



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS E DE ISÓTOPOS DE
ESTRÔNCIOS DOS DEPÓSITOS DE FLUORITA DA SERRA
DO RAMALHO (BAHIA) E MONTALVÂNIA (MINAS GERAIS)**

VIOLETA DE SOUZA MARTINS

**SALVADOR - BAHIA
DEZEMBRO - 2001**

M386 Martins, Violeta de Souza.

Estudo de inclusões fluidas e de isótopos de estrôncio dos depósitos de fluorita da Serra do Ramalho (Bahia) e Montalvânia (Minas Gerais) / Violeta de Souza Martins. - Salvador, 2001.

89f. : il.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo da Silva Coelho.

Dissertação (mestrado) – Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 2001.

1. Petrologia – Bom Jesus da Lapa (BA.). 2. Petrologia – Minas Gerais 3. Sedimentação e depósitos. 4. Mineração. I. Coelho, Carlos Eduardo da Silva. II. Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 553.078

Elaborada pela Biblioteca Shiguemi Fujimori, Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia.



CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
CAMPUS ONDINA - SALVADOR (BA) - CEP 40210-340
TEl: (71) 3203 8534 - FAX: (71) 3203 8501
<http://pggeologia.ufba.br>; pgeol@cpgg.ufba.br



Ofício nº 227/10 - Pggeologia

Salvador, 04 de novembro de 2010.

A CPRM - Serviço Geológico do Brasil - CAPTEC
A/C Sr. Gerson Manoel Muniz Matos
Av. Pasteur, 404 - URCA
22290-240 - Rio de Janeiro - RJ

Prezado senhor,

Informamos que o Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia vem pelo presente participar a V.Sa, que na dissertação de mestrado da aluna Violeta de Souza Martins verificamos que:

ERRATA

Onde se lê	Leia-se
Na linha 2 da capa da dissertação de mestrado "Estudo de inclusões fluidas e de isótopos de estrôncio dos depósitos de fluorita da Serra do Ramalho (Bahia) e Montalvânia (Minas Gerais)".	"Estudo de inclusões fluidas e de isótopos de estrôncio dos depósitos de fluorita da Serra do Ramalho (Bahia) e Montalvânia (Minas Gerais)".

Atenciosamente,


Iracema Reimão Silva

Coordenadora em Exercício do Curso

Estudo de Inclusões Fluidas e de Isótopos de Estrôncio dos
Depósitos de Fluorita da Serra do Ramalho (BA)
e Montalvânia (MG)

por

Violeta de Souza Martins
Geóloga (Universidade Federal da Bahia - 1990)

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

- GEOLOGIA -

à

Câmara de Ensino de Pesquisa e Pós-Graduação

da

Universidade Federal da Bahia

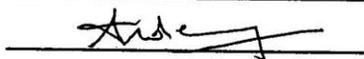
COMISSÃO EXAMINADORA:



(Dr. Carlos Eduardo Silva Coelho-UFBA)
(Professor Orientador)



(Dr. Aroldo Misi-UFBA)



(Dr. Marcel Auguste Dardenne -UnB)

Data de aprovação: 18/12/2001

Grau conferido em:

RESUMO

Duas áreas com mineralizações de fluorita, distando uma da outra cerca de 100km, foram estudadas na região do médio rio São Francisco. A primeira área trata-se da região da Serra do Ramalho, no sudoeste do Estado da Bahia e a outra situa-se no noroeste do Estado de Minas Gerais, municípios de Bom Jesus da Lapa (BA) e Montalvânia (MG).

As principais mineralizações ocorrem na Formação Sete Lagoas, entre as unidades C₂ e C₃. Nestes níveis encontram-se estruturas de dissecação tipo *mud-crack*, que indicam exposição sub-aérea. A presença de cimento calcítico dolomitizado tipo *bladed* nas bordas de alguns oóides, bem como a presença de intraclastos micríticos e zonas micríticas preservadas em torno das bordas de alguns oóides são indicativas de ambiente marinho de água rasa.

A fluorita ocorre interlaminada com dolomitos silicosos, em camadas irregulares ou lentiformes, em bolsões e manchas irregulares, em brechas, filões e preenchendo fraturas. A mineralização é controlada por antigas fraturas de extensão do embasamento, de direção N40°-45°W, que foram reativadas no Brasiliano e que propagaram-se através da cobertura neoproterozóica. As feições texturais e estruturais da mineralização demonstram que a fluorita preenche e substitui os carbonatos nas fraturas e, nitidamente a dolomita, indicando uma origem epigenética.

O estudo microtermométrico de inclusões fluidas primárias e pseudo-secundárias incluiu dois tipos de medidas: (i) temperaturas de homogeneização, compreendidas entre 100° e 325°C, com uma moda de 197,5°C; (ii) temperaturas de fusão do gelo, compreendidas entre -12° e 0°C com a moda de -8,5°C, o que traduz uma salinidade em torno de 12,3 % equivalente em peso de NaCl.

Os resultados de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de fluoritas da região de Serra do Ramalho variam entre 0,70839 e 0,71248, sendo que os valores das fluoritas de Montalvânia são significativamente mais elevado, variando entre 0,71498 a 0,72015. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas encaixantes (calcários) variam entre 0,70755 e 0,7089, sendo menos radiogênicas do que os valores das fluoritas.

Os dados geológicos, petrográficos, de inclusões fluidas e isotópicos levantados neste trabalho permitem propor uma hipótese a respeito da formação dos depósitos de fluorita das regiões de Serra do Ramalho (BA) e Montalvânia (MG).

Os altos valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das indicam uma fonte radiogênica, para a fluorita o que descarta as encaixantes, como rochas fontes. Corpos graníticos, ricos em urânio, (HHP), que poderiam corresponder as anomalias Bouguer fortemente negativas, seriam a fonte do Sr e do flúor .

A composição das inclusões fluidas permite interpretar que o tipo de fluido mineralizante seria provavelmente uma mistura de água meteórica e água conata, as quais teriam sido suficientemente aquecidas em um sistema de convecção, tornando-se fluidos hidrotermais.

O calor radioativo liberado por plútons graníticos HHP, quando fraturados, teria gerado calor necessário para a formação de correntes de convecção de magnitude suficiente para promover a circulação de fluidos na escala dos depósitos. Este fraturamento estaria relacionado à reativação de antigas falhas do embasamento, que serviriam de condutos para os fluidos descendentes (água conata + água meteórica), que, lixivariam o flúor e o Sr, e ascenderiam para o local de deposição.

A solubilidade da fluorita em soluções de NaCl aumenta com o aumento da temperatura e diminui bastante na presença de cálcio na solução em baixas temperaturas. Desta forma, o mecanismo que favoreceu a deposição da fluorita deve ter sido o aumento de pH causado pela interação dos fluidos mineralizantes com as rochas encaixantes, em conformidade com observações petrográficas, que evidenciam processos de substituição das rochas encaixantes carbonáticas pela fluorita.

ABSTRACT

Two areas with fluorite mineralizations, distant surround 100 km, have been studied in the region of the middle São Francisco River. Serra do Ramalho region, located in southwest of Bahia, municipality of Bom Jesus da Lapa and the other in the northeast of Minas Gerais, municipality of Montalvânia.

The main fluorite mineralizations are found in the Sete Lagoas Formation, between C₂ and C₃ units, where mud-cracks indicate subaerial exposition. The presence of dolomitized bladed type calcitic cement enclosing some ooides, the presence of micritic intraclasts and preserved micritic zone around some ooides are indicative of shallow marine environment.

The fluorite mineralizations are controlled by ancient N40°- 45°W extension basement faults which were reactivated in the Brasiliano Cycle and have propagated through the Neoproterozoic sequence. The textural and structural features of mineralization demonstrate that the fluorite replace the carbonates and the dolomite, indicating an epigenetic process. The fluorite deposits are stratabound and occur intercalated with siliceous dolomites, in irregular layers or lenses, in pods, in breccia bodies and as veins.

Microthermometric study of primary and pseudo-secondary fluid inclusions in the fluorite crystals consisted of two types of measurements: homogenization temperatures, distributed between 100° and 325° with a peak at 197.5°C; and ice melting temperatures distributed between 12° and 0°C with a peak at - 8.5°C, which indicates salinities around 12.3 wt% NaCl.

Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios of fluorites from the Serra do Ramalho orebodies range between 0.70839 and 0.71248. The strontium isotope composition of the Montalvânia orebodies is significantly higher than those of the Serra do Ramalho, varying from 0.71498 to 0.72015. The Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios of the host rocks (limestones) fall in a narrow range, between 0.70755 and 0.7089, which are remarkably less radiogenic than the fluorite values .

The geologic, petrographic, fluid inclusion and strontium isotope data interpretation from a representative number of samples of all studied deposits, allows to propose a genetic hypothesis about the origin of the fluorite deposits in the Serra do Ramalho and Montalvânia regions.

The high Sr^{87}/Sr^{86} ratios of the fluorite indicates a radiogenic source, discarding the host –rocks as the source of the fluorine. However, these values could be related to uranium-rich granitic bodies, (HHP) which could correspond to the strong negative Bouguer anomalies. These high radiogenic heat production granites could be the source of the fluorine and the Sr.

The fluid inclusion compositions allow to presume that the mineralization fluid could be probably a mixture of meteoric and connate water sufficiently heated by a convective system, these water would convert to hydrothermal fluids.

The radioactivity heat liberated by the HHP granitic bodies, when fractured, generate the necessary heat to the formation of convective currents of sufficient magnitude to promote the fluid circulation in the deposit scale. These fractures would be related to a reactivation of ancient basement faults and served as the conduits for descending connate-meteoric fluids, which leached fluorine and the Sr .

Finally the fluorite solubility in NaCl solutions increases with the increase of the temperature and decreases with the presence of calcium at low temperatures. Therefore, the mechanism that promoted the fluorite deposition could have been the pH increase caused by the interaction of the fluid with the carbonate host-rocks. This hypothesis is in conformity with the petrographic observations, which evidenced the substitution process of the carbonate and dolomite minerals by fluorite.

DEDICATÓRIA

Para meus queridos pais Maria José e Luiz Felipe , que sempre me apoiaram e principalmente me acolheram nos momentos difíceis, todo meu amor e eterna gratidão.

A Geologia, que como na natureza gerou as riquezas da minha vida: Luisa e Marcos.

AGRADECIMENTOS

Durante a realização dessa dissertação tive muitos momentos difíceis, mas a maioria, foram de alegria e satisfação pelo ambiente acolhedor de trabalho que todos os colegas e amigos me proporcionaram. A colaboração dos integrantes do Grupo de Metalogênese, do CPGG, foi de fundamental importância para a realização e finalização desta etapa da minha vida. Agradeço sinceramente a todos que participaram dessa jornada .

Agradeço especialmente ao meu orientador, chefe e amigo querido, Carlos Eduardo Silva Coelho que desde do início do meu mestrado, prestou uma colaboração imprescindível para meu aprimoramento profissional, cúmplice de todas as minhas dificuldades sempre me apoiou e me ouviu, como um verdadeiro líder e amigo, sem fazer imposições mas despertando em mim a vontade de trabalhar e principalmente finalizar esse trabalho.

Agradeço especialmente e jamais esquecerei o apoio e a colaboração das amigas e companheiras que me ajudaram nos momentos mais conturbados e na elaboração desta dissertação: Eliane, Ivana e principalmente agradeço a Ioná que desempenhou um papel fundamental na elaboração das figuras.

Agradecimentos especiais à minha mãe Maria José, à minha irmã Malu e a minha sogra Celeste, pelo incentivo e carinho nos cuidados com Luisa enquanto trabalhava.

Aos amigos e colegas Adriana e Washington que me apoiaram me fazendo críticas e sugestões: À Andréa e Kelly (pela ajuda no campo), Miguel, Lidsy e Joaquim nos ensinamentos de informática.

Aos Geólogos e ex-colegas: Angela Leal , Luís Rogério Leal e Orlando Freitas pelo apoio e presteza as minhas solicitações.

Ao Geólogo Cícero Paixão Pereira, a quem agradeço sinceramente a gentileza e a boa vontade no apoio do estudo petrográfico.

Ao Geólogo Valter Mônaco Conceição Filho, pelo apoio essencial no campo e pela boa vontade e em compartilhar os seus conhecimentos sobre a área .

Ao professor Aroldo Misi pelo apoio (principalmente no campo) e nas orientações durante todo o mestrado.

Ao professor Hebert Conceição e dos colegas e amigos Débora Rios , Lurdes e Basílio pelo apoio na preparação das amostras para a análise de estrôncio.

Aos coordenadores Geraldo Vilas Boas e José Maria Landim Dominguez pelo apoio financeiro como aluna do curso de pós-graduação em Geologia.

Aos colegas e amigos que me ajudam diariamente e me apoiaram Danilo, Nilo, Geraldo Leahy, Carlson, Jorge (Brother), Fábio e Olívia.

Aos amigos e funcionários Gilzélío, Nilton, Lene e Niltinho pelo apoio diário às minhas solicitações e aos funcionários Marcelinho , Sr.Gonçalo e Carlos agradeço a ajuda no suprimento do garrafão de N₂ .

Agradeço também as pessoas e Instituições pelo apoio técnico e financeiro:

- *Curso de Pós Graduação em Geologia.*
- *CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela concessão da bolsa de mestrado no período de outubro de 1997 a setembro de 1999.*
- *CBPM pela concessão dos dados e pela confecção e empréstimo de lâminas delgadas e apoio logístico de campo nas pessoas de Moacir Moura Marinho, José Carlos Cunha e Valter Mônaco Conceição Filho.*
- *Laboratório de Geocronologia da UnB, nas pessoas de Márcio Martins Pimentel e Simone Giogia.*
- *Universidade de Ottawa (Canadá), na pessoa de Kelly Powis pela confecção e o envio das lâminas delgadas da seqüência estudada do furo CA- IE-BA.*
- *Ao Instituto de Geociências da UFBA e ao CPGG (Centro de Pesquisa e Pós Graduação) pelo apoio técnico.*
- *À FINEP/PADCT, através do Projeto “Os Depósitos de Zinco e Chumbo das Bacias Proterozóicas do Cráton do São Francisco: Estudos Integrados Isotópicos e de Inclusões Fluidas, Correlações e Modelos Metalogenéticos”(Convênio FINEP/PADCT 64.99.0264.00), que financiou parte da etapa de campo e as análises de Estrôncio.*

ÍNDICE

	Pág.
RESUMO	
ABSTRACT	
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
ÍNDICE	iv
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABELAS	ix
ÍNDICE DE QUADROS	x
ÍNDICE DE PRANCHAS	xi

ÍNDICE DE ANEXOS	xii
1. INTRODUÇÃO	2
1.1 Objetivos	3
1.2. Localização	3
2. GEOLOGIA REGIONAL	6
2.1. Estratigrafia	6
2.2. Efeitos e Feições Geotectônicas	9
3. GEOLOGIA LOCAL	13
3.1. Estratigrafia	13
3.2. Ambientes de Sedimentação	20
4. MINERALIZAÇÕES	26
4.1. Distribuição Estratigráfica das Mineralizações	27
4.2. Descrição das Mineralizações na Serra do Ramalho e Montalvânia	29
4.3. Tipologia das Mineralizações	31
5. ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUÍDAS	36
5.1. Introdução	36

5.2. Princípios Básicos da Microtermometria	37
5.3. Platinas de Aquecimento - Resfriamento	37
5.4. Calibração do Aparelho	38
5.4.1 Curvas de Calibração	41
5.5. Metodologia do Estudo das Inclusões Fluidas	43
5.6. Petrografia das Inclusões Fluidas	44
5.7. Tipologia das Inclusões Fluídas	45
5.7.1 Depósito de Morro dos Porcos	45
5.7.2 Depósito de Morro Preto	45
5.7.3 Depósito de Santo Antônio	46
5.7.4 Depósito de Campo Alegre	46
5.7.5 Depósito de Montalvânia	46
5.8. Microtermometria	46
5.8.1. Mudanças de Fases Observadas	49
5.8.1.1. Transições de Fase no Resfriamento	49
5.8.1.2. Transições de Fase no Aquecimento	49
5.9. Apresentação dos Resultados	49
5.9.1. Depósito de Santo Antônio	49
5.9.2. Depósito de Campo Alegre	49
5.9.3. Depósito de Morro Preto	52
5.9.4. Depósito de Morro dos Porcos	54

5.9.5. Depósito de Montalvânia	54
6. ESTUDO DE ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO	62
6.1. Geoquímica do Rb e do Sr	62
6.2. A Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	62
6.3. Procedimento Analítico	63
6.3.1. Preparação das amostras para análise de Sr	63
6.3.2. Análise de Sr	65
6.4. Resultados obtidos	66
7. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	68
7.1.1. Origem singenética-diagenética	68
7.1.2. Origem epigenética	69
7.2. Estudo de Inclusões Fluidas	71
7.3. Estudo de Isótopos de Estrôncio	74
8. CONCLUSÕES.	76
8.1. Fonte da Fluorita	76
8.2. Mecanismo de transporte da fluorita	77
8.2.1. Origem dos Fluidos	77
8.2.2. Fonte de Calor e Canais de Circulação dos Fluidos	77

8.3. Mecanismos de Deposição da Fluorita	78
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80
10. ANEXOS	85

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Pág.
1	Mapa de Localização de Serra do Ramalho e Montalvânia	4
2	Mapa geológico e regional das áreas da Serra do Ramalho (Ba) e da Pitarana (Montalvânia-MG)	7
3	Traços Gerais da deformação das coberturas proterozóicas e os domínios estruturais do Cráton do São Francisco.	8
4	Lineamentos estruturais e falhas da parte sul do Cráton do São Francisco.	11
5	Estratigrafia geral do furo CA-1E-BA.	15
6	Coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco.	16
7a	Mapa geológico local da área de Serra do Ramalho.	18
7b	Mapa geológico local da área de Montalvânia.	19
8	Possíveis estruturas associadas às mineralizações do vale do São Francisco.	26
9	Colunas estratigráficas esquemáticas da área de Serra do Ramalho: a) Área de Morro Preto; b) Área de Campo Alegre.	28

10	Localização das ocorrências na unidade C ₂ e do furo de sonda CA-1E-BA.	30
11	Mineralização de fluorita em Morro dos Porcos: a) Camadas irregulares ou lentiformes de fluorita; b) fluorita filoniana ou preenchendo fraturas .	32
12	Mineralizações de Campo Alegre: a) camadas irregulares ou lentiformes de fluorita e dolina mineralizada b) brecha dolomítica com fluorita.	33
13	Mineralização de Santo Antônio: camadas lentiformes de fluorita e fluorita filoniana ou preenchendo fraturas.	33
14	Curva de calibração para a objetiva de 50X realizada com inclusões sintéticas a) Curva de aquecimento; b) Curva de resfriamento.	42
15	Diagrama T-X para porções a baixas temperaturas e salinidades do sistema NaCl.	48
16	Histogramas de dados microtermométricos do depósito de Santo Antônio: a) fusão do gelo; b) homogeneização total.	51
17	Histogramas de dados microtermométricos do depósito de Campo Alegre: a) fusão do gelo; b) homogeneização total.	52
18	Histogramas de dados microtermométricos do depósito de Morro Preto: a) fusão do gelo; b) homogeneização total.	53
19	Histogramas de dados microtermométricos do depósito de Morro dos Porcos: a) fusão do gelo; b) homogeneização total.	55

20	Histogramas de dados microtermométricos do depósito de Montalvânia: a) fusão do gelo; b) homogeneização total.	56
21	Balanço isotópico de Sr na água do mar	63
22	Mapa de anomalia Bouguer.	70
23	Diagrama de temperatura de homogeneização versus salinidade	71
24	Histogramas de dados totais de inclusões fluidas: a) fusão do gelo; b) homogeneização total.	72
25	Diagrama de temperatura de homogeneização versus salinidade mostrando a relação entre os dados de Serra do Ramalho e Montalvânia com os dados de vários depósitos de fluorita do mundo.	73
26	Modelo genético para a área de Serra do Ramalho e Montalvânia.	79

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela		Pág.
1	Dados de Isótopos de Sr nas fluoritas	66
2	Dados de Isótopos de Sr nos calcários encaixantes da Mineralização	66

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro		Pág.
1	Principais características das mineralizações das áreas da Serra do Ramalho e Montalvânia	29
2	Temperaturas de mudança de fase de inclusões sintéticas da Fluid Inc.	41
3	Amostras utilizadas no estudo de inclusões fluidas da região de Serra do Ramalho.	43

ÍNDICE DE FOTOS E PRANCHAS

Fotos e Pranchas		Pág.
Fotos	Foto 1- Serra do Ramalho, principal feição geomorfológica da região.	14
	Foto 2- Estruturas erosionais ruiformes ou “lapiês” dos flancos da Serra do Ramalho.	
Prancha		
1	Petrografia dos Carbonatos I	23
2	Petrografia dos Carbonatos II	24
3	Fotos de amostras mineralizadas	34
4	Aparelhos de Inclusão Fluída	39
5	Inclusões Fluídas	57
6	Inclusões Fluídas	58
7	Inclusões Fluídas	59
8	Inclusões Fluídas	60

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo	Pág.
1 Datos Microtermométricos	85

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.Introdução

A maioria dos depósitos de fluorita da região sul do Brasil estão relativamente bem estudados, sendo objetos de recentes trabalhos e teses de mestrado e doutorado. Entre estes depósitos destacam-se os distrito de Santa Catarina (Savi, 1980; Bastos Neto, 1990), os do Vale da Ribeira (Paraná), incluindo as mineralizações associadas a rochas carbonáticas e a carbonatitos (Fagundes, 1982; Ronchi, 1993, 1986; Jenkins II, 1987; Santos, 1988) e os depósitos filonianos de Tanguá, no Estado do Rio de Janeiro (Coelho, 1987; Becker *et al.*, 1997). Além dos aspectos geológicos desses depósitos, estes estudos abordaram também aspectos geoquímicos, incluindo essencialmente estudos de inclusões fluidas e de terras raras e mais raramente estudos isotópicos (O, C, Sm-Nd, Sr).

