEROY, J. 1979. Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluids lors de leur décrepitation. *Bull. Minéral*, **120**, p. 584-593.

- LOBATO, L.M. 1993. Alteração hidrotermal; exemplo de ouro em zonas de cisalhamento. In: SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, Ouro Preto, 1993. *Anais...Ouro Preto, SICEG*, p. 31-40.
- MC MILLAN, P. F., 1989. Raman spectroscopy in mineralogy and geochemistry. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 17, p. 255-283.
- MARSHAK, S. & ALKIMIN F. F. 1989. Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São Francisco cráton and adjacent regions, Minas Gerais, Brasil: a kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco basin and Cordilheira do Espinhaço. *Tectonics*, 8, p. 555-571.
- MENEZES, M.G. 1988. *Geologia e Ocorrências Auríferas da Faixa Maquiné a Sul da Quadrícula de Capanema, Quadrilátero Ferrífero-MG*. Brasília, UNB (Dissert. Mestr.), 68 p.
- MOISSETTE, A.; DUBESSY, J.; CATHELINÉAU, M.; RAMANIDOU, E. & LE GLEUHER, M. 1990 - Fluid with high acidity evidenced by Raman micro-spectrometric analysis of sulfate and bisulfate ions in fluid inclusions from a gold showing (Brazil). (Abstract) In: ROEDDER, E. ed. *Fluid Inclusion Research*, v. 23, p. 114.
- NESBITT, B.E. & MUEHLENBACHS, K. 1989. Geology, geochemistry and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordilheira: Evidence for ore formation from evolved meteoric water. *Econ. Geol. Monograph* 6, p. 553-563.
- NOCE, C. M. 1995. *Geocronologia Dos Eventos Magmáticos, Sedimentares E Metamórficos Na Região Do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. São Paulo, 128p (Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- OLIVEIRA, O.A.B. 1986. As falhas de empurão e suas implicações na estratigrafia e metalogênese do Quadrilátero Ferrífero. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...Goiânia, SBG*, v. 2, p. 1074-1087.
- OLIVEIRA, O. A. & VIEIRA, M. B. 1987. Aspectos da deformação dúctil e progressiva no Quadrilátero Ferrífero. In: SIMP.GEOL. MINAS GERAIS 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais... Belo Horizonte, SBG/NMG*, p. 327-253.
- OLIVEIRA, G.A.I.; CLEMENTE, P.L.C. & VIAL, D.S. 1983. Excursão à Mina de Ouro de Morro Velho. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...Belo Horizonte, SBG/NMG*, p. 497-505.
- OLIVEIRA, C.G. & SANTOS, R.V. 1994. Gênese e controle de depósitos auríferos em zonas de cisalhamento em greenstone belts. *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto*, 47 (3), p. 216-223.
- PEREIRA, L.M.M. 1995. Estudo da Alteração Hidrotermal do Corpo SE-2, Nível 5, da Mina de Ouro de Juca Vieira, Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de Mestrado. Em preparação, com defesa prevista para 1996. Dept. Geologia-IGC-UFMG.
- PEREIRA, S.L.M. 1992. Geologia do Depósito Aurífero de São Bento, Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Seminário de qualificação apresentado no curso de pós-graduação em geologia da UFMG, Belo Horizonte, MG, 42p.

- PEREIRA, S.L.M. 1993. An overview on the geology of the São Bento gold deposit, Santa Barbara, Minas Gerais. UNAMGEM. Relatório Interno (inédito).
- PEREIRA, S.L.M. 1994. Controles litoestruturais da mineralização aurífera no distrito de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero, MG: Mina de São Bento. ("Abstract" inédito de dissertação de mestrado submetida à Universidade Federal de Minas Gerais).
- PFLUG, R. 1965. *A geologia da parte meridional da serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais*. Rio de Janeiro. DNPM-MME. 58 p. (Boletim 26).
- PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1983. Fluid access and fluid - wallrock interaction in the genesis of the archean gold - quartz vein deposit at Hunt mine, Kambalda, Western Australia. In: FOSTER, R.P. ed. GOLD'82: THE GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF GOLD DEPOSITS. Zimbabwe, 1982. *Proceedings...* Rotterdam, A.A. Balkema, p. 389-416.
- PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1984. An epigenetic origin for archean banded iron formation-hosted gold deposits. *Econ.Geol.*, 79, p. 162-171.
- PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1986. A metamorphic-replacement model for genesis of archean gold deposits. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE METALLOGENY OF THE PRECAMBRIAN, Prague, 1986. *Proceedings...* Prague UUG. p. 125-132.
- PHILLIPS, G.N. & POWELL, R. 1993. Link between gold provinces. *Econ. Geol.*, 88, p. 1084-1098.
- POTY, B.; LEROY, J. & JACHIMOWICZ, L. 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: L'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristall.*, 99, p. 182-186.
- PRADO, M.G.B.; PEREIRA, S.L.M.; RODRIGUES, J.T.L. & RIBEIRO, P.A. 1991. Synthesis of the geology of São Bento and Santa Quitéria Mines, Santa Bárbara, Minas Gerais. In: FLEISCHER ed.. FIELD GUIDE BOOK OF BRAZIL GOLD'91. Belo Horizonte 1991, 103 p.
- RAMANAIDOU, E.; CATHELINEAU, M.; DUBESSY, J.; GLEUHER, M.L. & TRECASSES, J.J. 1991. Gold mobility during hydrothermal and supergene alteration of BIF (itabirites), Ouro Fino syncline, Brazil. In: LADEIRA, E.A. ed. BRAZIL GOLD'91. THE ECONOMICS, GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF GOLD DEPOSITS. Belo Horizonte, 1991. *Proceedings ...* Rotterdam A.A. Balkema, p. 729-733.
- ROBERT, F.; PHILLIPS, G.N. & KESLER, S.E. 1990. Greenstone gold and crustal evolution: scope and results of the conference. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A.; GREEN, S.B. eds. NUNA CONFERENCE VOLUME. GREENSTONE GOLD AND CRUSTAL EVOLUTION. Val d'Or, 1990. *Proceedings...* Val d'Or, Québec. p. 2-7.
- ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A. & GREEN, S.B. (eds.) (1990). Greenstone Gold and Crustal Evolution. In: NUNA Conference Vol.-Proceeding of a Workshop, Val d'Or, Quebec, Canada. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, Canada. 252 p.
- ROEDDER, E. 1967. Fluid inclusions as sample of ore fluids. BARNES, H. L. ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposite*, 2 ed. New York, John Wiley & Sons, 798 p.

- ROEDDER, E. 1972. Composition of fluid inclusions. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 440 (JJ), 164 p.
- ROEDDER, E. 1981. Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. eds. *Fluid inclusions: Applications to petrology - short course* Mineral. Assoc. Canada, 6, p. 101-129.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, 12, 644p.
- ROEDDER, E. 1990. Fluid inclusion analysis - Prologue and epilogue. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, v. 54, p. 495-507.
- ROEDDER, E. & SKINNER, B.J. 1968. Experimental evidence that fluid inclusion do not leak. *Econ. Geol.*, 63, p. 715-730.
- ROEDDER, E & BODNAR, R.J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusions studies. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 8, p. 263-301.
- ROMBERGER, S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A.; GREEN, S.B. eds. NUNA CONFERENCE VOLUME. GREENSTONE GOLD AND CRUSTAL EVOLUTION. Val d'Or, 1990. *Proceedings...* Val d'Or, Québec, p. 61-66.
- ROSASCO, G.J.; ROEDDER, E. & SIMMONS, J.H. 1975. Laser activated RAMAN spectroscopy for nondestructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals. *Science*, 190, p. 557-560.
- SCHORSCHER, H.D. 1976. Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. *Boletim de Resumos...* Ouro Preto, SBG, p. 194-195.