Nos estados de Minas Gerais e Bahia são conhecidos uma série de indícios de fluorita ao longo do vale do rio São Francisco nas regiões de Januária, Itacarambi, Montalvânia e Serra do Ramalho (Beurlen, 1973; Misi, 1976; Dardenne, 1979; Lopes, 1979). Estas pequenas jazidas, encaixadas nos sedimentos argilo-carbonatados do Grupo Bambuí (Neoproterozóico) ocorrem em calcáreos e/ou dolomitos e associados a uma superfície de emersão localizada internamente à sequência inferior desta série epicontinental. De acordo com Dardenne *et al.* (1997). elas se assemelham à jazidas do tipo *Mississippi Valley*. Dardenne & Touray (1988) acreditam que a realização de trabalhos de prospecção nesta região poderá levar à descoberta de jazidas mais importantes. Segundo Dardenne & Freitas-Silva (1999), observa-se regionalmente uma zonação mineralógica nítida, demonstrando um aumento da proporção de fluorita no sentido SW para NE, em relação a galena e a esfalerita.

Na região da Serra do Ramalho as ocorrências de fluorita são conhecidas há mais de três décadas, o que levou a SME/CBPM a realizar um projeto na área (Projeto Fluorita da Serra do Ramalho - Miranda *et al.*, 1976). Nesse projeto foi avaliada uma reserva da ordem de 41.000 toneladas, que representa o somatório de pequenos depósitos próximos ao depósito de Campo Alegre.(Morro Preto, Morro dos Porcos, Santo Antônio, Lajeado e Água Branca). A reserva do minério coluvionar é da ordem de 6.000 toneladas. A fluorita foi classificada nos tipos metalúrgico e cerâmico.

1.1. Objetivos

Embora o depósito de fluorita da Serra do Ramalho e Montalvânia sejam relativamente bem conhecidos do ponto de vista geológico, eles carecem de estudos mais refinados. Dessa forma, o objetivo principal desta tese é a caracterização geoquímica dos depósitos de fluorita da Serra do Ramalho e da Mina do Joel, Montalvânia, visando definir a gênese e um modelo metalogenético que possa ser aplicado a exploração de fluorita na bacia do São Francisco. Para este fim, foram realizados estudos petrográficos das litologias encaixantes e definidos os seus ambientes de sedimentação, bem como foram identificados a natureza e origem das soluções mineralizantes através de estudo de inclusões fluídas e do estudo de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas fluoritas.

1.2. Localização e Acesso

As mineralizações de fluorita em estudo situam-se no sudoeste do Estado da Bahia e noroeste do Estado de Minas Gerais, na região do médio São Francisco, municípios de Bom Jesus da Lapa (BA) e Montalvânia (MG). Na Bahia, os depósitos de fluorita ocorrem na parte setentrional da serra do Ramalho, a sul da confluência dos rios Corrente e São Francisco, situando-se entre os municípios de Bom Jesus da Lapa, Coribe, Santa Maria da Vitória. Em Minas Gerais, a mina do Joel se localiza na Serra de Pitarana, perto de Montalvânia (Fig. 1).

A área da Serra do Ramalho situa-se a cerca de 785 km a oeste de Salvador e aproximadamente cerca de 70 km de Bom Jesus da Lapa. O acesso à área partindo-se de Salvador é feito através da BR -324: 108 km até Feira de Santana; 72 km pela BR-116; 465 km pela BR-242 até Ibotirama e 140 km pela BA-160 até Bom Jesus da Lapa. A partir desta cidade, percorre-se cerca de 15km através BR-349, tomando-se a estrada de terra BA-126, que fornece acesso as agrovilas do Projeto São Francisco. Do entrocamento, percorre-se cerca de 23 km até a Agrovila nº8, onde toma-se uma estrada a oeste, percorrendo-se 9 km até a Agrovila nº17, que se situa no sopé da Serra do Ramalho. Para a área de Montalvânia, a partir de Bom Jesus da Lapa percorre-se cerca de 100 km através da rodovia BR-349 até a cidade de Santa Maria da Vitória. A partir desta cidade percorre-se cerca de 100 km através da rodovia BA 135 até a cidade de Cocos. A partir de Cocos, percorre-se mais 40km através de uma estrada de terra até a cidade de Montalvânia, no estado de Minas Gerais. A área da Mina do Joel dista cerca de 10 km de Montalvânia.

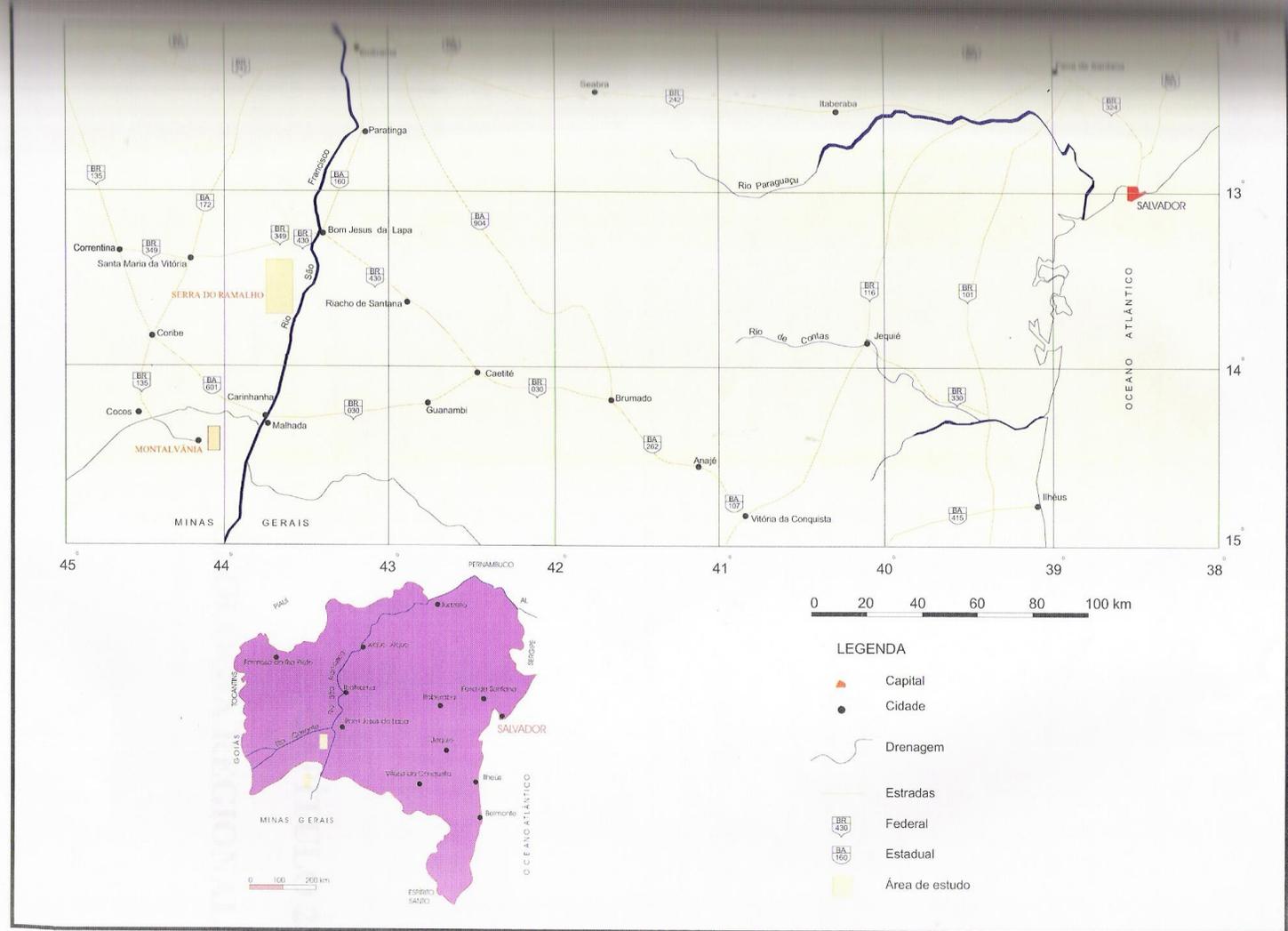


Figura 1 - Mapa de localização dos depósitos de fluorita da Serra do Ramalho (Bahia) e da Serra de Pitarana (Montalvânia, Minas Gerais).

Figura 1 – Mapa de Localização dos depósitos de fluorita da Serra do Ramalho (Bahia) e da Serra de Pitarana (Montalvânia – Minas Gerais). Fonte: Integração dos mapas geológicos dos estados da Bahia (Johildo & Dominguez, 1994) e de Minas Gerais (Pedrosa-Soares *et al.*, 19

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2. Geologia Regional

Geologicamente, as regiões das serras do Ramalho e de Pitarana estão localizadas na bacia sedimentar do São Francisco, uma extensa cobertura Proterozóica do Cráton do São Francisco, onde o Grupo Bambuí, que integra a parte superior do Supergrupo São Francisco, é representado por uma espessa seqüência carbonático-pelítica, ocorrendo desde as proximidades de Belo Horizonte, Minas Gerais, até a região de Barreiras no noroeste baiano. (Fig. 2).

Dominguez (1996) propôs um modelo evolutivo para as coberturas do meso e neoproterozóico no Estado da Bahia, no qual, com o término da glaciação Bebedouros-Macaúbas, em torno de 1,0 Ga, ocorreu uma elevação do nível do mar que inundou praticamente todo o Cráton do São Francisco. Esta subida do nível do mar está associada tanto ao degelo, mas também a uma maior subsidência no interior do cráton. Esta subsidência relaciona-se à expansão das margens do paleocontinente São Franciscano (faixas Brasília, Araçuaí, Rio Preto e Riacho do Pontal) e a expansão térmico-flexural dessas margens, das bordas para o interior do cráton. Este evento provocou a inundação da maior parte do cráton, constituindo um bloco submerso com profundidades rasas e isolado pelas margens passivas (que viriam posteriormente constituir as faixas de dobramento supracitadas) e pela calha do Espinhaço (Fig. 3). Esta situação de isolamento aliada a uma posição intertropical resultou na deposição dos sedimentos pelíticos-carbonáticos do Grupo Bambuí.

2.1 – Estratigrafia

A estratigrafia definida por Branco & Costa (1961) para o Grupo Bambuí, região de Sete Lagoas, tem sido até hoje adotada tanto em Minas Gerais como na Bahia. Na região da Serra do Ramalho, distante mais de 1.000 Km de Belo Horizonte, a correlação com as seqüências do Grupo Bambuí em Minas Gerais foi inicialmente estabelecida por Miranda *et al.* (1976), sendo explicada através de um modelo de sedimentação epicontinental. (Misi, 1976; Madalosso, 1979; Dardenne, 1978). As unidades litoestratigráficas reconhecidas na área, são as seguintes, do topo para a base (Fig. 2):

- Formação Serra da Saudade (PSs): siltitos (pelito verde) folhelhos e argilitos com esparsas intercalações de lentes de calcário;

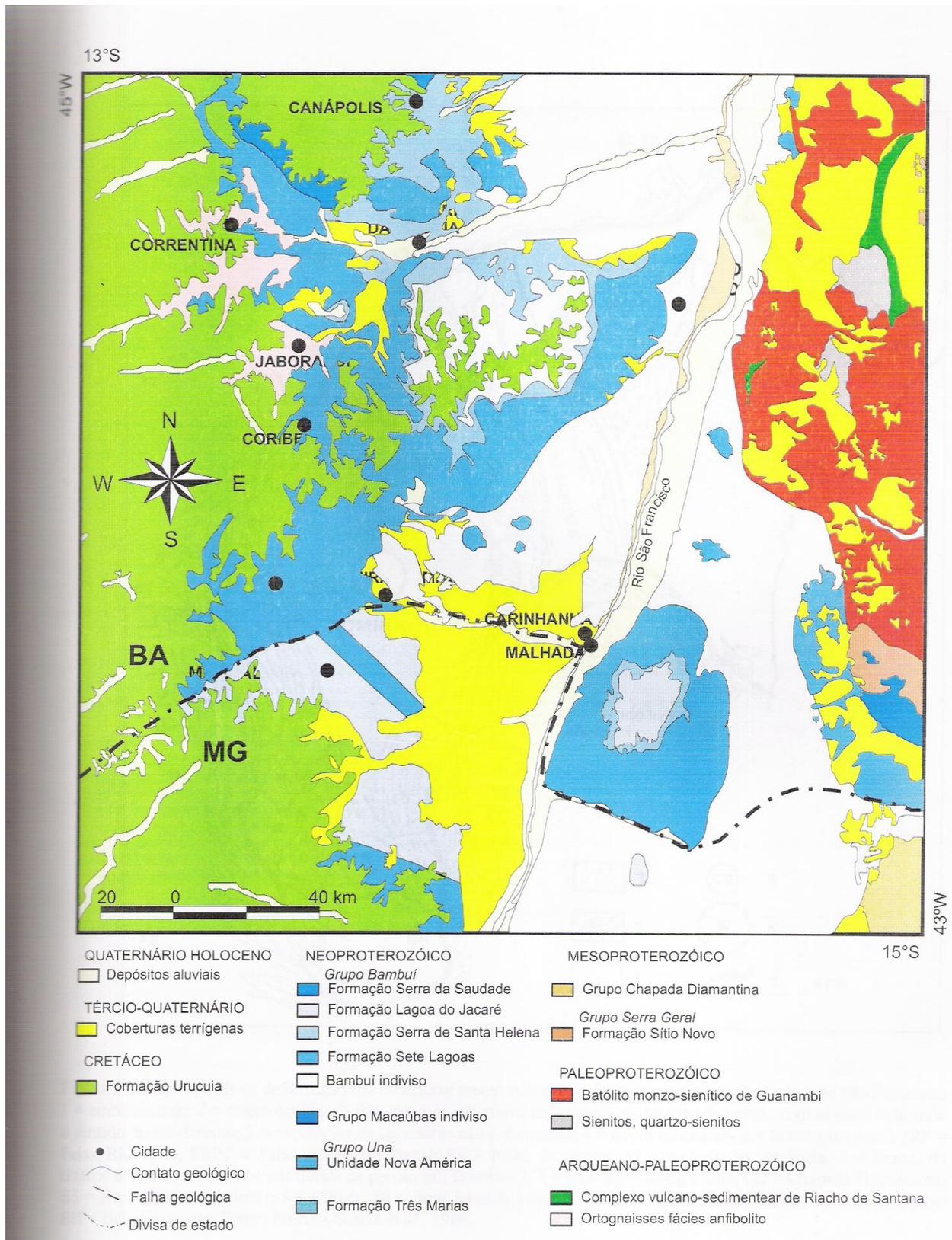


Figura 2 – Mapa de geológico regional das áreas da Serra do Ramalho (Bahia) e da Serra de Pitarana (Montalvânia – Minas Gerais). Fonte: Integração dos mapas geológicos dos estados da Bahia (Johildo & Dominguez, 1994) e de Minas Gerais (Pedrosa-Soares *et al.*, 1994).

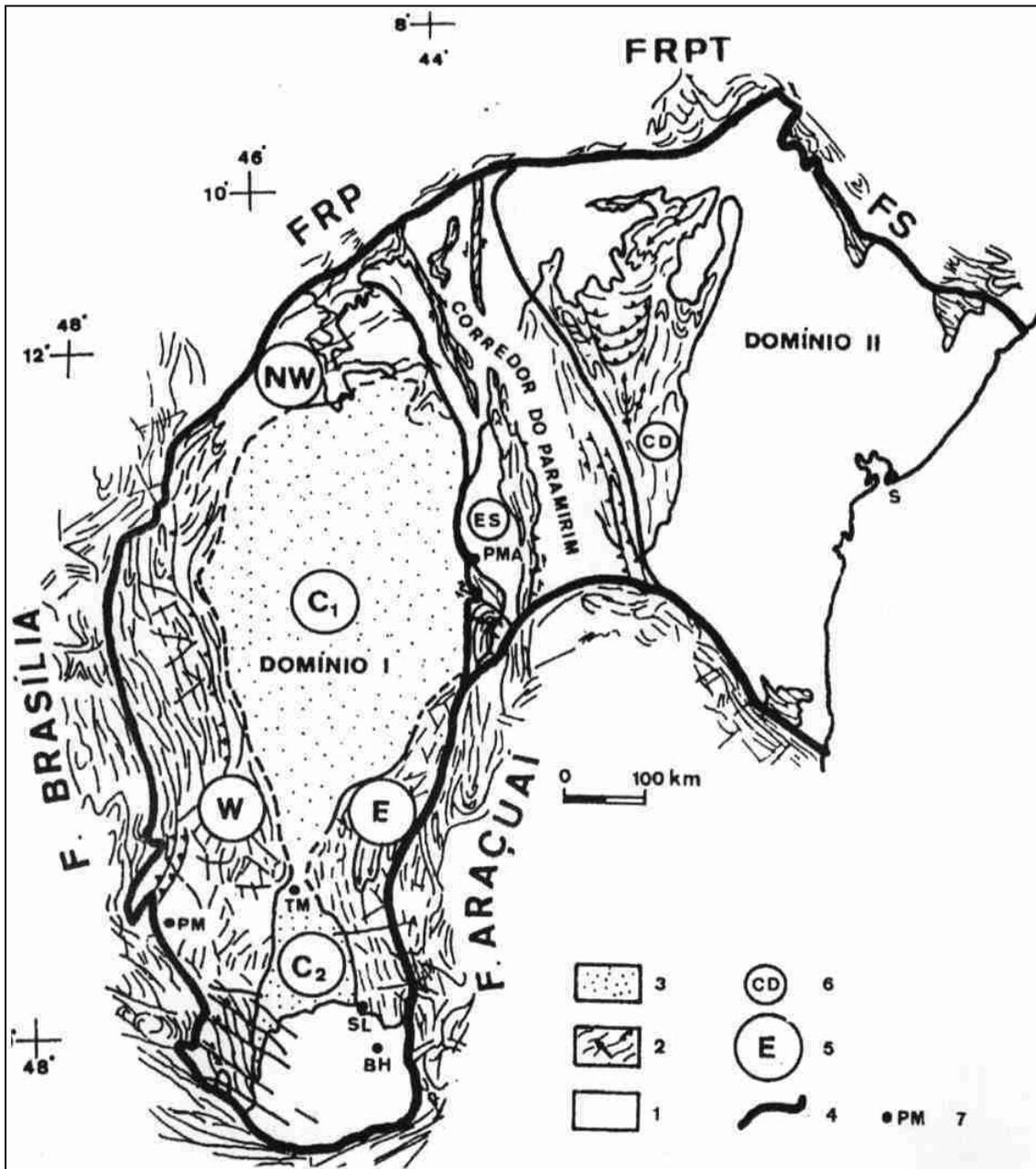


Figura 3 – Traços gerais da deformação das coberturas proterozóicas e os domínios estruturais do Cráton do São Francisco. 1 = embasamento; 2 = traços estruturais das zonas de coberturas deformadas, no interior do cráton, com as setas indicando o sentido do movimento; 3 = seqüências de coberturas não deformadas; 4 = traços estruturais das faixas marginais: FRP = Faixa Rio Preto; FRPT = Faixa Riacho do Pontal; FS = Faixa Sergipana. As setas indicam vergência; 5 = limites do cráton; 6 = compartimentos estruturais da porção sul, Domínio I; 7 = províncias fisiográficas: CD = Chapada Diamantina; ES = Espinhaço Setentrional; 8 = Cidade: BJ = Bom Jesus da Lapa; S = Salvador; TM = Três Marias; SL = Sete Lagoas; BH = Belo Horizonte. Fonte: Pedrosa-Soares *et al.*, 1994

- Formação Lagoa do Jacaré (PSlj): calcarenitos e calcilutitos negros, muito ricos em matéria orgânica, (calcários fétidos) frequentemente oolíticos e pisolíticos com estratificação cruzada intercalados com pelitos e margas;
- Formação Serra de Santa Helena (PSsh): Margas, argilitos e siltitos de cor cinza a cinza esverdeados, com lentes de calcário negro subordinadas.
- Formação Sete Lagoas (PSsl): Dolarenitos e dololutitos cinza claros no topo, maciços ou com laminações estromatolíticas, podendo conter camadas centimétricas de calcilutito e calcarenito negro intercaladas, ocorrendo com frequência estruturas sedimentares de exposição aérea, como “tee-pees” e nódulos de calcita e sílica. No restante da seção, ocorrem ritmitos constituídos por calcilutito cinza claro com finas intercalações de material argiloso. Na base, podem estar presentes dolomitos vermelhos (*cap dolomite*), argilosos, com forma lenticular e depositados em discordância, sobre os diamictitos das seqüências glaciogênicas.

2.2. Eventos e Feições Geotectônicas

Três eventos e feições geotectônicas do Cráton do São Francisco são consideradas muito importantes por para o entendimento da evolução metalogenética das mineralizações de F-(Zn-Pb) nas coberturas Neoproterozóicas (Misi, 1999), especialmente na área do Supergrupo São Francisco:

1. O Evento Espinhaco e o magmatismo alcalino e subalcalino continental associado;
 2. O Ciclo Brasileiro e a origem das bacias sedimentares Neoproterozóicas (Supergrupo São Francisco) e as faixas de dobramentos marginais; e
 3. Os lineamentos estruturais (fraturas e falhas) das coberturas Proterozóicas, herdados do embasamento.
- O Evento Espinhaço

O vale do rio Paramirim corresponde a uma mega estrutura, alongada na direção NNW-SSE, com comprimento em torno de 500 km e largura variando entre 50-100 km, onde ocorrem predominantemente migmatitos, granitos, metassedimentos e metavulcânicas do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico. Segundo Costa & Inda (1982), uma importante ruptura da litosfera teria ocorrido nesta região, dando origem a um extensivo magmatismo, representado pelas rochas ácidas e intermediárias do Grupo Rio dos Remédios (com idades entre 1,8 e 1,76 Ga (Machado *et al.*, 1989; Cordani *et al.*, 1992; Babinski *et al.*, 1993, dentre outros), e

pela intrusão de diversos corpos graníticos de filiação alcalina, tendo como exemplo maior o Complexo Granítico de Lagoa Real. Portanto, esta ruptura representa um mega evento extensional paleoproterozóico, que atingiu as massas continentais, inclusive os segmentos crustais que vieram formar o Cráton do Rio São Francisco.

- O Ciclo Brasileiro e a origem das bacias sedimentares Neoproterozóicas (Supergrupo São Francisco)

O Ciclo Brasileiro iniciou-se através de um período de fragmentação de massas continentais do supercontinente Rodinia, do qual fazia parte um segmento que viria a constituir o Cráton do São Francisco. Datações geocronológicas de diques máficos e de granitos alcalinos anorogênicos, atribuídos aos processos extensionais do início do Brasileiro no Cráton do São Francisco, delimitam este período de fragmentação entre 0,95 a 0,75 Ga (Parenti Couto *et al.*, 1983; Machado *et al.*, 1989; Pedrosa Soares *et al.*, 1992; Teixeira, 1992, dentre outros). São também desta fase os diamictitos glaciais da base do Supergrupo São Francisco.

O período de reagrupamento continental, representado por movimentos compressivos ocorreu entre 750 e 550 Ma até instalar-se a Orogênese Brasileira (Thomaz Filho *et al.*, 1998), sendo as faixas dobradas marginais do Cráton São Francisco os produtos mais evidentes destas fases compressivas do Ciclo Brasileiro (Fig. 3). A sedimentação marinha do Supergrupo São Francisco, incluindo as fácies carbonáticas e pelíticas dos Grupos Bambuí e Una e da Formação Vazante ocorreu durante esta fase compressiva, provavelmente entre 670 e 600 Ma, de acordo com os registros quimioestratigráficos (Kyle & Misi, 1997; Misi & Veizer, 1998; Misi *et al.*, 1999).

- Os lineamentos estruturais (fraturas e falhas) das coberturas Proterozóicas, herdados do embasamento

Aparentemente, lineamentos estruturais do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico, de direção predominante NNW-SSE, foram reativados e afetaram as seqüências de coberturas meso e neoproterozóicas do Cráton do São Francisco (Alvarenga & Dardenne, 1978; Dardenne, 1981; Franca Rocha & Misi, 1993; Alkimin *et al.*, 1996; Thomaz Filho *et al.*, 1998 – Fig. 4). De acordo com Danderfer Filho (1990), Lagoeiro (1990) e Alkimin *et al.* (1996), a reativação dessas estruturas estaria relacionada à inversão do rifte do Paramirim no decorrer do Ciclo Brasileiro.

A variação da espessura das seqüências de cobertura parece ser controlada por este sistema de falhas e fraturas, que estaria ativo durante a sedimentação (Dardenne, 1981; Thomaz Filho *et al.* 1998).

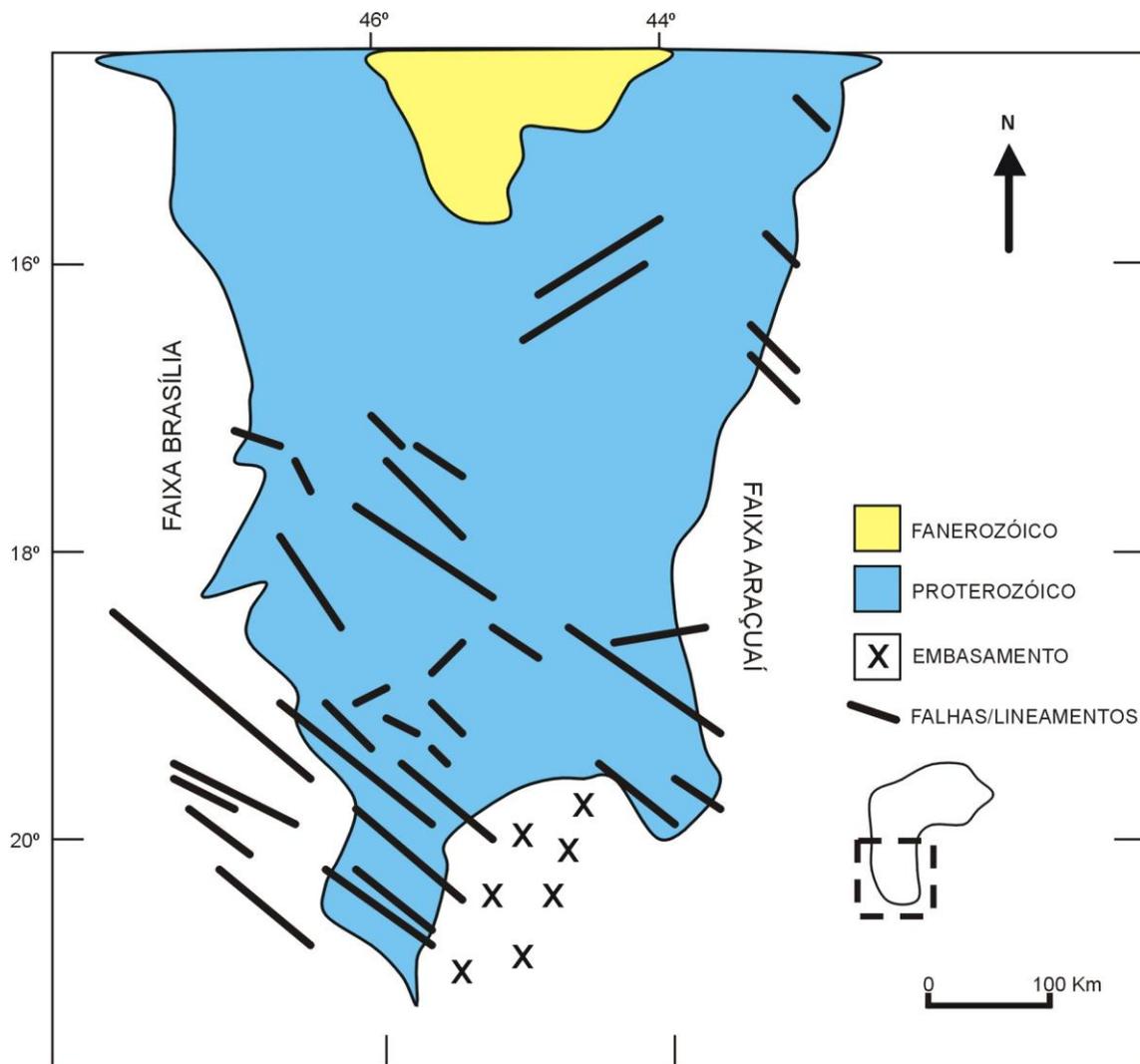


Figura 4 – Lineamentos estruturais e falhas da parte sul do Cráton do São Francisco segundo Alkimin *et al.* (1989). Fonte: Misi, 1999.

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA LOCAL

3. Geologia Local

Na área em estudo, o Grupo Bambuí assenta-se diretamente sobre um embasamento gnáissico–migmatítico da antiga crosta arqueana, ocorrendo sub-horizontalmente na porção centro-norte da área. A Serra do Ramalho se sobressai como uma das principais feições geomorfológicas da região (Foto 1). Ela apresenta o topo relativamente plano e flancos escarpados, com estruturas erosionais ruiformes ou “lapiês” (típicas dos processos de dissolução dos calcários calcíticos (Foto 2), sustentados pelas unidades calcárias da Formação Sete Lagoas.

3.1 - Estratigrafia

Na região da Serra do Ramalho, Miranda *et al.* (1976) e Miranda (1997) subdividiram o Grupo Bambuí em sete unidades litoestratigráficas designadas de C₁ a C₇ baseados em trabalhos de mapeamento em superfície. Uma outra unidade definida no furo estratigráfico CA-1-BA foi designada de C₀. O índice numérico refere-se à ordem cronológica de deposição, partindo-se do pacote mais antigo para o mais novo (Fig.5). Em comparação com a estratigrafia definida por Dardenne (1978) para o Grupo Bambuí em Minas Gerais, as unidades C₀ a C₃ se correlacionam-se à Formação Sete Lagoas, a unidade C₄ corresponde à Formação Serra de Santa Helena, as unidades C₅ e C₆ equivalem à Formação Lagoa do Jacaré; e a C₇ corresponde à Serra da Saudade. Nas unidades C₂ e C₃ estão as principais ocorrências de fluorita (Miranda *et al.*, 1976; Miranda & Silva, 1978; Misi & Silva, 1996; Miranda, 1997).

Trabalhos recentes de prospecção regional desenvolvidos pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (Conceição Filho *et al.*, 1997; Monteiro & Conceição Filho, 1998 – Figs. 6 e 7 -Mapa digitalizado da CBPM) e estudos petrográficos de amostras extraídas do furo CA-1E-BA (Fig. 5), além de amostras coletadas em superfície nos depósitos de Campo Alegre, Morro dos Porcos e Morro Preto, definiram, da base para o topo, as principais formações que ocorrem na região da Serra do Ramalho (Fig. 7),

- Formação Sete Lagoas

É a formação que tem a maior expressão na área. Encontra-se em contato discordante com a Formação Jequitaiá sotoposta e em contato concordante com a Formação Serra de Santa Helena, imediatamente sobrejacente. Em função das variações litofaciológicas foi dividida em três subunidades gradacionais, denominadas de Formação Sete Lagoas 1, 2 e 3;

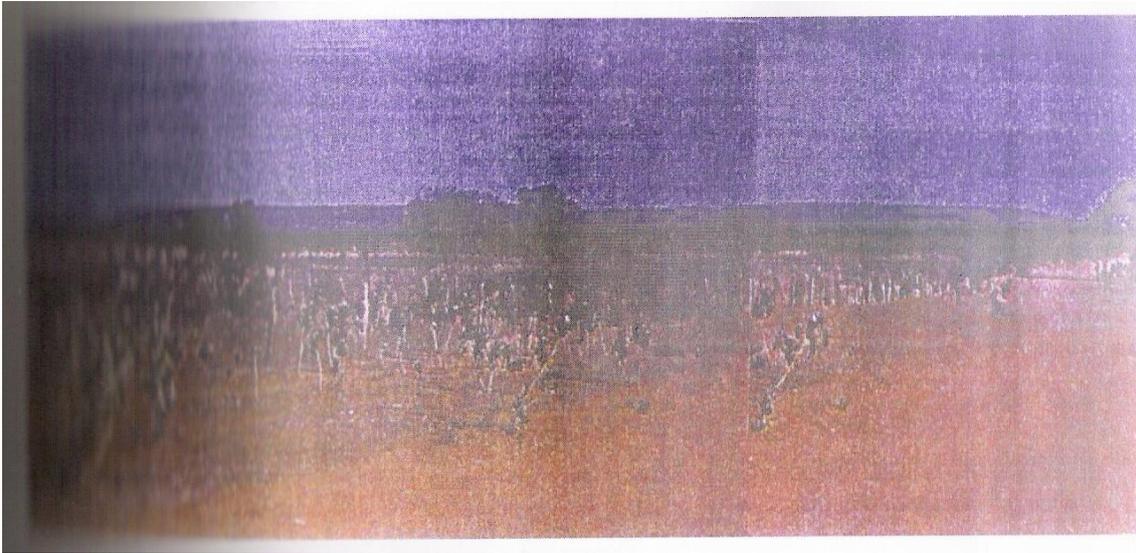


Foto 1 - Serra do Ramalho, principal feição geomorfológica da região.



Foto 2 - Estruturas erosivas ruiformes ou “lapiês” dos flancos da Serra do Ramalho.

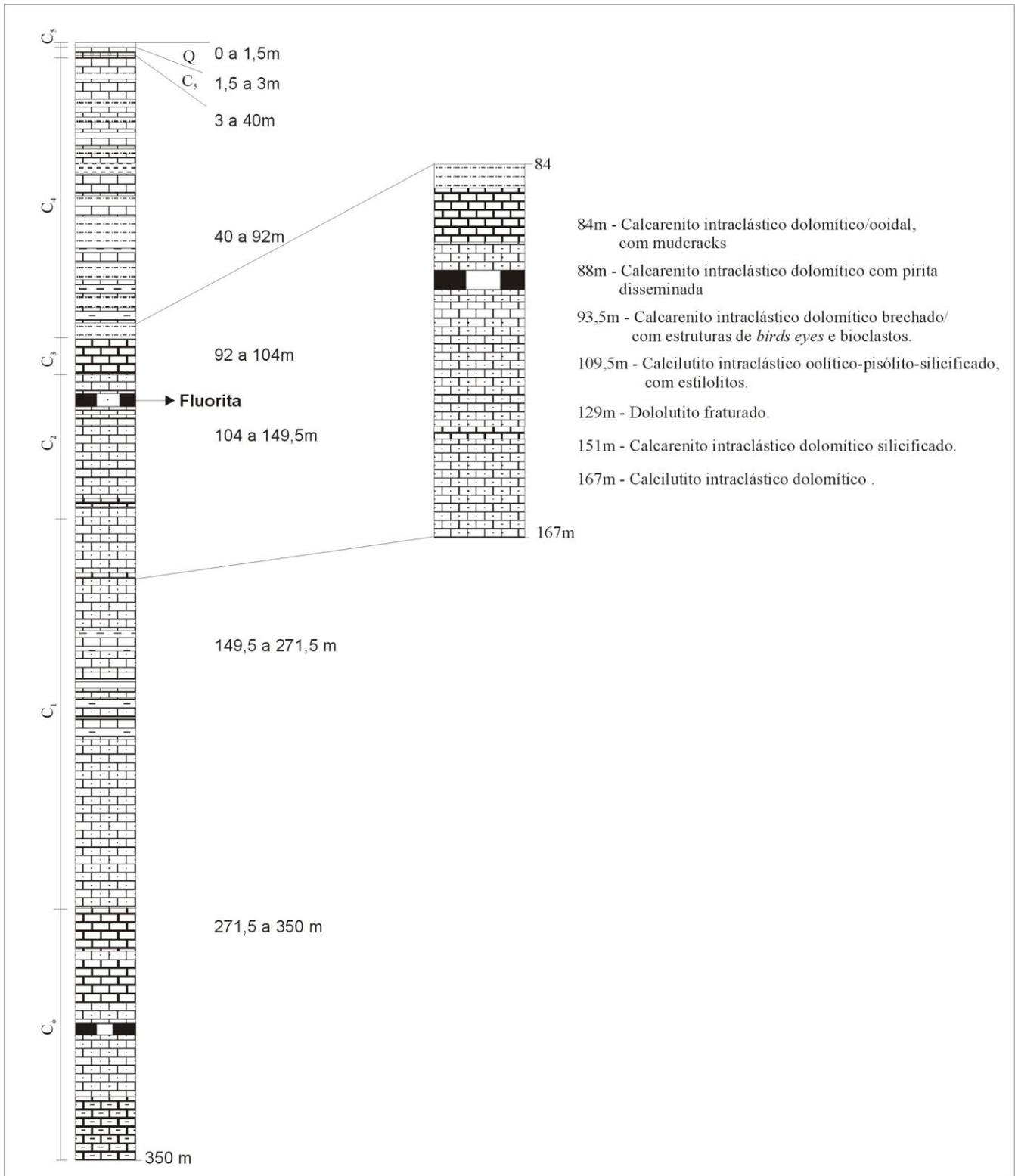


Figura 5 – Estratigrafia geral do furo CA-1 E-BA. Fonte: Modificada de Miranda *et al.*, 1976.

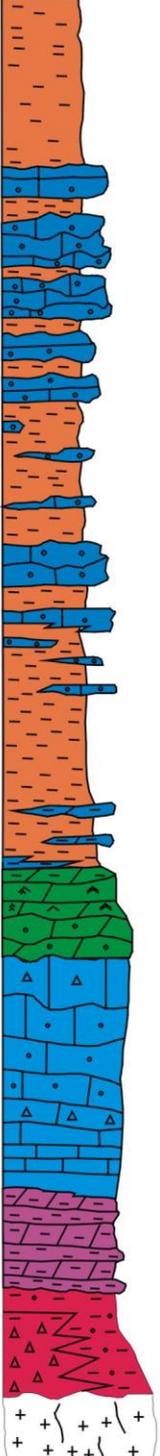
AMBIENTE		CICLOS	COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA	FORMAÇÃO	ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS	
M A R I N H O	SUBMARÉ PROFUNDA	T		SERRA DA SAUDADE	METAPELITOS	
	SUBMARÉ RASA	R		LAGOA DO JACARÉ 2	METAPELITOS COM METAPELITOS SUBORDINADOS	
	SUBMARÉ PROFUNDA			LAGOA DO JACARÉ 1	METAPELITOS COM CALCARENITOS SUBORDINADOS	
	T			SERRA DE SANTA HELENA	METAPELITOS, MARGAS E CALCARENITOS SUBORDINADOS	
	SUPRAMARÉ INTERMARE	R		SETE LAGOAS 3	CALCÁRIOS DOLOMÍTICOS, DOLARENITOS E DOLOMITOS ESTROMATOLÍTICOS	
	SUBMARÉ RASA			SETE LAGOAS 2	CALCIRRUDITOS (TEPEE) E CALCARENITOS CALCÁRIOS LAMINADOS	
	T			SETE LAGOAS 1	DOLOMITOS MARGOSOS AVERMELHADOS/ESVERDEADOS E METAPELITOS	
	GLACIOGÊNICO	T		JEQUITÁI	METASSILTITOS, METARGILITOS E DIAMICTITOS	
				PRÉCAMBRIANO INFERIOR/ARQUEANO		

Figura 6 – Coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco proposta por Conceição Filho *et al.*, 1998.

- Formação Sete Lagoas 1 - é composta na base por calcilitos dolomíticos, margosos, com estratificação plano-paralela e intercalações subordinadas de metasiltitos, folhelhos e margas, aparecendo níveis descontínuos de calcilitos laminados e calcarenitos escuros no topo. Através do estudo petrográfico o calcilito, apresenta intraclastos micríticos além de fraturas e vênulas preenchidas por calcita, em torno do nível de 160m de profundidade do furo CA-1E-BA;
- Formação Sete Lagoas 2 – é formada essencialmente de calcários calcíticos (calcilitos, calcarenitos, calcissiltitos e calciruditos) com ampla distribuição na área, aflorando principalmente nas encostas escarpadas da Serra do Ramalho. Apresenta espessura em torno de 100m. A análise petrográfica da amostra no nível 129m, revelou que o calcarenito intraclástico que encontra-se dolomitizado. Os intraclastos preenchidos por micrita, por vezes recristalizados, parecem ter sido mais resistente ao neomorfismo em relação a matriz (Prancha 4- Foto C). O calcilito ocorre também neomorfizado e com presença de grãos escuros romboédricos (dolomita) . (Prancha 3 - Foto D); A rocha encontra-se muito silicificada com mosaicos de quartzo com quartzo fibroso- calcedônia (Prancha 3- Foto E). Os litofácies hospedeiros da mineralização, calcarenitos e dolarenitos oolíticos intraclásticos, (Prancha 3- Fotos A,B e C). ocorrem posicionados entre as unidades C₂ e C₃, na profundidade de 130m no furo CA-1E-BA (Fig 5);
- Formação Sete Lagoas 3 – é essencialmente dolomítica (dolarenitos e dololutitos) ocorrendo ao longo das bordas oriental, ocidental e sul da Serra do Ramalho, com espessuras entre 30 e 40m. As amostras do furo CA-1E-BA, no nível de profundidade de 84m, apresentam intraclastos arredondados e achatados, formados por micrita, além de oólitos deformados, achatados, preenchidos por calcita espática no núcleo. O material do núcleo foi dissolvido e preenchido posteriormente, pois resta estruturas nas bordas de alguns oóides. Ocorre ainda pirita disseminada (Prancha 4 - Foto D) e alguns grãos preservados de dolomita;
- Formação Serra de Santa Helena – predominantemente pelítica (folhelhos com alternância subordinadas de siltitos e margas, ocorrendo nos terrenos acidentados das escarpas orientais e ocidentais da Serra do Ramalho. A melhor descrição da Formação Serra de Santa Helena – C₄ do Projeto Fluorita – é a do furo estratigráfico CA-1E-BA (Fig. 5).