- SCHORSCHER, H.D. 1979. Evolução geotectônica e petrográfica do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *Academia Brasileira de Ciências*, 52, p. 767-768.
- SCHRANK, A & SILVA, M.G. 1993. Greenstone belts do cráton do São Francisco, Brasil. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. eds. *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-BA, SE/SGM/CNPq, p. 85-118.
- SEWARD, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: FOSTER, R.P. ed. GOLD'82: THE GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF GOLD DEPOSITS. Zimbabwe, 1982. *Proceedings...* Rotterdam, A.A. Balkema, p. 165-181.
- SEWARD, T.M. 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. In: FOSTER, R.P. ed. GOLD METALLOGENY AND EXPLORATION. Blackie & Son Ltd, p. 37-62.
- SIBSON, R.H. 1990. Faulting and fluid flow. In: NESBITT, B.E. ed. Fluids in Tectonically Active Regimes of the Continental Crust-Short Course. *Min. Ass. Canada*, vol. 18, p. 93-132.

- SOUZA FILHO C.R. & SCHRANK, A. 1991. Lith-structural control, geometry and geothermometry of Tinguá gold mineralization, Rio das Velhas greenstone belt. In: LADEIRA, E.A. ED. BRASIL GOLD'91. THE ECONOMICS, GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF GOLD DEPOSITS. Belo Horizonte, 1991. *Proceedings*...Rotterdam, A. A. Balkema, p. 575-577.
- SUPPE, J. 1985. Principles of deformation. In: SUPPE, J. ed. *Principles of Structural Geology*. New Jersey, Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, 537 p.
- SWANENBERG, H.E.C. 1979. Phase equilibria in carbonic systems, and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68, p. 303-306.
- SWANENBERG, H. E. C. 1980. Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks from S.W. Norway. *Geologica Ultraiectina Univ. Utrecht.*, 25, p. 147.
- THORMAN, C.H.; LADEIRA, E.A. & SCHNABEL, D.C. 1986. Introduction to a workshop on gold deposits related to greenstone belts in Brazil - Deposit Modeling Workshop. Part A - Excursions. *U.S. Geological Survey Bull*, 1980(A), 87.
- THORPE, R.I.; CUMMING, G.L. & KRSTIC, D. 1984. Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 14, p. 147-152.
- TOURAY, J.C. 1985. Apostila do curso: "Inclusões fluidas e o seu uso no estudo de depósitos minerais". Brasília: 135 p.(inédito).
- TOURAY, J.C. & GUILHAUMOU, N. 1984. Characterization of H₂S bearing fluid inclusions. *Bull. Mineral*, 107, p. 181-188.
- TOURET, J. 1977. The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In: FRASER, D.E. ed. *Thermodynamics in Geology*. Boston, D. Riedel Publ. Co., p. 203-227.
- TOURET, J. 1981. Fluid inclusion in high grade metamorphic rocks. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. eds. *Fluid inclusions: applications to petrology - short course* Mineral. Assoc. Canada, 6, p. 182-208.
- TOURET, J. 1982. An empirical phase diagram for a part of the N₂-CO₂ system at low temperature. *Chemical Geology*, 37, p. 49-58.
- VIAL D. S. 1980. Geologia da Mina de Ouro de Raposos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camburiú, 1980. *Anais*...Florianópolis, SBG, v. 3, p. 1851-1866.
- VIAL, D.S. 1988. Mina de Ouro de Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. eds. *Principais Depósitos Minerais do Brasil: Metais Básicos Não-Ferrosos, Ouro e Alumínio*. Brasília, DNPM-CVRD, v. 3, p. 413-419.
- VIAL, D.S.; FERREIRA JR., M.C. & FERRARI, P.G. 1987. A lapa seca na Mina de Morro Velho. Metavulcanitos alterados hidrotermalmente. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais*...Belo Horizonte, SBG/NMG, p. 368-390.