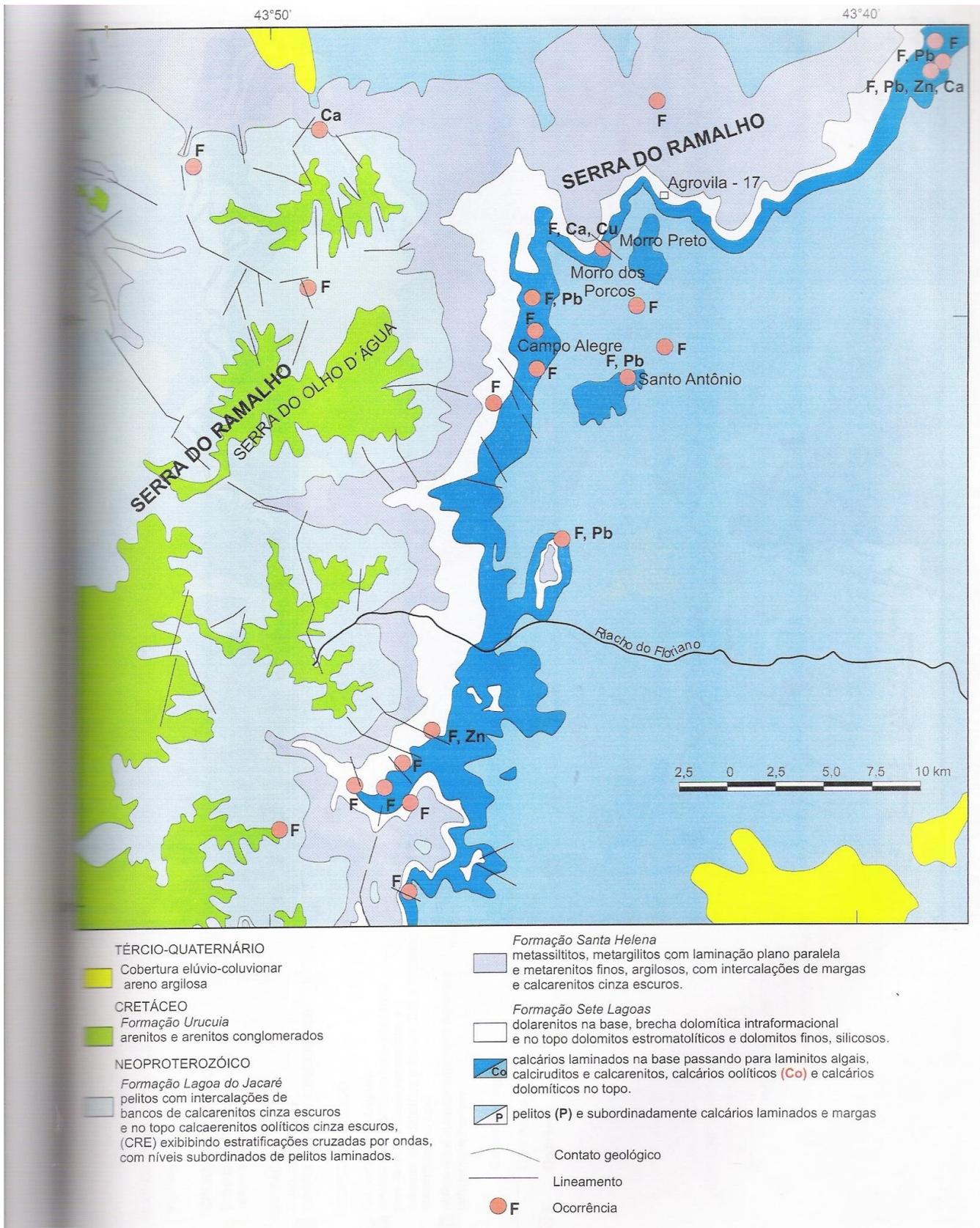


Figura 7a – Mapa geológico local da área de Serra do Ramalho. Fonte: Conceição Filho *et al.*, 1998.

- Formação Lagoa do Jacaré – Acha-se bem representada na área modelando os tabuleiros da Serra do Ramalho. Na base é formada por uma associação de folhelhos com alternância de finos níveis de siltitos, arenitos argilosos, margas e calcarenitos freqüentemente oolíticos, com estratificações cruzadas de correntes (Lagoa do Jacaré 1). Para o topo da formação, os calcarenitos tornam-se mais freqüentes e as facies pelíticas tornam-se subordinadas (Lagoa do Jacaré 2). Na região da Serra de Pitarana (Montalvânia – MG) esta formação é predominante (vide Fig. 2)

A espessura das seqüências na região de Januária-Itacarambi, Montalvânia e Serra do Ramalho não ultrapassa 400m, enquanto na área de Sete Lagoas (MG) pode alcançar cerca de 600m (Pedrosa-Soares *et al.*, 1994; Misi, 1979).

Dos estudos petrográficos de amostras coletadas em superfície nos depósitos de Campo Alegre, Morro dos Porcos e Morro Preto, as seguintes observações puderam ser feitas em relação à mineralização de fluorita:

- em veios preenchidos por calcita, quartzo e fluorita (manchas) substituindo o dololuto;
- em oólitos substituídos na parte central por grãos fluorita e quartzo;
- a fluorita e o quartzo preenchem e substituem os carbonatos principalmente nas fraturas onde predominam a fluorita. Restos da rocha original podem ser ainda observadas no interior da fluorita;
- em alguns oólitos ocorre, de forma esparsa, alguns grãos de fluorita que parecem estar substituindo a calcita;
- a fluorita substitue nitidamente a dolomita, indicando que a fluorita é posterior à formação do carbonato, caracterizando a fluorita como um mineral secundário, sendo portanto de natureza tardi-diagénica a epigenética.

3.2 – Ambientes de Sedimentação

Conceição Filho *et al.* (1998), caracterizaram seis ciclos principais de sedimentação nas coberturas neoproterozóicas do Grupo Bambuí na Bacia do São Francisco, sendo quatro transgressivos e dois de características regressivas.

As seqüências da bacia depositadas ao longo de episódios glaciogênicos, na base, e marinhos gradando para o topo estão descritas a seguir:

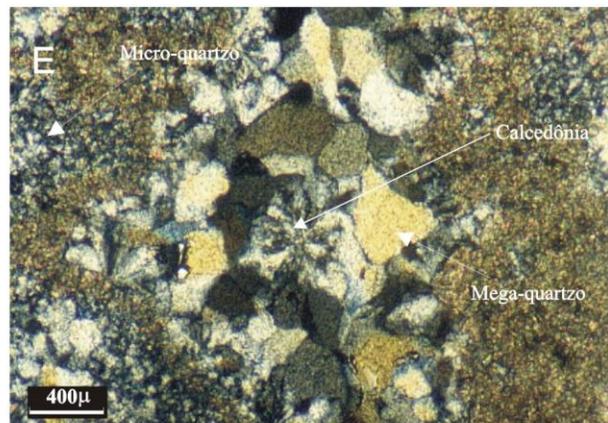
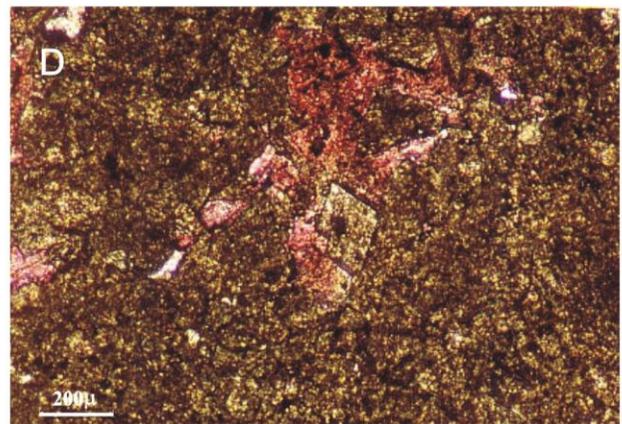
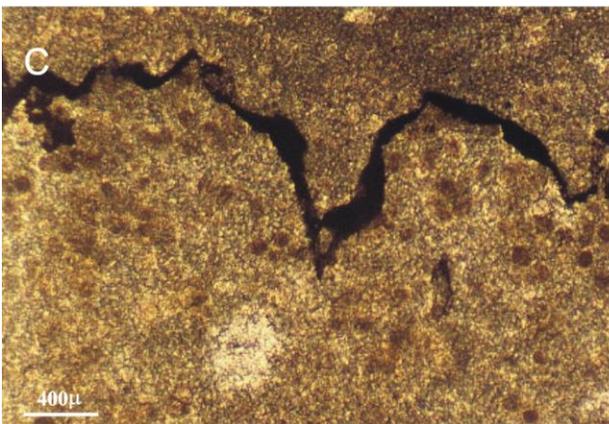
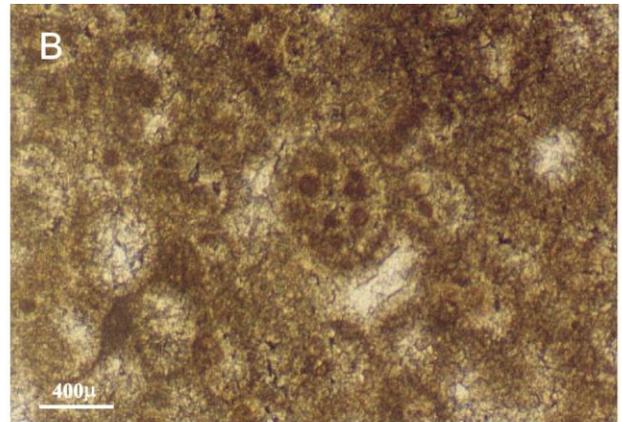
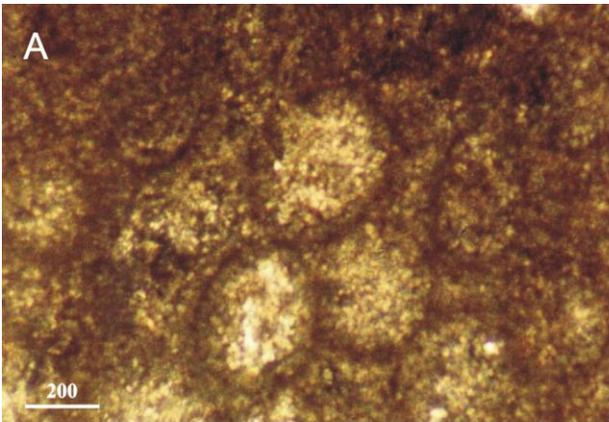
- Formação Jequitaiá: associada um registro de corrida de lamas pela deposição dos diamictitos e lamitos que registram um período de deglaciação ou subida do nível do mar, concomitante á fase precoce de abertura da bacia, caracterizando o primeiro ciclo de sedimentação transgressiva;
- Formação Sete Lagoas 1: essa unidade marca o início da implantação da plataforma carbonática Sete Lagoas, representando uma associação faciológica rítmica de pelitos e margas com laminações plano-paralelas, características de ambiente de submaré e intermaré. A sua porção média a superior marca o fim do primeiro evento transgressivo e o início do primeiro ciclo regressivo responsável pela deposição da unidade carbonática superior Sete Lagoas 2. A análise petrográfica das amostras na profundidade de 167m, apontou a presença de estilólitos indicando ambiente de dissolução e efeitos de diagênese de soterramento (Pranchas 3 e 4 - Fotos C e F);
- Formações Sete Lagoas 2 e 3: são constituídas por uma associação de calcilitos, calcários oóliticos, calcários estromatolíticos e dolomitos, apresentando evidências de exposição subárea, marcando o ápice do ciclo regressivo mais forte ocorrido durante a deposição do Bambuí. Amostras a partir da profundidade de 84m do furo CA-1E-BA revelam, no calcário laminado, estruturas de dissecação, tipo *mud-cracks* reforçando as evidências de exposição sub-área (Prancha 4 - Foto A). Vênulas preenchidas por calcita branca (veios de calcita espática maclada) características de ambiente de dissolução ocorrem no nível 88m de profundidade. Em direção a base, ocorrem estruturas do tipo *bird-eyes* (Prancha 4- Foto B) e intraclastos micríticos contendo restos de estrutura algal (Prancha 4 - Foto C). Alguns clastos apresentam-se quebrados (microfraturas locais) com a fratura preenchida por cimento micrítico, formando as brechas de dissolução. Predomina na amostra alguns oóides recristalizados (silicificação no núcleo dos oóides) e outros com a estrutura concêntrica preservada (Prancha 4 - Foto E); nas bordas de alguns oóides observa-se um cimento calcítico dolomitizado, tipo drusiforme *bladed*, possivelmente de origem marinha e pelóides preenchidos por calcita espática. A presença de intraclastos micríticos e zonas micríticas preservadas em torno dos ooides reforçam as evidências de um ambiente marinho. A presença de oóides achatados, deformados e de estilólitos nas amostras dos depósitos de Morro dos Porcos e Morro Preto indica que os sedimentos foram soterrados.

Ocorre ainda estilólitos que cortam alguns veios e fraturas (parecendo ser posterior a esses eventos), além de poucos opacos disseminados (Prancha 4 - Foto D). Portanto, quanto a diagênese, o ambiente pode ser caracterizado como marinho de água rasa, com um aumento da energia em direção a base do Sete Lagoas 2 e 3. Em direção ao topo, ocorreu a dolomitização da lama e depois a silicificação, que é a feição diagênética mais recente.

- Formação Serra de Santa Helena: é representada por sedimentos depositados segundo um processo de suspensão em um ambiente de sub-maré profundo, em um nível de mar alto, eminentemente transgressivo que depositou pelitos e níveis decimétricos de dololutitos, margas e calcarenitos. Este ciclo de sedimentação é melhor definido na região da Serra do Ramalho .
- Formação Lagoa do Jacaré: marcada por fácies pelíticas com laminação plano-paralela indicando transporte por suspensão associado a lentes de calcarenitos, em parte oolíticos com estratificações cruzadas. A participação dessa última fácies aumenta no sentido do topo além da espessura das camadas e a granulometria. Os calcarenitos apresentam forte retrabalhamento por correntes e ondas de tempestades, indicando um ambiente deposicional de submaré rasa.
- Formação Serra da Saudade: é caracterizada pela deposição de pelitos alternando-se com calcários pretos e margas. É interpretada como uma unidade faciológica de sub-maré profunda. Esta formação marca o último episódio transgressivo que encerra o processo evolutivo da bacia.

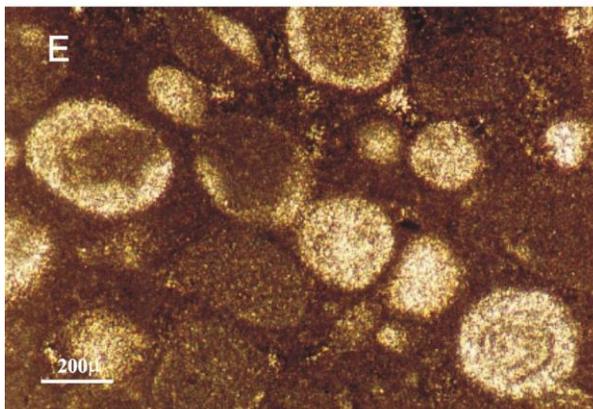
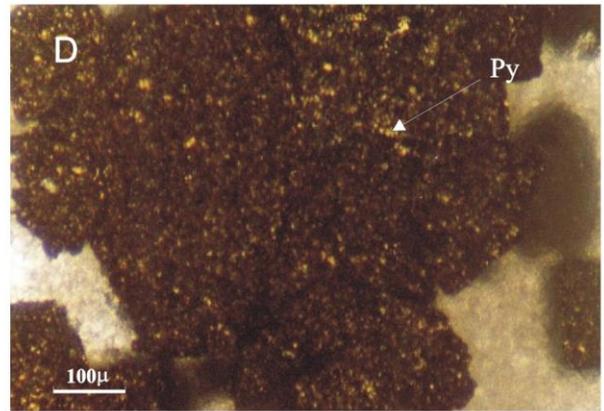
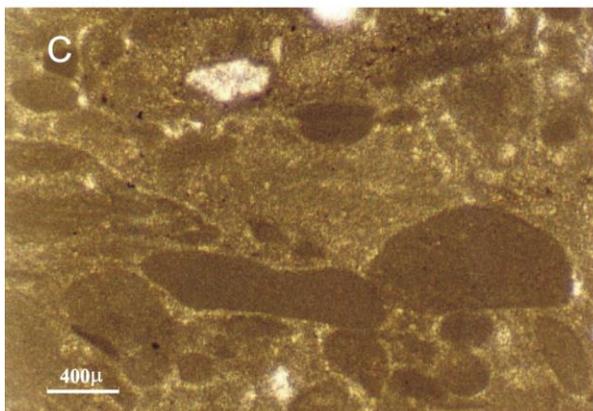
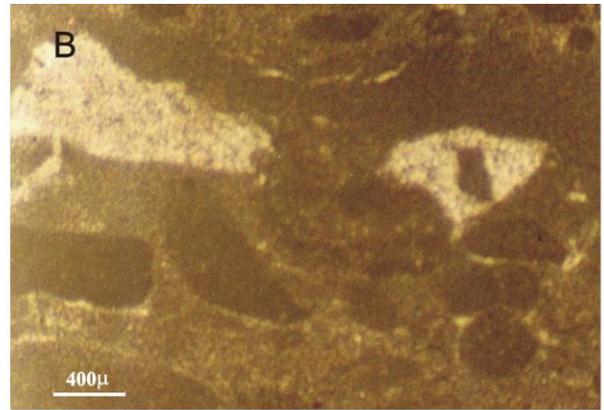
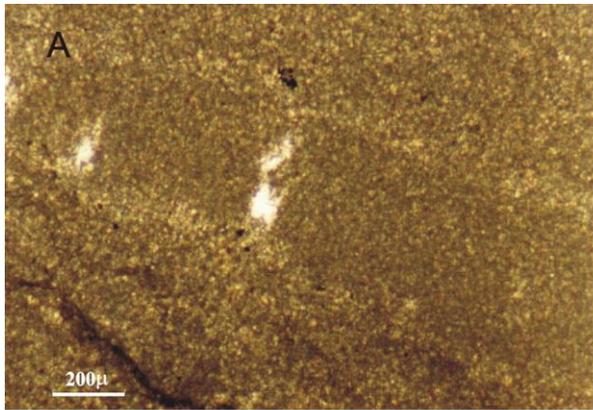
Em uma outra interpretação, Misi (1999) definiu para área da bacia do São Francisco somente dois ciclos tectono-sedimentares. O primeiro, inicia-se na base da Formação Sete Lagoas e finaliza no seu topo, onde a presença de estruturas de ressecamento (*tee-pees*, nódulos de antigos sulfatos, etc.) indicam exposição aérea dos sedimentos, caracterizando uma regressão.

O segundo ciclo começa com a deposição da Formação Serra de Santa Helena, inicialmente em um ambiente mais profundo, gradando para um ambiente mais raso no topo, onde calcários oolíticos e pisolíticos com estratos cruzados (Formação Lagoa do Jacaré) indicam maiores níveis de energia.



Prancha 1 - Fotomicrografia em luz transmitida.

A) Calcarenite oolítico neomorfizado; **B)** Calcarenite ooidal neomorfizado; **C)** Calcarenite peloidal com esthiolite; **D)** Calcilutite neomorfizado e parcialmente dolomitizado submetido ao teste de alizarina; **E)** Silicificação generalizada de calcário constituída por mega-quartzo, calcedônia e microquartzo.



Prancha 2 - Fotomicrografia em luz transmitida.

A) Calcarenito intracrístico micrítico, com estrutura de dissecação (*mudcracks*); **B)** Calcarenito intracrístico com estrutura de *bird eyes*; **C)** Calcarenito intracrístico com matriz neomorfizada e com bioclastos, possivelmente, algais; **D)** Pirita disseminada em calcarenito; **E)** Calcarenito ooidal neomorfizado; **F)** Calcilutito Neomorfizado com níveis de estiolitização.

CAPÍTULO 4

MINERALIZAÇÕES

4. MINERALIZAÇÕES

As mineralizações de Serra do Ramalho foram originalmente estudadas por Robertson (1963), Cassedanne (1972), Beurlen(1973) e Miranda *et al.* (1976). Dardenne (1978, 1979) agrupou as mineralizações de Serra do Ramalho e Montalvânia (Januária e Itacarambi) em “mineralizações do vale do São Francisco” dadas as características comuns que apresentam, apesar da distância relativamente grande que as separa. Dardenne (1978) salientou que a localização de todas as ocorrências e depósitos do vale do São Francisco estão relacionadas ao final de um mega-ritmo sedimentar regressivo, destacando as seguintes características comuns para essas mineralizações:

- O nível mineralizado principal está associado a uma superfície de emersão, caracterizado por uma discordância erosiva;
- As mineralizações de fluorita situam-se no ápice de estruturas anticlinalis, enquanto as de sulfetos localizam-se principalmente nos flancos (Fig 8).
- A paragênese é simples, formada por esfalerita, galena, pirita e fluorita. A mineralização é geralmente rica em prata e cádmio;
- As concentrações metálicas são sindiagenéticas, formadas numa fase precoce da evolução diagenética, enquanto as concentrações de fluorita são tardi-diagenéticas.

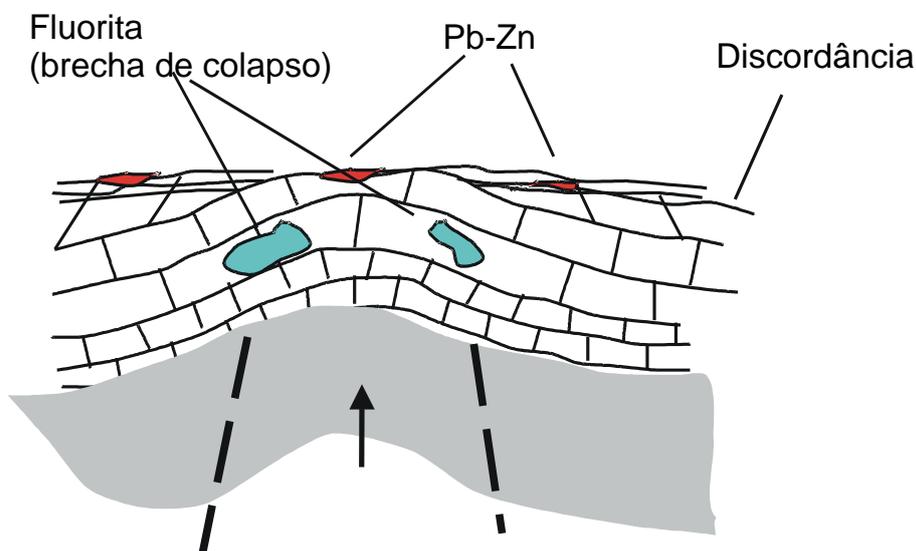


Figura 8 – Possíveis estruturas associadas às mineralizações do vale do São Francisco (Campo Alegre, Serra do Ramalho), segundo a concepção de Dardenne (1979). Fonte: Misi (1999).

As mineralizações conhecidas nas áreas de Serra do Ramalho e Montalvânia estão provavelmente controladas por três diferentes ‘trends’ regionais de falhamentos inversos, com direção N40-45W: Serra do Ramalho, Cocos-Montalvânia e Januária –Itacarambi (vide figuras 2 e 8- mapa de monaco), mostrando um quase paralelismo com o rifte do Espinhaço. Conforme discutido acima, estas estruturas seriam produto de reativações de antigas fraturas de extensão do embasamento, que se propagaram através da cobertura neoproterozóica.

4.1. Distribuição Estratigráfica das Mineralizações

As mineralizações fluoríticas estão relacionados a um nível estratigráfico definido, próximo ao topo da unidade C₂, encaixante das mineralizações. Os depósitos de Morro Preto e Campo Alegre são os mais representativos deste controle estratigráfico (Fig. 9).

Em Morro Preto (Fig 9a), a unidade C₂ é representada por uma seqüência inferior de calcarenito – calcilito (nível C_{2a}), com intercalações de níveis oolíticos. No topo, uma zona de aproximadamente dois metros de espessura é composta por uma alternância de estratos dolomíticos com calcarenito-calcilitos (nível C_{2b}). Neste nível, observam-se bolsões e estruturas brechadas, cimentadas por fluorita, predominantemente roxa. Estratos de calcarenitos oolíticos a pisolíticos (nível C_{2c}) sobrepõe o nível mineralizado. Sobreposta à unidade C_{2c}, ocorrem dolomitos cinza claros a creme, recristalizados, correspondendo à unidade C₃ (Miranda *et al.*, 1976).

Em Campo Alegre (Fig. 9b), a Unidade C₂ esta representada por calcilitos a calcarenitos muito finos, cinza-escuros em bancos maciços na base (nível C_{2a}), sotopostos por calcilitos cinza-escuros bem estratificados (nível C_{2b}). Este por sua vez, estão sobrepostos por calcilitos cinza-escuros dominantes, bandas lenticulares dolomíticas cinza-claras e lentes de calcita preta de granulação grosseira recristalizada (nível C_{2c}), com indícios de estruturas orgânicas (Prancha 4 - Foto C). Em direção ao topo da Unidade C₂, observa-se que os níveis encontram-se interdigitados. Calcilitos cinza-escuros dominantes com leitos oolíticos e dolomíticos, apresentando níveis de pisólitos (nível C_{2d}) estão interdigitados lateralmente com calcilitos a calcarenitos finos dolomitizados e dolomitos (nível C_{2d'}). Estes níveis ocorrem interdigitados para o topo com os níveis C_{2e} (calcarenitos oolíticos

e/ou intraclásticos com níveis delgados de brechas algais na base e no topo e dolomitos subordinados) e C_{2f} (calcilutitos a calcarenitos finos, dolomitos, níveis oolíticos delgados, dolomitos silicificados com estrutura laminada algal), que apresentam maior concentração em mineralização de fluorita e subordinadamente esfalerita disseminada (teores até 2,5% de Zn). O nível C_{2f} encontra-se interdigitado para o topo com o nível C_{2g}, constituído por calcilutitos a calcarenitos finos cinza-escuros em bancos maciços. A Unidade C₃, no topo da seqüência, é constituída por dolomitos cinza-claros a leitosos apresentando fraturas brechóides, intensa recristalização e indícios de estruturas orgânicas (Miranda *et al.*, 1976).

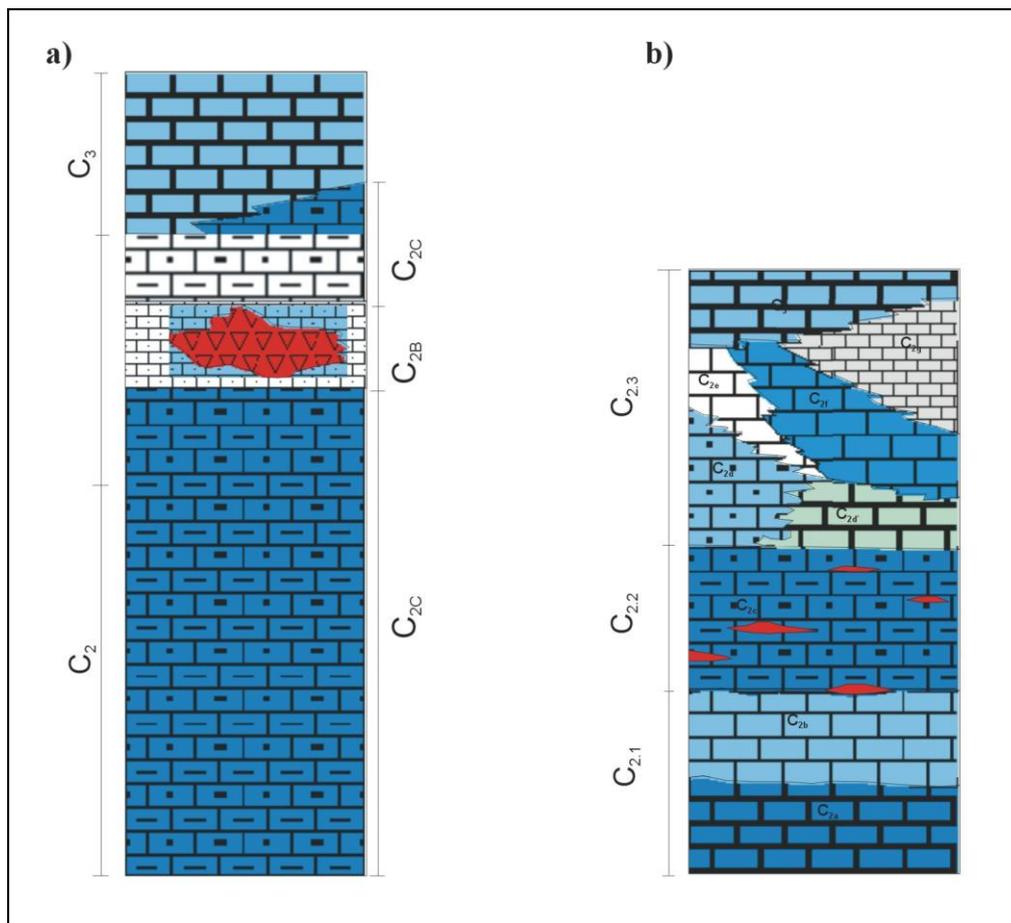


Figura 9 – Colunas estratigráficas esquemáticas da área de Serra do Ramalho: a) área de Morro Preto; b) área de Campo Alegre. Fonte: Miranda *et al.*, 1976; Miranda, 1997).

4.2. Descrição das Mineralizações na Serra do Ramalho e Montalvânia

Na Serra do Ramalho, as principais ocorrências de fluorita estudadas situam-se no lado leste, sendo as seguintes, de acordo com a denominação local onde se situam: Morro Preto, Morro dos Porcos, Campo Alegre, e Santo Antônio (Fig 10). Em Montalvânia, a única mineralização estudada é conhecida como “Mina do Joel”. As principais características destas mineralizações encontram-se descritas na tabela 1, abaixo (Miranda et al., 1976; Dardenne, 1979):

Tabela 1 - Principais características das mineralizações das áreas da Serra do Ramalho e Montalvânia

Ocorrência	Rocha Encaixante	Unidade	Tipo de Mineralização
Morro Preto	Calcários oolíticos e calcários dolomíticos	C _{2b}	Filões, camadas descontínuas semi-concordantes, lentes, bolsões, ramificações dos tipos anteriores, brecha com cimento de fluorita (Prancha 5 – Fotos C e D); fraturas
Morro dos Porcos	Calcarenitos oolíticos, calcilitos escuros e calcários dolomíticos	C _{2e} -C _{2f}	Fluorita em camadas e lentes semi-concordantes; bolsões; ramificações irregulares a partir dos tipos anteriores; fraturas; brechas com cimento de fluorita
Campo Alegre	Dolarenitos silicificados, às vezes oolíticos, mineralizados a F e Zn Calcários oolíticos-pisolíticos em alternância com calcilitos e calcilitos dolomíticos	C _{2d} , C _{2e} , C _{2f} , e C _{2g} . Entretanto, os níveis C _{2e} e C _{2f} são os que apresentam as maiores concentrações	Fluorita disseminada e formando finos estratos de fluorita roxa que alternam com camadas delgadas de sílica, com esfalerita disseminada; lentes de fluorita roxa, bolsões, brechas, pequenos filões, ramificações irregulares de fluorita com Pb e Zn associados; brecha dolomítica cimentada por fluorita roxa de granulação grosseira; fluorita colúvio-eluvionar em dolinas e solos residuais;
Santo Antônio	Calcarenitos oolíticos com calcilitos intercalados	C ₂	Filões; camadas, bolsões e fraturas irregulares, fraturamento irregular que pode interligar os níveis horizontalizados
Mina do Joel	Calcários oolíticos e calcilitos	C ₂	Lentes e dolinas, Níveis lenticulares de calcita e fluorita no calcário dolomítico laminado

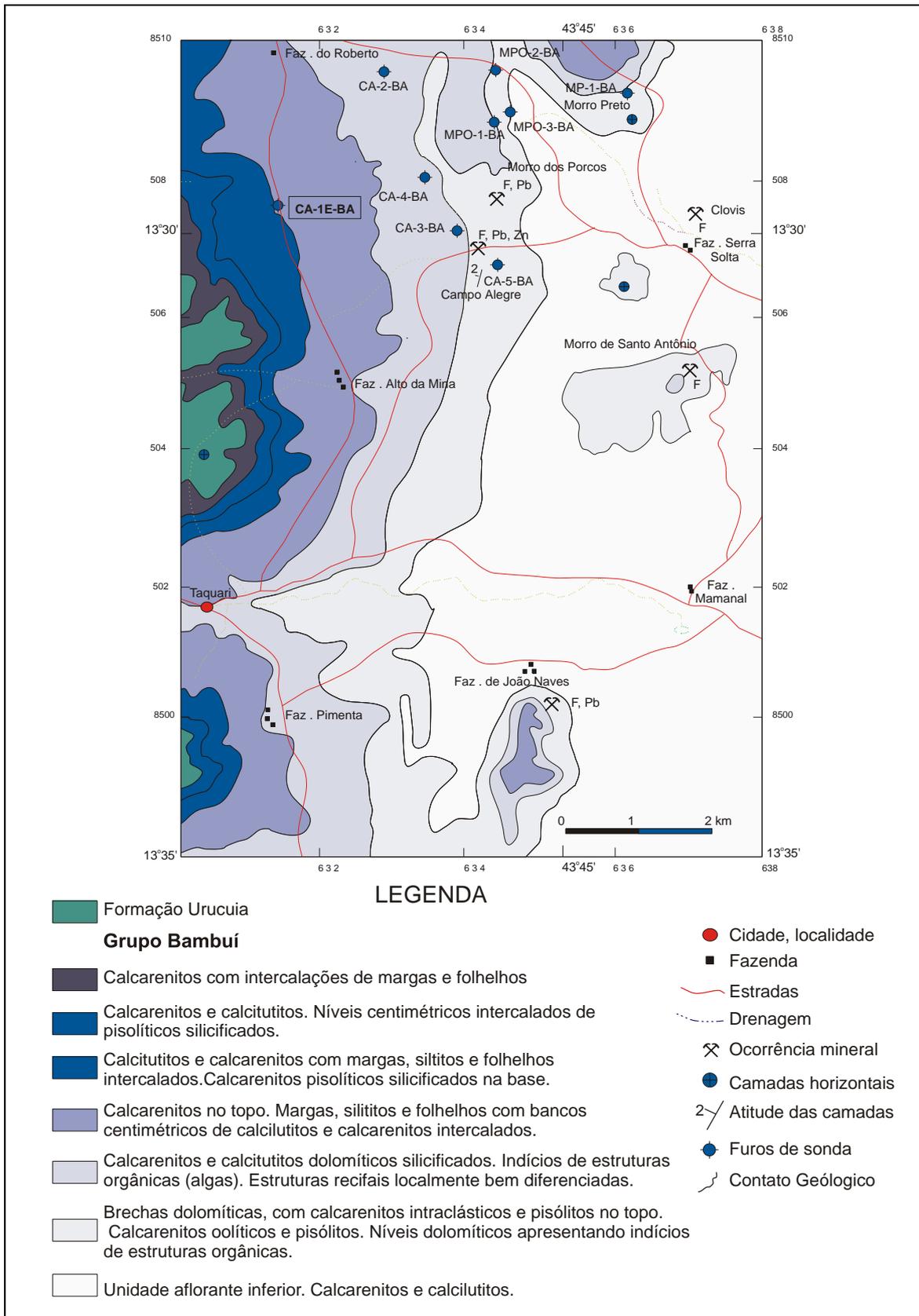


Figura 10 – Localização das ocorrências na unidade C₂ e do furo de sonda CA-1E-BA.

(Fonte: Projeto Fluorita da Serra do Ramalho –SME/CBPM, 1997)

4.2. Tipologia das Mineralizações

Resumindo, os principais tipos de mineralizações são os seguintes (Miranda *et al.*,1976; Miranda, 1997):

Fluorita interlaminada com dolomitos silicosos - Este é o melhor exemplo da mineralização estratiforme. As lâminas ou camadas delgadas são de espessuras milimétrica a centimétrica. Tanto nos níveis ricos em sílica como nos ricos em fluorita, podem ocorrer disseminações de esfalerita que podem atingir até cerca de 2,5% Zn, como em Campo Alegre;

Camadas irregulares ou lentiformes de fluorita - Não chegam a constituir estratos, mas podem ser considerados como *stratabound*. Este é o tipo mais comum, ocorrendo principalmente nos depósitos de Morro dos Porcos, Morro Preto e Campo Alegre e Santo Antônio (Figs. 11a e 12^a e 13; Prancha 5 - Foto B);

Bolsões e manchas irregulares de fluorita - Constituem variações dos tipos *stratabound*, formando bolsões alongados e muitas vezes interligados. São comuns nas interfaces calcário oolítico-calcário dolomítico. A fluorita ocorre nos bolsões associada à calcita. É comum em Morro Preto e Morro dos Porcos.

Brechas ricas em fluorita - Há dois tipos de brechas mineralizadas: um é sinsedimentar, podendo ser até tardi-diagenético. O outro, mais comumente observado, é epigenético, do tipo brecha de colapso. É o que maior concentração de fluorita apresenta; fragmentos angulosos de calcário e calcário dolomítico ocorrem imersos numa matriz rica em fluorita (Prancha 5 -Fotos A, C e D). Ocorre em Campo Alegre (Fig. 12a);e Morro Preto

Fluorita filoniana ou preenchendo fraturas - Os filões principais, oriundos de remobilizações epigenéticas, discordam das camadas encaixantes e enterligam-se a filões menores, alguns dos quais concordam com os estratos de rocha carbonática. O melhor exemplo de fluorita filoniana é encontrada em Morro dos Porcos (Fig. 11b) Campo Alegre (Fig. 12^a) e Santo Antônio (Fig. 13).

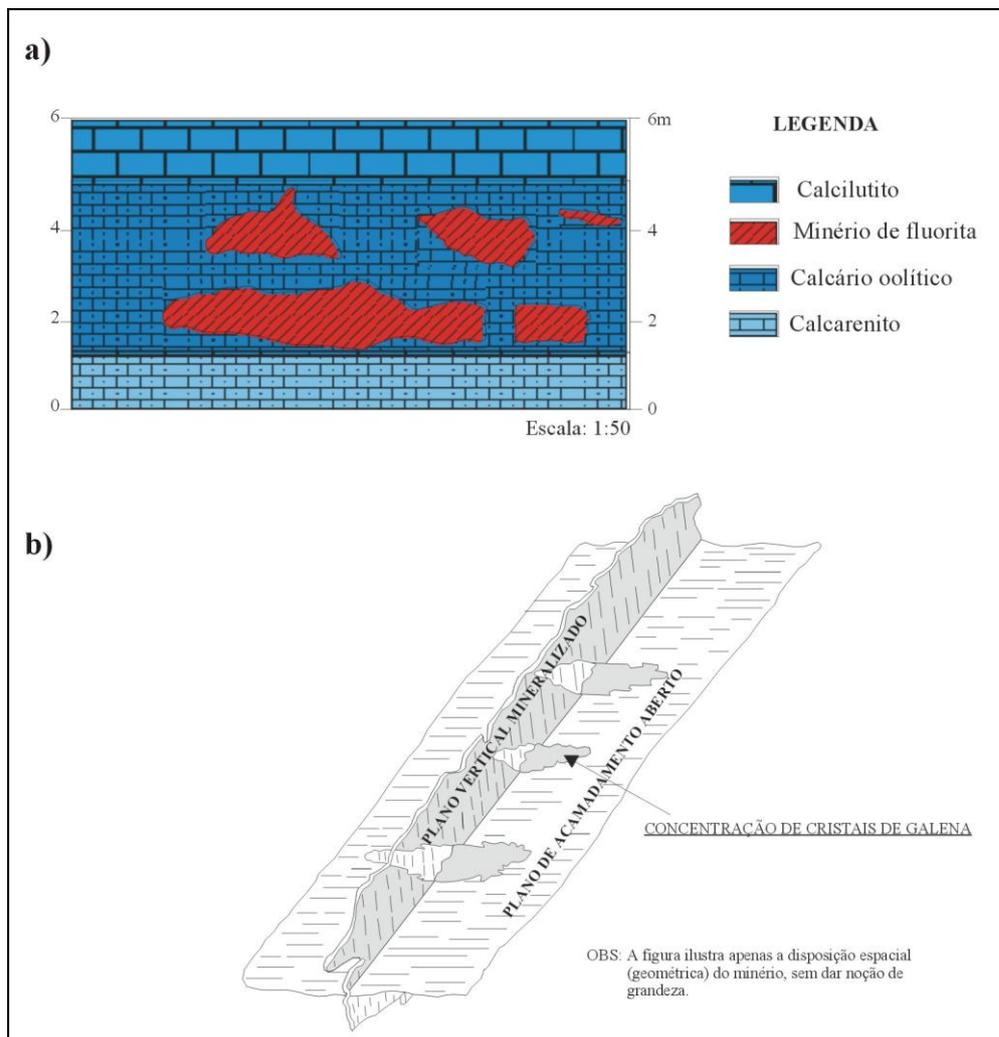


Figura 11 – Mineralização de fluorita em Morro dos Porcos: a) Camadas irregulares ou lentiformes de fluorita; b) fluorita filoniana ou preenchendo fraturas. Fonte: Miranda, 1997.

6 .Mineralizações em Dolinas – cristais de fluorita envoltos por travertino ou por solo coluvionar, constituindo depósitos de alto teor (Fig. 12b).

Galena e esfalerita, que se associam aos diversos tipos de ocorrência de fluorita, são de importância secundária. A esfalerita ocorre comumente disseminada na fluorita e nos dolomitos silicosos, interlaminais. Cristais dispersos de esfalerita e galena em bolsões de fluorita e/ou calcita constitui outra forma de ocorrência frequente.

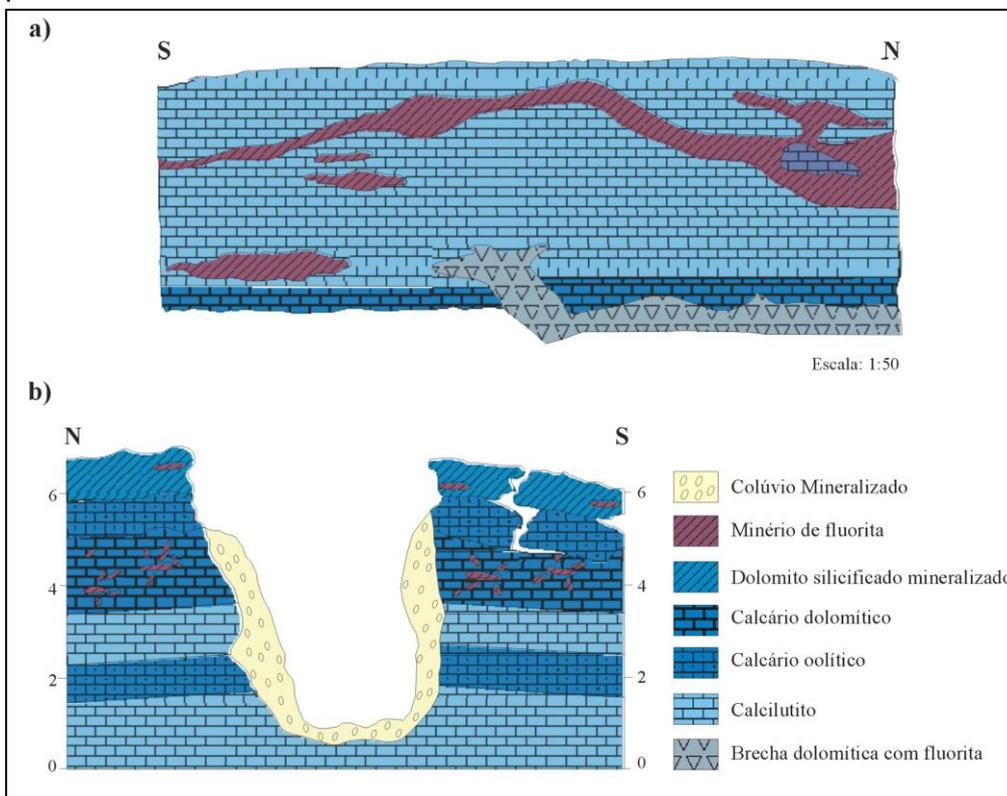


Figura 12 – Mineralização em Campo Alegre: a) camadas irregulares ou lentiformes de fluorita; b) dolina mineralizada. Fonte: Miranda, 1997.

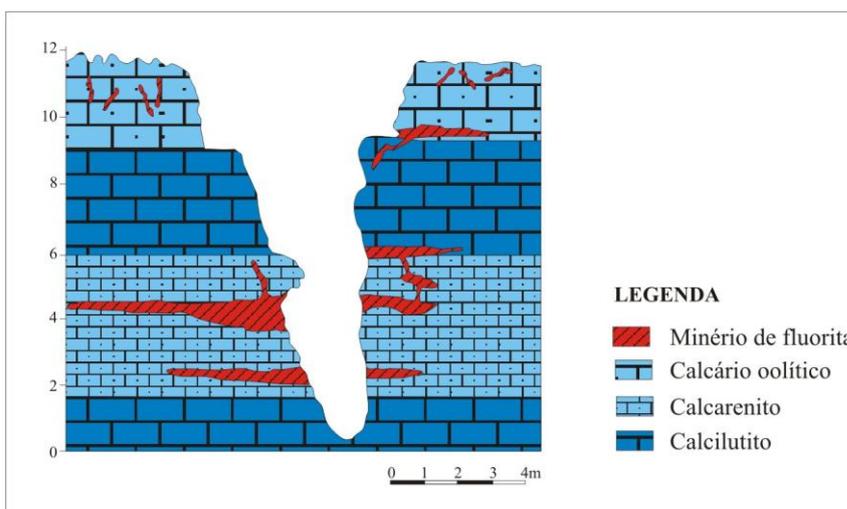
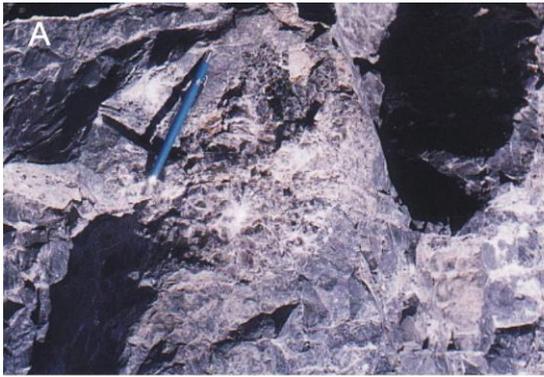


Figura 13-Mineralização em Santo Antonio : camadas lentiformes de fluorita e fluorita filoneana ou preenchendo fraturas. Fonte: Miranda, 1997.



Prancha 3 - Fotos de amostras mineralizadas.

A) Brecha de colapso com fluorita e calcita formando a matriz da brecha (Morro Preto); **B)** Corpos lenticulares de fluorita em Montalvânia (Mina do Joel); **C)** Brecha de colapso com matriz formada por fluorita roxa (Campo Alegre); **D)** Brecha com fragmentos de calcários angulosos imersos numa matriz rica em fluorita (Campo Alegre).

CAPÍTULO 5

ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS

5. ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS

5.1 Introdução

Inclusões Fluídas são microcavidades nos minerais e na ganga preenchidas por uma mistura de voláteis, água, sais (geralmente dissolvidos em temperatura ambiente, mas algumas vezes cristalizados como minerais de saturação) minerais e compostos orgânicos. Os principais voláteis pertencem ao sistema C-O-H-N-S, correspondendo a “gases simples”, tais como CO₂, CH₄, e H₂O. Os principais cátions são Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg⁺² e o principal ânion é o Cl⁻.

Existem diversas técnicas de análises de inclusões fluidas para definir a composição das mesmas. Algumas técnicas analisam individualmente as inclusões sem destruí-las, fornecendo dados qualitativos ou quantitativos, dependendo do método utilizado (microtermometria ou microespectrometria Raman).

A determinação das temperaturas de mudanças de fases que ocorrem no interior das inclusões fluidas sob condições controladas de aquecimento e resfriamento das amostras é chamado de *microtermometria*. É a técnica fundamental do estudo de inclusões fluidas e foi a técnica utilizada neste trabalho.

O estudo de inclusões fluidas, baseado em dados de temperatura, geralmente fornece a partir dos dados de temperatura de fusão de sólidos, formados durante o congelamento da inclusão, a composição qualitativa do fluído. Os dados de homogeneização de fases, obtidos durante o aquecimento, permite definir a temperatura mínima de formação do mineral hospedeiro e, em alguns casos especiais (ex: boiling), podem fornecer as reais condições de P-T de formação do mineral.

Portanto, inclusões fluidas representam um dos geotermômetros mais aplicados atualmente, principalmente no estudo de depósitos minerais. Fornecem dados para o entendimento dos ambientes físicos e químicos, caracterizam tipos de soluções mineralizantes, podendo até definir áreas onde estes fluidos tendem a se concentrar. Dessa forma, o estudo de inclusões fluidas associado a estudos petrográficos e isotópicos constitui uma importante ferramenta na formulação de um modelo genético.

5.2 – Princípios Básicos da Microtermometria

Os princípios fundamentais nos quais a microtermometria está baseada são os princípios de equilíbrio de fases. Medindo-se as temperaturas nas quais as mudanças de fase ocorrem com referência aos sistemas de 1, 2 ou 3 componentes, é possível fazer estimativas do estado PVTX dos fluidos no momento de seu aprisionamento.

Nos estudos microtermométricos utilizamos basicamente dois procedimentos: resfriamento (da temperatura ambiente à -180°C) e aquecimento (da temperatura ambiente à 600°C). Existe uma certa controvérsia sobre a ordem relativa de se realizar um estudo microtermométrico. Goldstein & Reynolds (1994) chamam a atenção para inclusões fluidas aquosas de minerais diagenéticos, para as quais o aquecimento deve ser o primeiro procedimento a ser realizado porque a expansão de volume devido a formação do gelo pode causar o desaparecimento da bolha, que pode não mais renuclear, tornando impossível a medida de temperaturas de homogeneização. Outra possível mudança física da inclusão pode ser causada pela pressão desenvolvida durante a expansão do gelo, que pode fissurar ou dilatar as paredes das inclusões, (alterando o sistema fechado) tornando sem valor as medidas de homogeneização posteriores.

O procedimento adotado nesse estudo foi, no entanto, realizar primeiramente o resfriamento, pois os dados obtidos referem-se principalmente à composição do fluido, que serão importantes para se estabelecer o procedimento a ser seguido durante o aquecimento.

5.3. Platinas de Aquecimento-Resfriamento

A platina de aquecimento-resfriamento que equipa o Laboratório de Inclusões Fluidas da UFBA é o modelo Chaixmeca de controle manual (Prancha 6 – Foto A). O controle é feito manualmente durante as etapas de resfriamento e aquecimento, não existindo um controle da vazão de nitrogênio líquido armazenado no butijão durante o resfriamento (Prancha 6 – Foto B).

A platina modelo Chaixmeca em questão compreende um bloco de metal onde se localiza uma resistência, circuito de resfriamento e uma resistência de temperatura de platina,

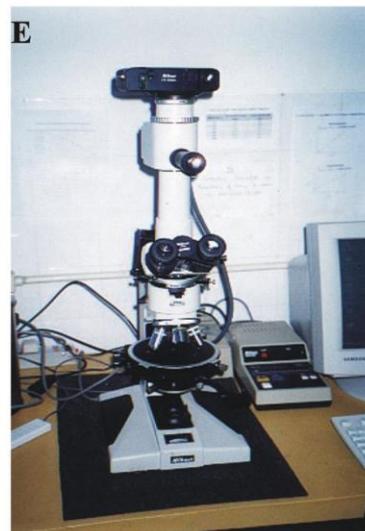
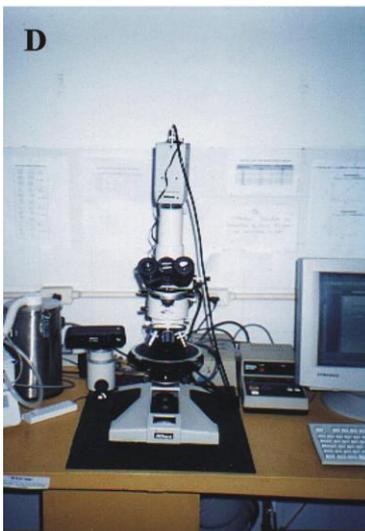
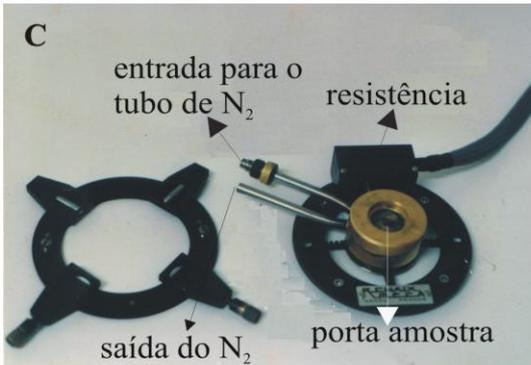
fixado diretamente sobre a platina do microscópio. Na parte inferior do bloco existem condensadores de sílica para focalizar a luz do microscópio diretamente na inclusão. A parte superior consiste de um anel desmontável com um orifício central de cerca de 2,2 cm de diâmetro, que comporta uma lente de quartzo de até cerca de 1,8mm de espessura. (para evitar a dissipação de calor durante o aquecimento e proteger a objetiva) A temperatura do bloco de metal é alterada aquecendo-se a resistência ou resfriando através da passagem de N₂ líquido através do circuito de resfriamento (Prancha 6 – Foto C). Ambas operações são manipuladas por uma unidade controladora de temperatura. Com o objetivo de impedir o máximo possível de condensação dentro da câmara da inclusão, o que impossibilita a observação durante o resfriamento, deve-se utilizar uma luva de poliuretano em torno da objetiva (a qual deve ser do tipo longa distância focal) assentada sobre o anel superior e ainda enrolar o contato luva-anel e luva-objetiva, com fita do tipo veda-rosca. Durante o aquecimento utiliza-se uma espiral colocada em torno da objetiva por onde circula água visando proteger a mesma das altas temperaturas.

O microscópio Nikon está equipado com uma câmera Sony SSC-DC54A (Prancha 6 – Foto D), que está conectada a um computador tornando-se possível observar as inclusões diretamente no monitor. Este recurso permite observar mais facilmente as transições de fases das inclusões fluídas estudadas, uma vez que a imagem no monitor é magnificada em relação ao microscópio. Este equipamento permite também gravar as imagens das transições de fases.

Quando se pretende realizar fotomicrografias, instala-se um aparelho fotográfico marca NIKON no lugar da câmera Sony (Prancha 6 – Foto E).

5.4. Calibração do Aparelho

A acuracidade, a diferença entre a temperatura medida e a temperatura real, é particularmente importante na determinação da composição das inclusões fluídas. Erros na medida de temperatura de fusão de hidratos e gelo podem levar a erros significantes na determinação da presença e na quantidade de componentes dissolvidos em fases aquosas.



Prancha 4 - Aparelhos de Inclusão Fluida

A) Aparelho de Inclusões Fluidas Chaixmecca de controle manual; B) Reservatório de nitrogênio; C) Detalhe da platina de aquecimento-resfriamento Chaixmecca; D) Microscópio NIKON, equipado com uma platina de aquecimento-resfriamento Chaixmecca e com uma micro-câmara Sony conectada a um computador; E) Microscópio NIKON, equipado com uma câmara fotográfica NIKON.

A acuracidade é menos importante na determinação de temperaturas de homogeneização (L-V), já que erros destas temperaturas não afetam as conclusões baseadas na extrapolação de isócoras, porque o grau de incerteza das propriedades PVT do fluido e da estimativa da pressão de aprisionamento são bem maiores.

Para se testar a precisão das medidas de temperaturas, deve-se sempre repetir medidas em uma determinada inclusão (uma inclusão sintética, por exemplo), antes do estudo de cada nova amostra.

Uma provável fonte de erro se deve a diferença de temperatura que precisa ser considerada na calibração, é entre a temperatura real (T_{real}), na qual ocorre a mudança de fase na inclusão, e a temperatura registrada pelo aparelho (T_a). A temperatura do aparelho é, por sua vez, a diferença entre a temperatura do sensor (T_s) e a temperatura indicada no visor de cristal líquido (T_v). Esta diferença ($T_s - T_v$) é função da natureza do próprio sensor (resistência de platina), localização da resistência no bloco e da calibração eletrônica do visor, que deveria ser realizada previamente à calibração do aparelho. Na platina Chaixmecca a resistência está ligada ao bloco metálico do porta amostra, à uma certa distância da amostra que contem a inclusão fluida a ser medida, podendo, portanto, registrar uma temperatura maior ou menor do que a temperatura da inclusão. O gradiente de temperatura lateral e vertical no porta amostra é outra diferença que deve ser considerada. É expressa pela diferença entre a T_{real} de uma inclusão situada no centro do porta amostra e a T_{real} de uma outra inclusão, cogenética, de mesma composição, situada a uma certa distância lateral ou vertical da primeira.

A única fonte de erro que não podemos minimizar é a T_v , cuja calibração somente pode ser realizada pelo fabricante, i.e., Newport, nos Estados Unidos. Mas, considerando que o aparelho tem relativamente pouco uso, consideraremos que a temperatura do visor está devidamente calibrada. Desta forma, a temperatura do visor é efetivamente a temperatura do sensor (T_s). Assim nos resta calibrar as diferenças do gradiente de temperatura lateral e vertical no porta amostra, que foi realizado através das curvas de calibração.

5.4.1. Curvas de Calibração

As fontes de erros de temperaturas podem ser minimizadas através da construção de curvas de calibração do aparelho, que devem ser testadas pelo menos trimestralmente. As curvas foram construídas através de medidas de temperaturas de fusão e homogeneização de inclusões sintéticas.

Inclusões fluídas em cristais sintetizados em laboratório em condições P-T-X controladas é o método mais moderno utilizado atualmente para calibração. As inclusões padrões cobrem quase todos os tipos e temperaturas de mudanças de fases. O kit de inclusões sintéticas da Fluid Inc. inclui as seguintes temperaturas de mudanças de fase:

Quadro 2 – Temperaturas de mudanças de fase de inclusões sintéticas da Fluid Inc.

TEMPERATURAS	Transição Observada
-56,6°C	fusão de CO ₂ sólido
-21,2°C	temperatura do eutético do sistema H ₂ O-NaCl
-10,7°C	temperatura do eutético do sistema H ₂ O-KCl
0,0°C	fusão do gelo
374,1°C	ponto crítico da água - desaparecimento do menisco que separa as fases líquido e vapor
573°C	transição □/□ do quartzo

Com as inclusões sintéticas torna-se mais fácil, rápido e mais preciso construir a curva de calibração do aparelho. Por exemplo, para se testar a acuracidade e precisão de um conjunto de medidas microtermométricas de inclusões fluídas de uma dada amostra, como a temperatura de fusão do CO₂ sólido (TfCO₂), antes e depois de cada conjunto de medidas, deve-se determinar a TfCO₂ da inclusão sintética. Assim, obteríamos a precisão para cada conjunto de medidas (Goldstein & Reynolds, 1994).

A reproducibilidade das medidas de temperatura, testadas pela repetição de medidas de transição de fases de inclusões sintéticas, foi de mais ou menos 0,1°C.

As curvas de calibração para a objetiva de 50X, utilizada em nosso estudo foram utilizadas para corrigir as temperaturas obtidas no resfriamento e aquecimento. (Fig 14)

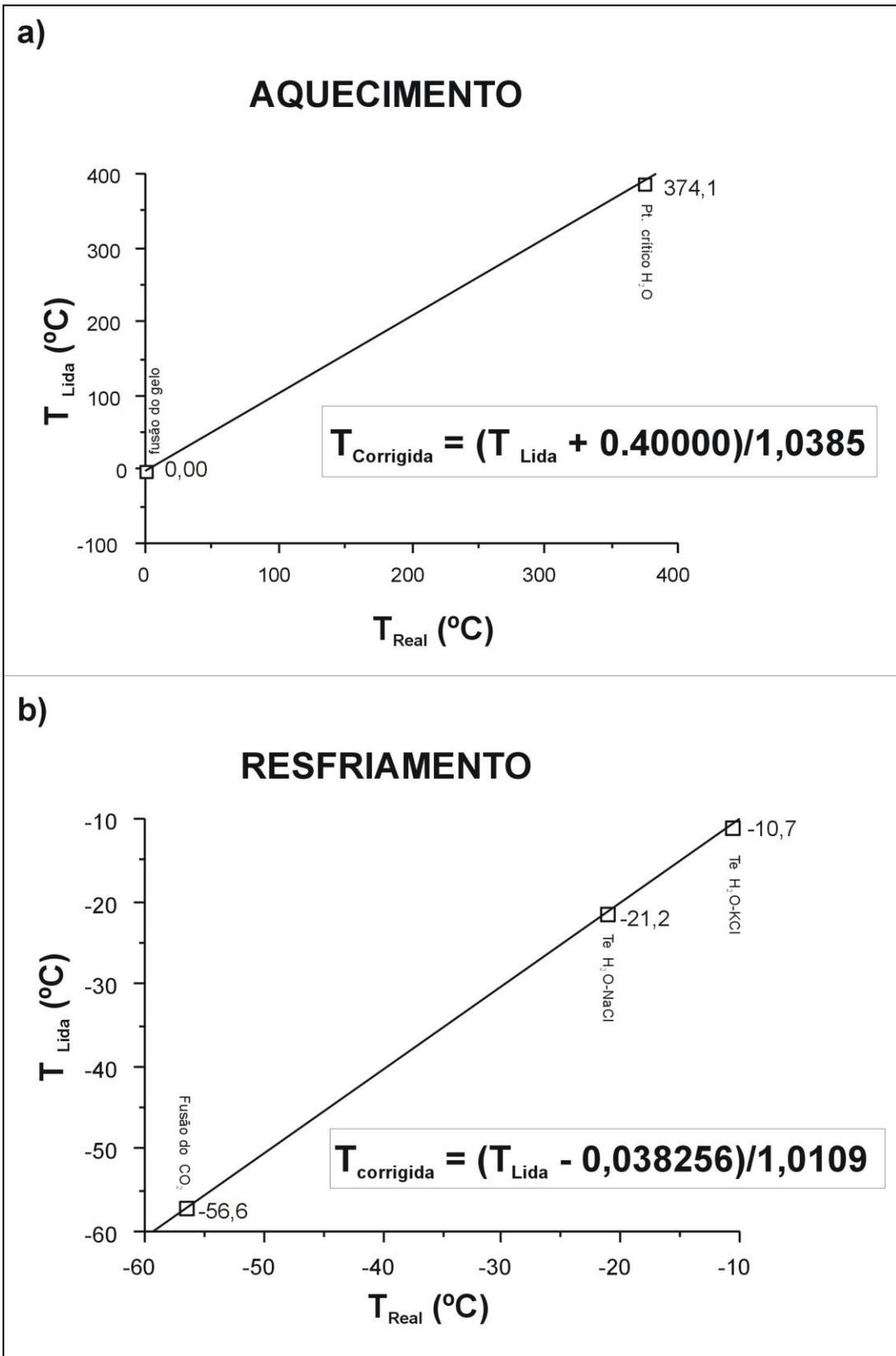


Figura 14 – Curva de calibração para a objetiva 50x realizada com inclusões sintéticas: a) Curva de aquecimento; b) Curva de resfriamento.

5.5. Metodologia do Estudo das Inclusões Fluidas

Para o estudo de inclusões fluídas, inicialmente é necessário a preparação de seções bipolidas (seções mais espessas que as lâminas delgadas, entre 50 e 100 μ m). Na preparação da seção, primeiramente fazemos o polimento em um dos lados do tablete. Este lado polido é então colado na lâmina de vidro, à frio (cola Entellan da Merck), que visa evitar decrepitação, vazamento ou *stretching* das inclusões, o que poderia ocorrer com uma colagem a quente utilizando-se Araldite. No caso da cola Entellan, a lâmina deve ficar em repouso cerca de uma semana para uma colagem perfeita. Em seguida, desbasta-se o outro lado do tablete até uma espessura entre 50 e 100 μ m e, posteriormente faz-se o polimento desta face desbastada.

Após o polimento desta face, pode-se proceder para o estudo petrográfico. Realizado o estudo petrográfico, a seção bipolida é então descolada da lâmina através de sua imersão em uma solução de xileno (por cerca de 24 hs). O estudo microtermométrico foi realizado em pequenos fragmentos desta seção. Foram selecionadas amostras por área (depósito) e por tipo de ocorrência, representadas abaixo:

Quadro 3 – Amostras utilizadas no estudo de inclusões fluídas da região da Serra do Ramalho

AMOSTRAS	LOCALIZAÇÃO (GPS)	TIPO DE OCORRÊNCIA	ÁREA DA OCORRÊNCIA
SRVC3A (Cinza)	636382/8509027	Brechas e Lentes	Morro Preto
SRVC4 (Preta)	636106/8509327	Estratiformes e Fraturas	Morro dos Porcos
SRVC6 (Roxa ?	636106/8509327	Brechas e Fraturas	Morro dos Porcos
J3	580301/ 8409083	Estratiformes	Montalvânia
SRMCM12 (Br, cinza e roxa)	588292/ 8409745	Bolsões e Brechas	Santo Antônio
SRCA1	634402/8506814	Brechas/Disseminada	Campo Alegre
SR1M (Roxa)	-		Montalvânia
SRVC1 (Cinza ?)	636382/8509027	Brechas e Lentes?	Morro Preto
02	637092/8505154	Brechas e Bolsões	Santo Antônio
05	-	Brechas/Disseminada	Santo Antônio

5.6. Petrografia das Inclusões Fluidas

No estudo petrográfico microscópico da seção, inicialmente deve-se observar através de uma objetiva de 5X, o número e o tamanho das inclusões presentes em áreas da seção. As áreas de interesse, são demarcadas com um círculo através de uma caneta hidrocor ou similar. Alguns critérios foram observados para a escolha dessas áreas (Roedder, 1984):

1. inclusões primárias;
2. inclusões de maiores dimensões;
3. inclusões mais próximas da superfície da seção, que podem ter as mudanças de fases durante a microtermometria mais facilmente observadas);
4. presença de inclusões com diferentes assembléias de fases;
5. evitar inclusões que sofreram mudanças físicas tais como vazamento, dilatação, *necking down* e /ou decrepitação.

Em seguida, com uma objetiva de maior aumento (50X), foi confeccionado desenhos das inclusões de cada área selecionada das lâminas, que foram enumeradas de acordo com sua profundidade na seção. Foi anotada suas dimensões e o grau de preenchimento (GP). Também foram desenhadas estruturas presentes nos minerais hospedeiros, tais com zonas de crescimento, clivagens, etc. Tanto as inclusões como as estruturas presentes nos minerais hospedeiros foram objeto de fotografias.

Após o descolamento da seção, ela foi cuidadosamente quebrada em partes que incluíam os campos previamente marcados, de forma que tivessem dimensões compatíveis com as dimensões do porta amostra da platina de aquecimento e resfriamento.

Foram utilizadas 10 lâminas (vide tabela. 2) para o estudo de inclusões fluidas da área de Serra do Ramalho, sendo que para cada lâmina foi utilizado o procedimento acima descrito.

5.7. Tipologia das Inclusões Fluidas

As inclusões fluidas estudadas foram diferenciadas basicamente em inclusões de natureza primária, pseudosecundária e secundárias bifásicas e mais raramente trifásicas (sólidos aprisionados). De um modo geral, possuem dimensões médias de 0,03mm, com formas variadas: retangulares, irregulares, semi-irregulares, circulares e pontiagudas.

As inclusões fluidas primárias na fluorita distribuem-se de forma aleatória, como inclusões isoladas (disseminadas), em grupos isolados e paralelas às clivagens da fluorita. Normalmente possuem maior dimensão em relação as secundárias e predomina o formato irregular e semi-irregular. O grau de preenchimento (GP) varia entre 0,5 a 0,9.

As inclusões pseudo-secundárias, mais numerosas e normalmente de menores dimensões, são, na sua maioria, circulares e/ou pontiagudas. e situam-se em planos inclusões fluidas (PIFs) delineando fraturas intragranulares. São inclusões do tipo L+V e L+V+S com GP mais uniforme do que os das inclusões primárias, variando de 0,7 a 0,9. Observa-se nesses planos também das inclusões monofásicas (L ou V) muito escuras e que não mostraram nenhuma alteração de fase até -100°C.

São raras a ausentes as inclusões transgranulares, (secundárias, amostra SR1) relacionadas a microfissuras que recortam mais de um grão de fluorita.

5.7.1. Depósito de Morro dos Porcos

As inclusões fluidas primárias na fluorita do depósito de Morro dos Porcos encontram-se disseminadas e/ou em grupos (Prancha 7 – Foto A). As inclusões apresentam, de um modo geral, formas irregulares a semi-regulares, com sólidos aprisionados com formato regular e irregular (Prancha 7 – Fotos B, C, E e F). O grau de preenchimento varia de 0,8 a 0,9.

5.7.2. Depósito de Morro Preto

Este depósito, apresenta inclusões fluidas primárias isoladas (Prancha 8 – Fotos A e C) e em grupos (Prancha 8 – Foto E e F), além de inclusões secundárias em PIFs alternadas com inclusões escuras (Prancha 8 - Foto B) e preenchendo fraturas. As inclusões primárias possuem formas irregulares, semi-irregulares e pontiagudas (Prancha 8 - Foto C) e as secundárias apresentam-se circulares (Prancha 8 - Foto B). Possuem grau de preenchimento que varia de 0,4 a 0,8.

5.7. 3. Depósito de Santo Antônio

As inclusões fluidas primárias e pseudo-secundárias deste depósito ocorrem isoladas (Prancha 9 - Fotos A. B. C e D) e em grupos. Inclusões fluidas secundárias monofásicas escuras encontram-se em PIFs (Prancha 9 - Foto E). Normalmente, possuem maior dimensão em relação as secundárias e predomina o formato irregular , semi-irregular e pontiagudas. As inclusões secundárias tem forma geralmente circular e apresentam sólidos aprisionados (Prancha 9 - Foto D). O grau de preenchimento varia de um modo geral entre 0,5 e 0,9.

5.7.4. Depósito de Campo Alegre

Nesta área, ocorrem inclusões fluídas primárias irregulares a semi-irregulares em grupos e isoladas e inclusões pseudosecundárias circulares em PIFs (Prancha 9 - Foto F), com grau de preenchimento (GP) variando entre 0,5 a 0,8.

5.7.5. Depósito de Montalvânia

Observam-se inclusões primárias isoladas (Prancha 10 - Fotos A, C, D, E e F). e em grupos. Apresentam-se também paralelas a planos de clivagem da fluorita (Prancha 10 - Fotos B), com formas irregulares a semi-irregulares, circulares, pontiagudas e cristal negativo. Observa-se freqüentemente inclusões fluidas com sólidos aprisionados (Prancha 10 – Foto C). De um modo geral, possuem grau de preenchimento variando de 0,5 a 0,9.

5.8. Microtermometria

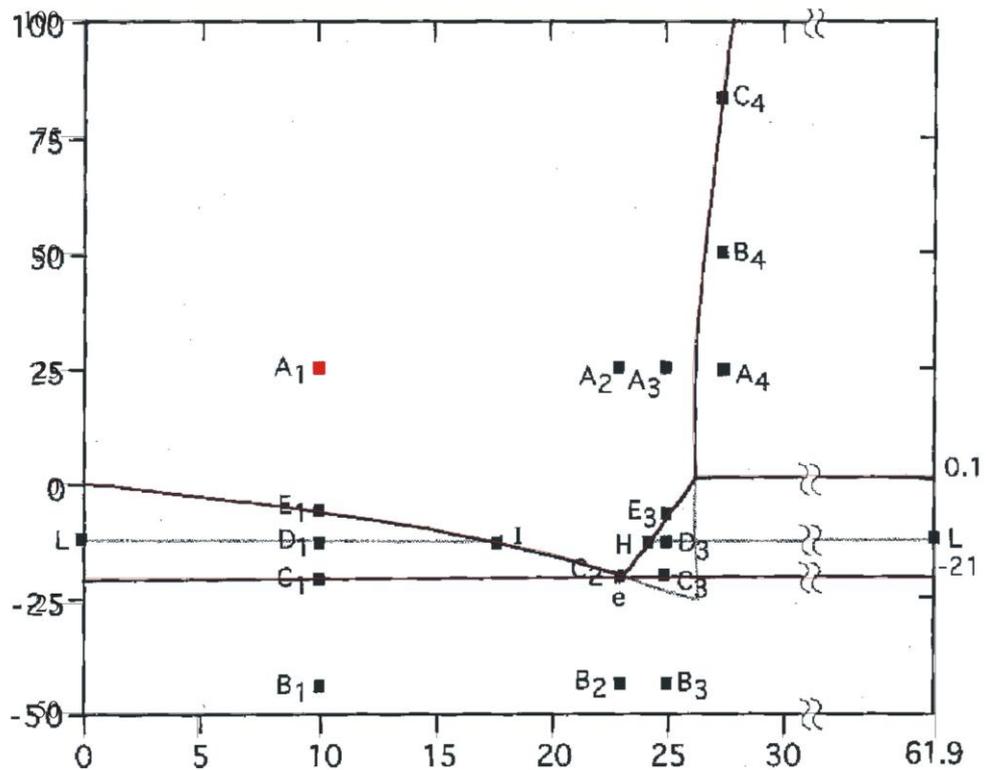
Esta etapa do estudo de inclusões fluidas baseia-se principalmente nas medidas de transição de fases durante o congelamento e aquecimento das inclusões fluidas. No resfriamento, observa-se a temperatura de fusão do gelo ($T_{f_{\text{gelo}}}$), isto é, a temperatura na qual ocorre a fusão do último cristal de gelo durante o reaquecimento da inclusão previamente congelada (a uma taxa de reaquecimento em torno de $0,5^{\circ}\text{C}/\text{minuto}$), visando definir a salinidade da fase líquida (%em peso equivalente de NaCl). A temperatura de fusão do gelo (T_{fg}) se correlaciona inversamente com a quantidade de NaCl no fluido.

No aquecimento, observa-se a temperatura de homogeneização total da inclusão (TH), isto é, a temperatura a partir da qual existe somente uma fase na inclusão (Roedder, 1994). A maior parte das inclusões estudadas se homogeneizaram para fase líquida sendo que também algumas se homogeneizaram para fase vapor.

Minerais de baixa dureza, como a fluorita, são facilmente deformáveis e susceptíveis ao fenômeno do “stretching” (Lawler & Crawford, 1983). O aquecimento pode gerar dilatação, em resposta a um aumento de pressão interna decorrente de um superaquecimento. Esta deformação produz um aumento de volume e por conseqüência, um aumento da TH medida (Bodnar & Bethke, 1984). Segundo estes autores ainda, deve-se evitar o congelamento antes do aquecimento, se quisermos obter medidas de TH corretas. Estas observações são especialmente válidas para inclusões de baixa salinidade, pois a não cristalização de outros sólidos com o gelo (hidrohalita e antarcticita, por exemplo) faz com que a proporção gelo/sal seja maior. O aumento do volume da cavidade pode ser geralmente observado pelo aumento do diâmetro da bolha de vapor após o congelamento, e com isso, pode-se evitar a medição da temperatura de homogeneização (Lawler & Crawford, 1983).

No caso das inclusões fluidas das fluoritas de Serra do Ramalho, testes de congelamento realizados em algumas inclusões primárias, demonstraram uma salinidade média a elevada. Dessa forma, o procedimento adotado para este estudo de inclusões foi realizar primeiramente o congelamento e posteriormente o aquecimento, já que a salinidade maior das inclusões não acarreta tanto “stretching” quanto ocorre para inclusões de baixa salinidade.

O diagrama de fases desse sistema (Fig. 15) mostra algumas características importantes: (i) abaixo de $-21,2^{\circ}\text{C}$ coexistem gelo + hidrohalita + vapor; (ii) para composições $< 23,2\%$ em peso de NaCl (ponto eutético - Te) e temperaturas superiores a $-21,2^{\circ}\text{C}$, a hidrohalita se funde deixando gelo, líquido e vapor; e (iii) para composições $> 23,3\%$ em peso de NaCl e temperaturas superiores a $-21,2^{\circ}\text{C}$, o gelo se funde e a fase sólida que coexiste com as fases líquida e vapor é hidrohalita. Na temperatura ambiente (em torno de 20°C) as inclusões normalmente são consideradas insaturadas em relação ao NaCl (à temperatura ambiente a saturação é da ordem de 26% eq. NaCl) e estão no campo líquido + vapor. (A_1 , A_2 e A_3)



Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) x Salinidade
(% em peso equivalente em NaCl)

Figura 15 - Diagrama T - X para porções a baixas temperaturas e salinidades do sistema NaCl. Cada ponto no diagrama esta em equilíbrio com a pressão de vapor. Fonte: Goldstein&Reunolds, 1994.

5.8.1. Mudanças de Fases Observadas

O objetivo principal da microtermometria, reside na análise das inclusões aquosas bifásicas e trifásicas descritas acima. Descreveremos a seguir as transições de fases observadas durante o estudo de inclusões fluidas.

5.8.1.1. Transições de Fase no Resfriamento

No resfriamento, foram observadas inclusões monofásicas (escuras) que não mostraram nenhuma transição de fases durante o resfriamento. Infelizmente, as amostras de fluorita apresentam um grau elevado de fluorescência o que não permitiu a análise dessas inclusões por microespectrometria Raman e, em consequência, não foi possível definir a composição dessas inclusões.

Quanto às inclusões bifásicas e trifásicas, observamos o comportamento durante o resfriamento. Inicialmente observamos que as inclusões se congelaram à temperaturas *entre* -55 °C e -65 °C, com a fase vapor geralmente se contraindo até, algumas vezes, desaparecendo por completo, devido a expansão da fase aquosa. Segundo o diagrama mostrado na figura 15, o gelo deveria se formar à uma temperatura negativa (E_1) ($T_{fg} = 0^\circ\text{C}$). Entretanto, isso não ocorreu devido provavelmente a problemas cinéticos relacionados à nucleação do primeiro cristal de gelo. Portanto, durante essa etapa de resfriamento, tivemos a formação de gelo e hidrohalita.

Durante o aquecimento, observamos que entre -26° e -27°C algumas inclusões tornavam-se mais claras, podendo corresponder à fusão metaestável da hidrohalita (Goldstein e Reynolds, 1994; Goldstein, 2000). Após esta temperatura, observava-se os primeiros cristais arredondados, correspondendo a cristais de gelo. À medida que ocorria o aumento da temperatura, durante o aquecimento, estes cristais começavam a aumentar de tamanho (os maiores crescendo às expensas dos menores) até o total desaparecimento deles. Esta temperatura corresponde a temperatura de fusão do gelo – T_{fg} .

5.8.1.2. Transições de Fases no Aquecimento

Durante o aquecimento das inclusões a única transição de fase observada foi a homogeneização total das inclusões (TH), que ocorreu predominantemente para fase líquida na maior parte das inclusões. Entretanto, algumas inclusões fluidas se homogeneizaram para fase vapor.(amostras SRVC4 e SR1M).

5.9: Apresentação dos Resultados

5.9.1. Depósito de Santo Antônio

A partir do histograma de temperatura de fusão do gelo das fluoritas do depósito de Santo Antônio podemos observar que 67% das medidas estão na faixa de -9° a -6°C com uma moda em $-8,5^{\circ}\text{C}$ e que cerca de 29% estão abaixo de -6°C (Fig. 16a). Estes dados indicam salinidades entre 9,2 e 12,9% eq. em peso de NaCl, com moda em 12,3 % eq. em peso de NaCl.

Já para as medidas de temperatura de homogeneização, podemos observar a partir do histograma da figura 16b que cerca de 71,5% encontram-se entre 160° e 230°C , com uma maior concentração entre 200° e 230° , com uma moda em torno de 215°C .

5.9.2. Depósito de Campo Alegre

Segundo o histograma de temperatura de fusão do gelo das fluoritas do depósito de Campo Alegre, foi possível observar que as medidas de temperatura de fusão ocorrem predominantemente entre -12° e -5°C com uma moda em torno de $-8,5^{\circ}\text{C}$ (Fig. 17a). Estes dados indicam uma variação de salinidade entre 7,8 e 15,9% eq. em peso de NaCl, com moda também em 12,3% eq. em peso de NaCl.

Quanto as medidas de temperatura de homogeneização, podemos observar a partir do histograma da figura 17b que as medidas ficaram muito dispersas, entre 110° e 220°C , com cerca 42% de medidas entre 200° e 210°C com uma moda em torno de 205°C .

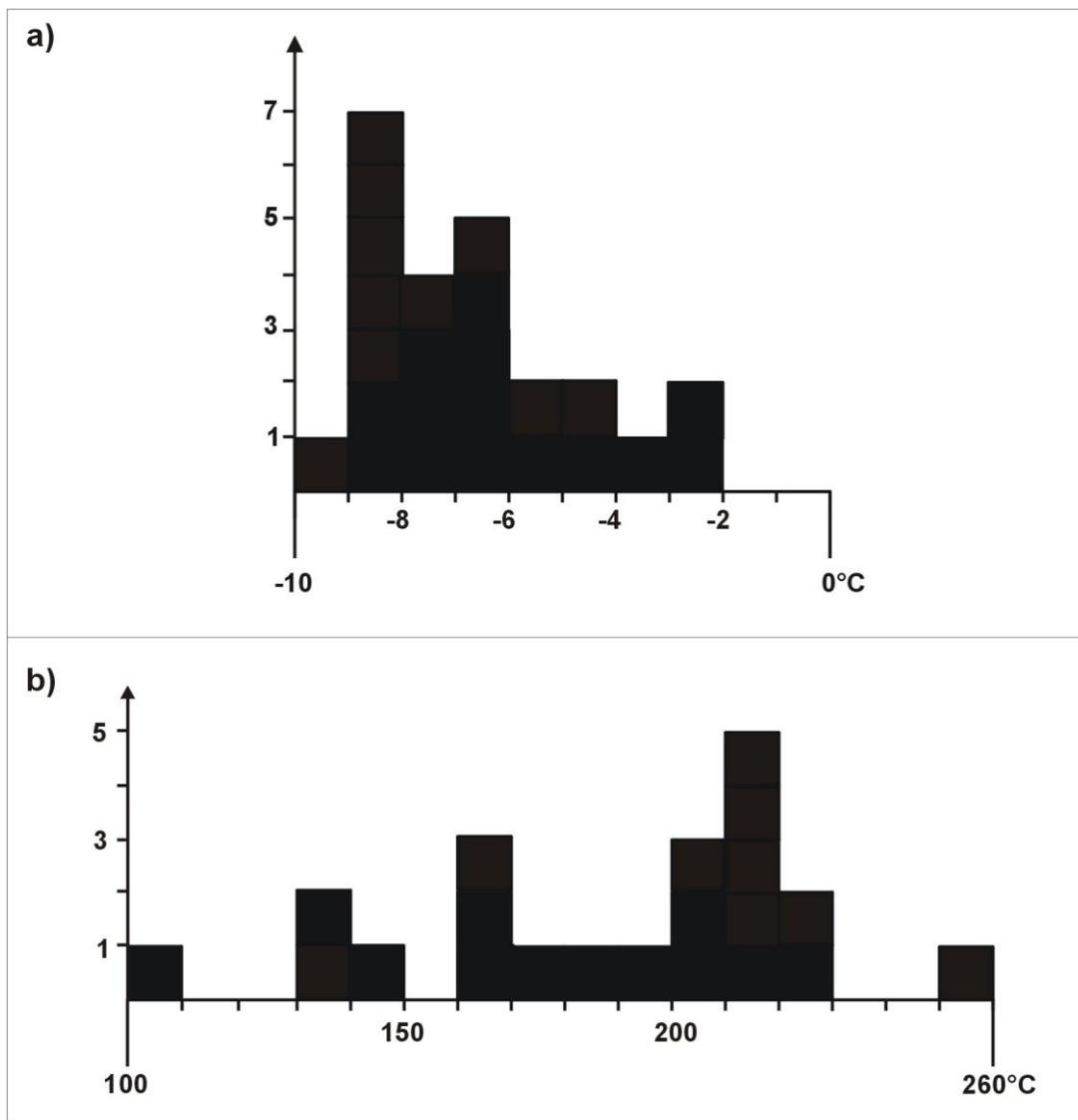


Figura 16 – Histogramas de dados microtermométricos do depósito Santo Antônio: a) fusão do gelo; b) homogeneização total.

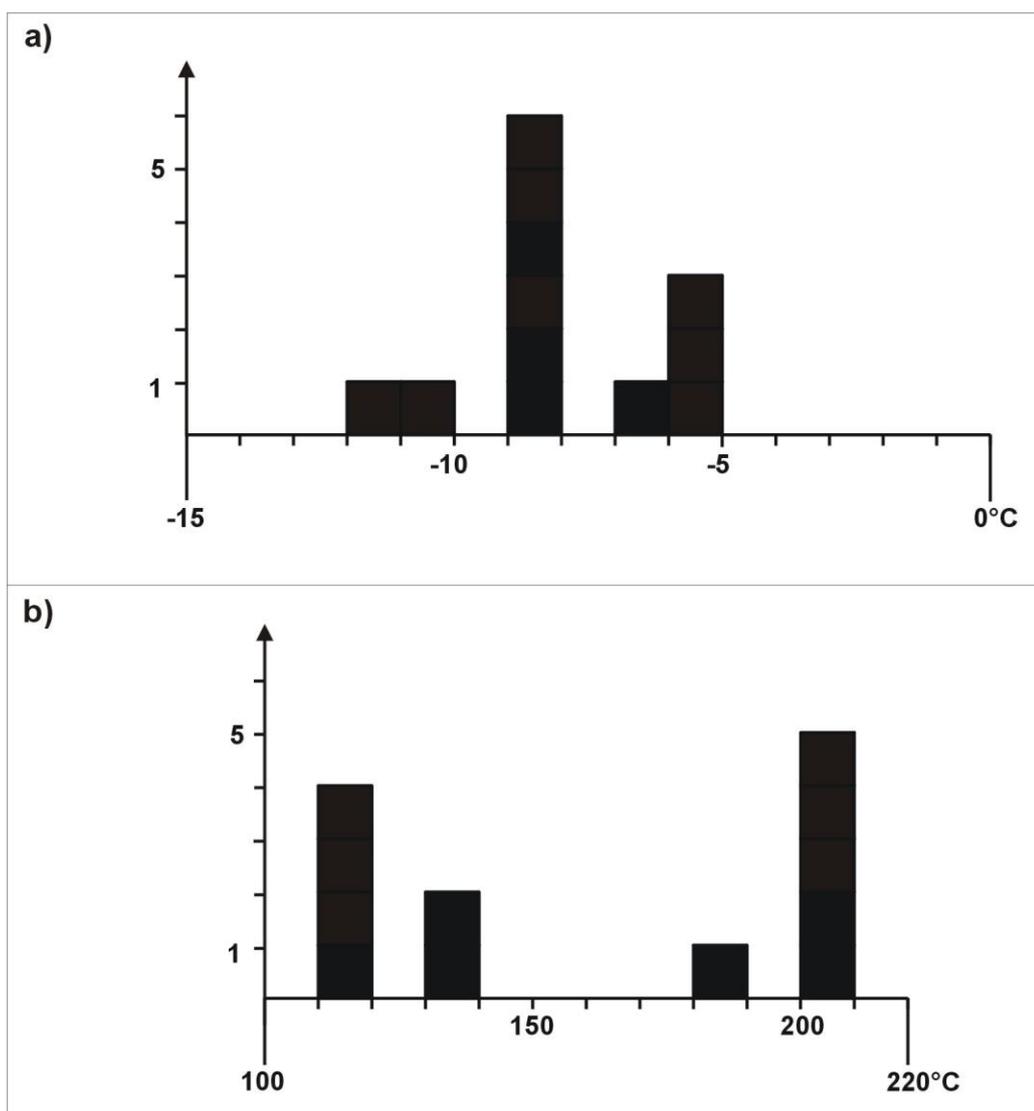


Figura 17 – Histogramas de dados microtermométricos do depósito de Campo Alegre: a) fusão do gelo; b) homogeneização total.

5.9.3. Depósito de Morro Preto

As medidas de temperatura de fusão do gelo das mineralizações de fluorita do depósito de Morro Preto, ocorreram entre -4° e -10°C com cerca de 37% na faixa de -6 e -7°C , com uma moda de $-6,5^{\circ}\text{C}$ (Fig.18a). Desta forma, cerca de 37% das medidas estão compreendidos na faixa de -6° e -7°C , com moda em $-6,5^{\circ}\text{C}$. Estes dados indicam salinidades entre 9,2 e 10,5% eq. em peso de NaCl, com moda de 9,8 % eq. em peso de NaCl.

Durante o aquecimento, cerca de 77% das medidas de temperatura de homogeneização variaram entre 140° e 210°C (Fig. 18b) predominando entre 150° e 160°C, com uma moda em torno de 155°C. Ocorre ainda uma grande concentração dessas medidas, cerca de 30%, entre 190° e 210°C.

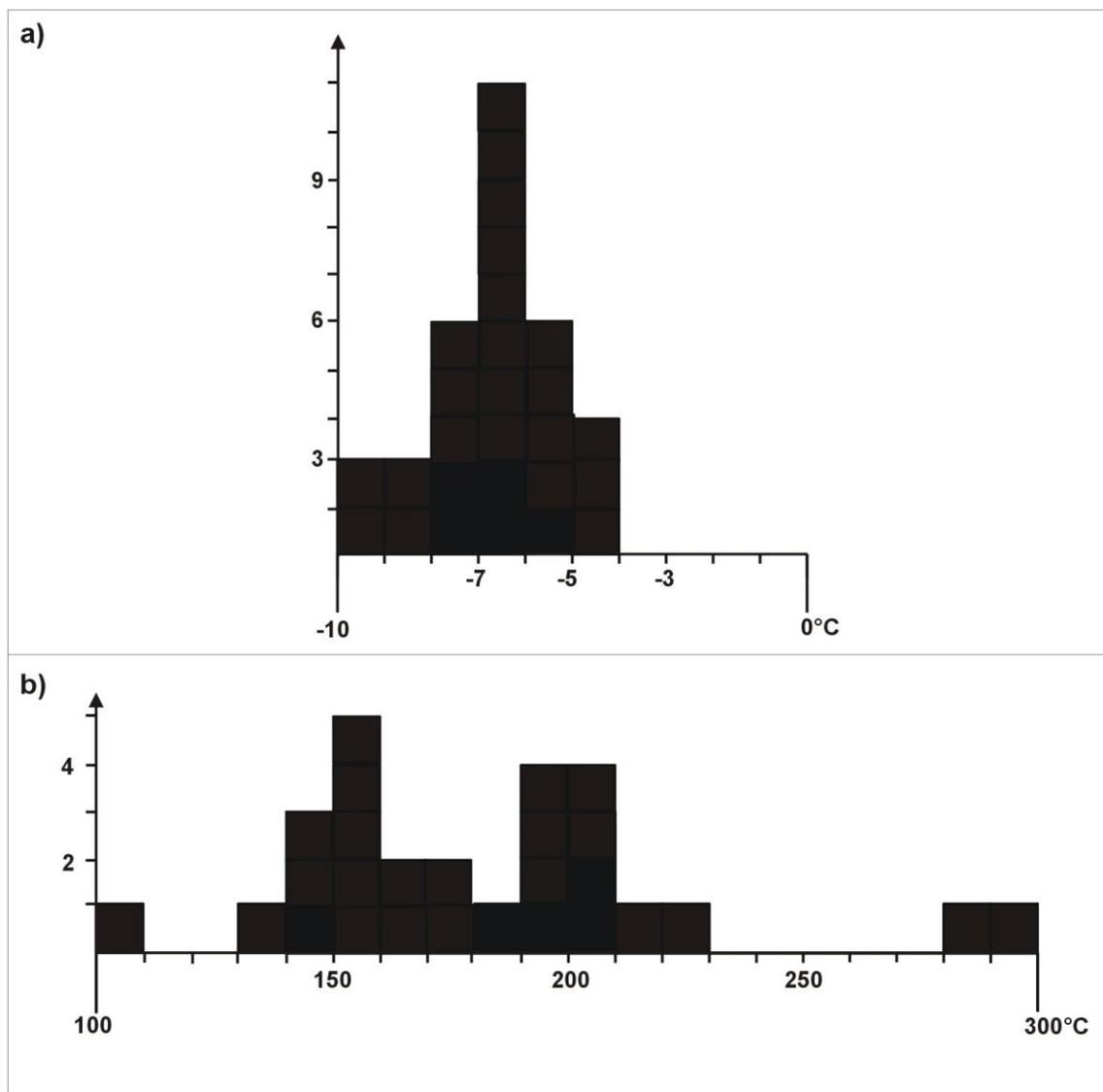


Figura 18 – Histogramas de dados microtermométricos do depósito de Morro Preto: a) fusão do gelo; b) homogeneização total.

5.9.4. Depósito de Morro dos Porcos

Baseado no histograma de temperatura de fusão de gelo das fluoritas do garimpo de Morro dos Porcos foi possível constatar uma maior concentração de medidas entre -10° e -4°C , sendo 54% das medidas entre -8 e -9°C , com uma moda de $-8,5^{\circ}\text{C}$ (Fig. 19a). Estes dados indicam salinidades variando entre 11,7 e 12,9% eq. em peso de NaCl, resultando em uma moda de 12,3% eq. em peso de NaCl.

As medidas de temperatura de homogeneização concentraram-se entre 160° e 240°C (Fig. 19b) sendo que a maior parte entre 200° e 220°C , com uma moda de 210°C .

5.9.5. Depósito de Montalvânia

Através do histograma de temperatura de fusão do gelo das fluoritas do depósito de Montalvânia (Mina do Joel), foi possível observar uma predominância de medidas entre -9 e -5°C , com um total de 23% dos valores entre -6 e -7°C , caracterizando uma moda pouco pronunciada de $-6,5^{\circ}\text{C}$ (Fig. 20a). Estes dados refletem salinidades predominantemente entre 9,1 e 10,5% eq. em peso de NaCl, com uma moda em 9,8 eq. em peso de NaCl.

Já na figura 20b podemos observar que as medidas de temperatura de homogeneização variaram predominantemente entre 200° e 230°C , com cerca de 52% das medidas entre 200° e 220°C , com uma moda de 210°C .

Segundo Flávio Henrique Freitas-Silva e Dailto Silva (com. verbal), na mina de Fabião, em Itacarambi, inclusões fluidas $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ foram observadas. Entretanto, na amostra da Mina do Joel, em Montalvânia, tais inclusões não foram encontradas, o que parece ser uma particularidade da Mina de Fabião.

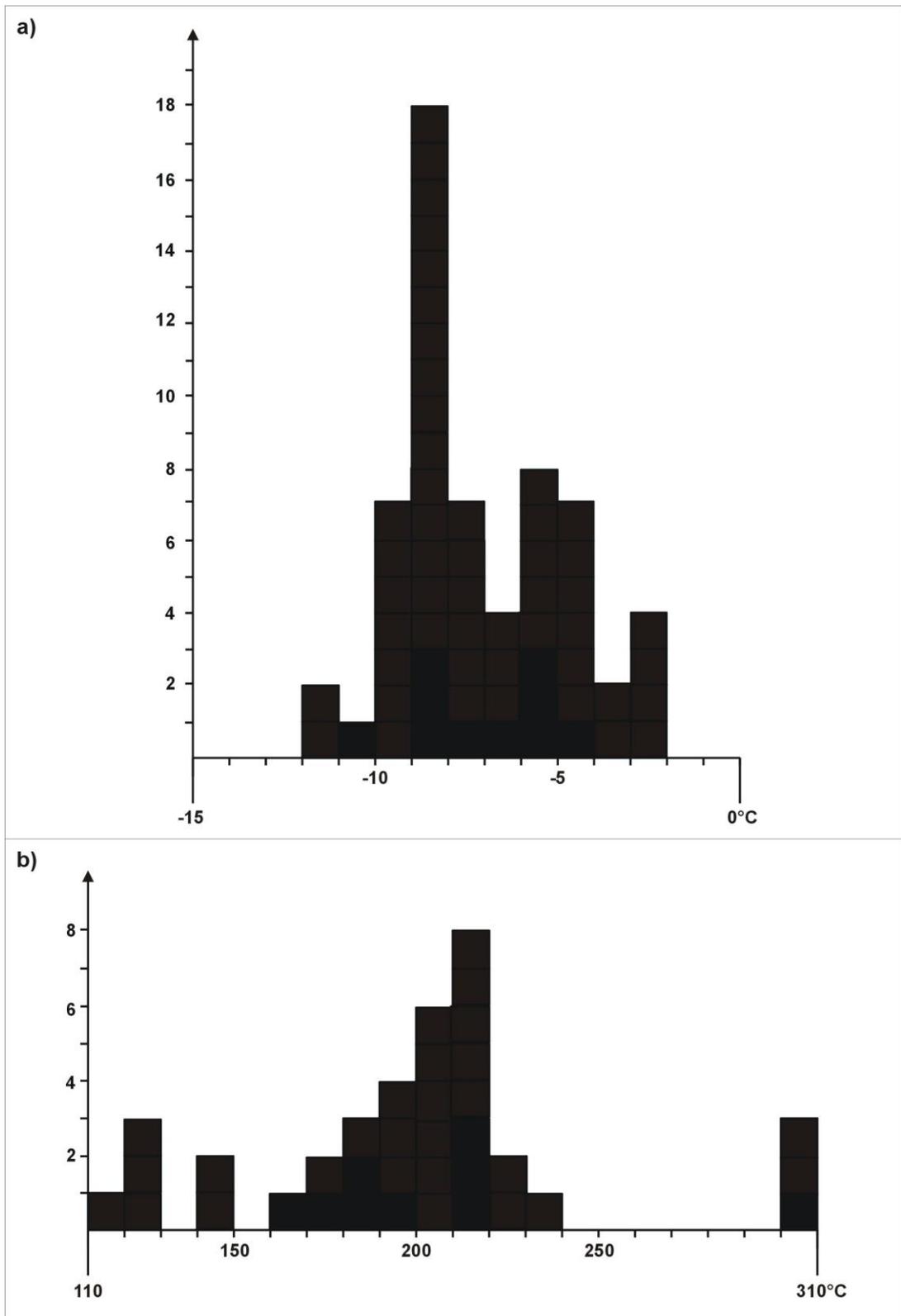


Figura 19 – Histogramas de dados microtermométricos do depósito de Morro dos Porcos: a) fusão do gelo; b) homogeneização total.

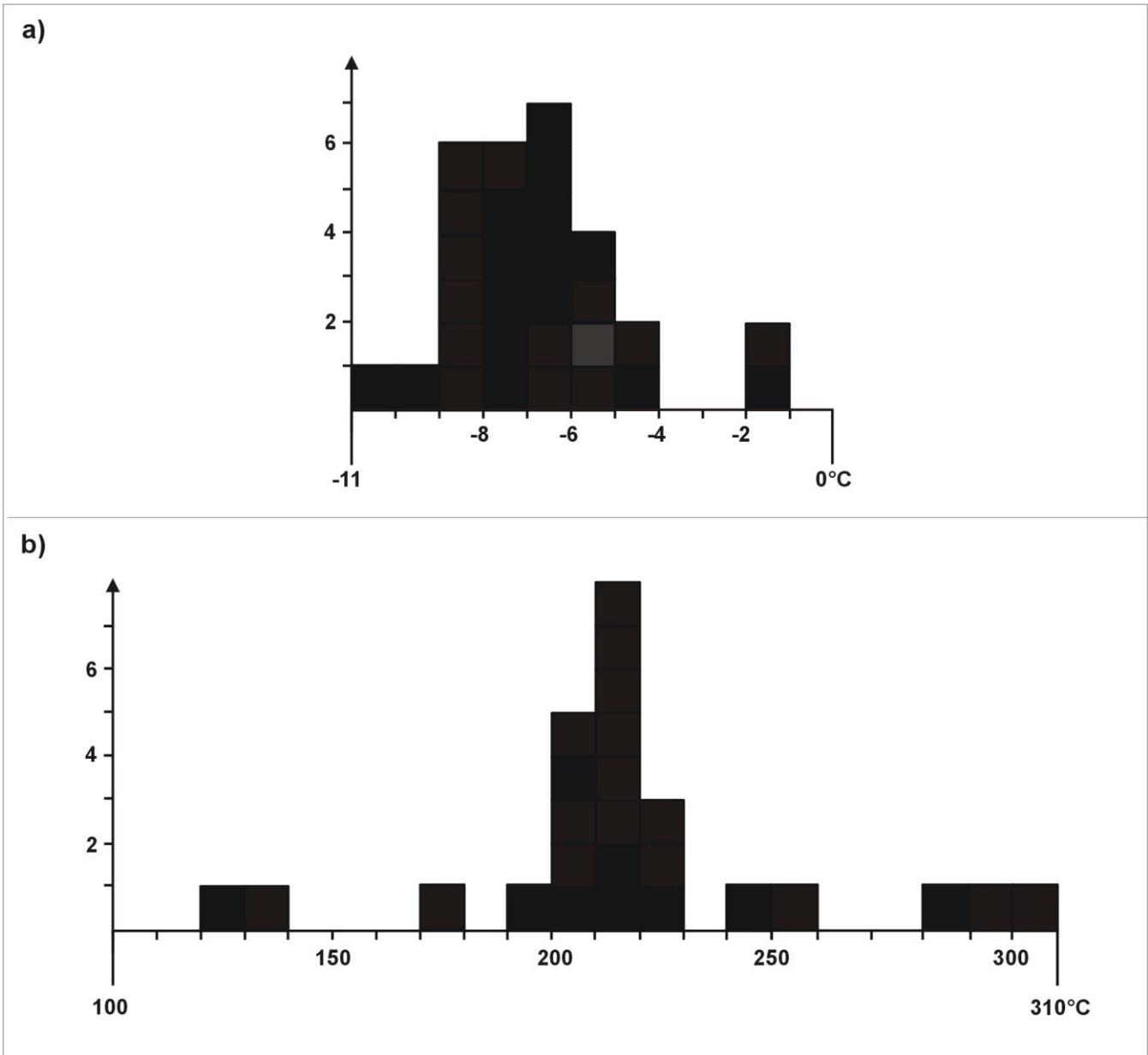
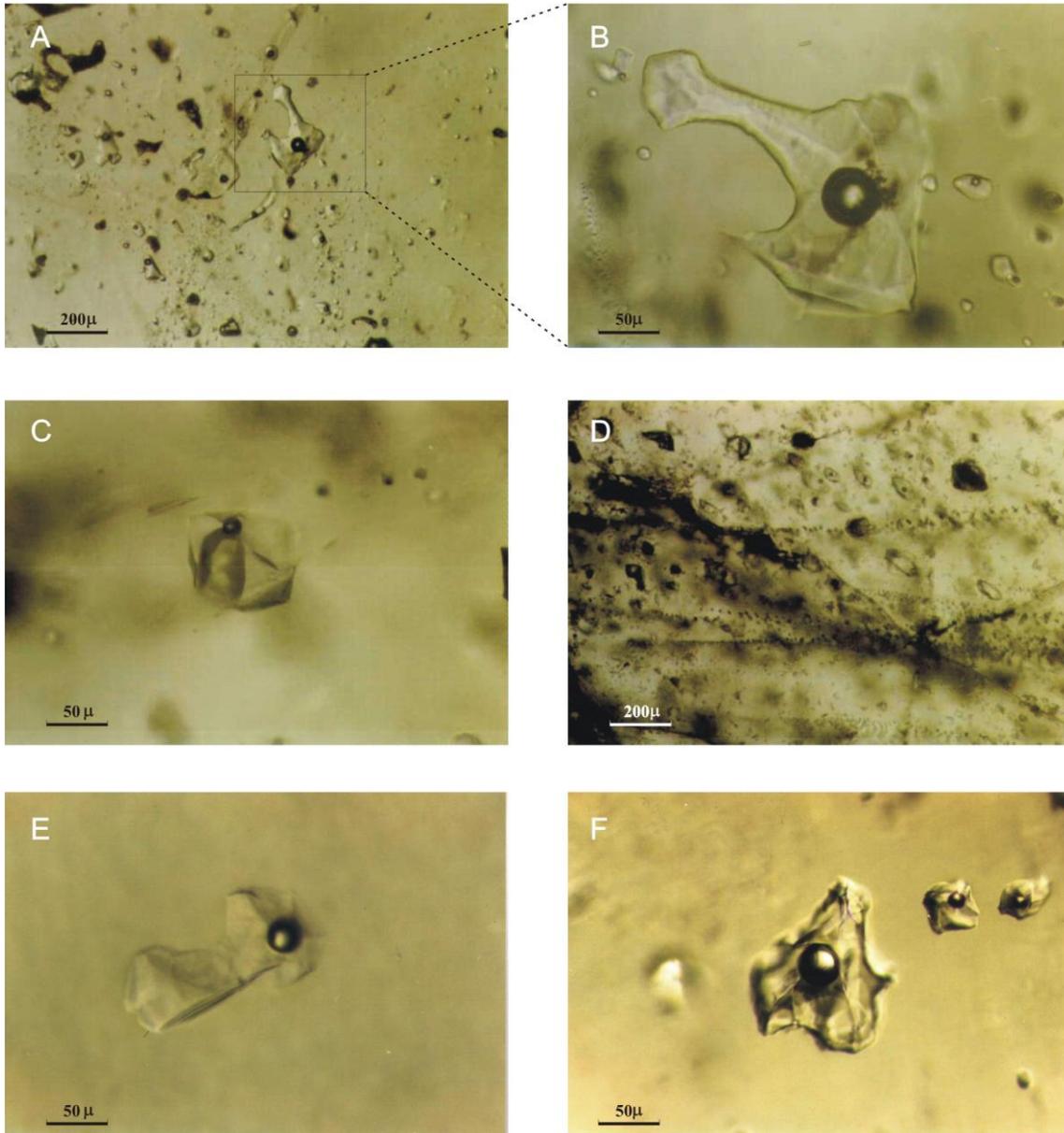
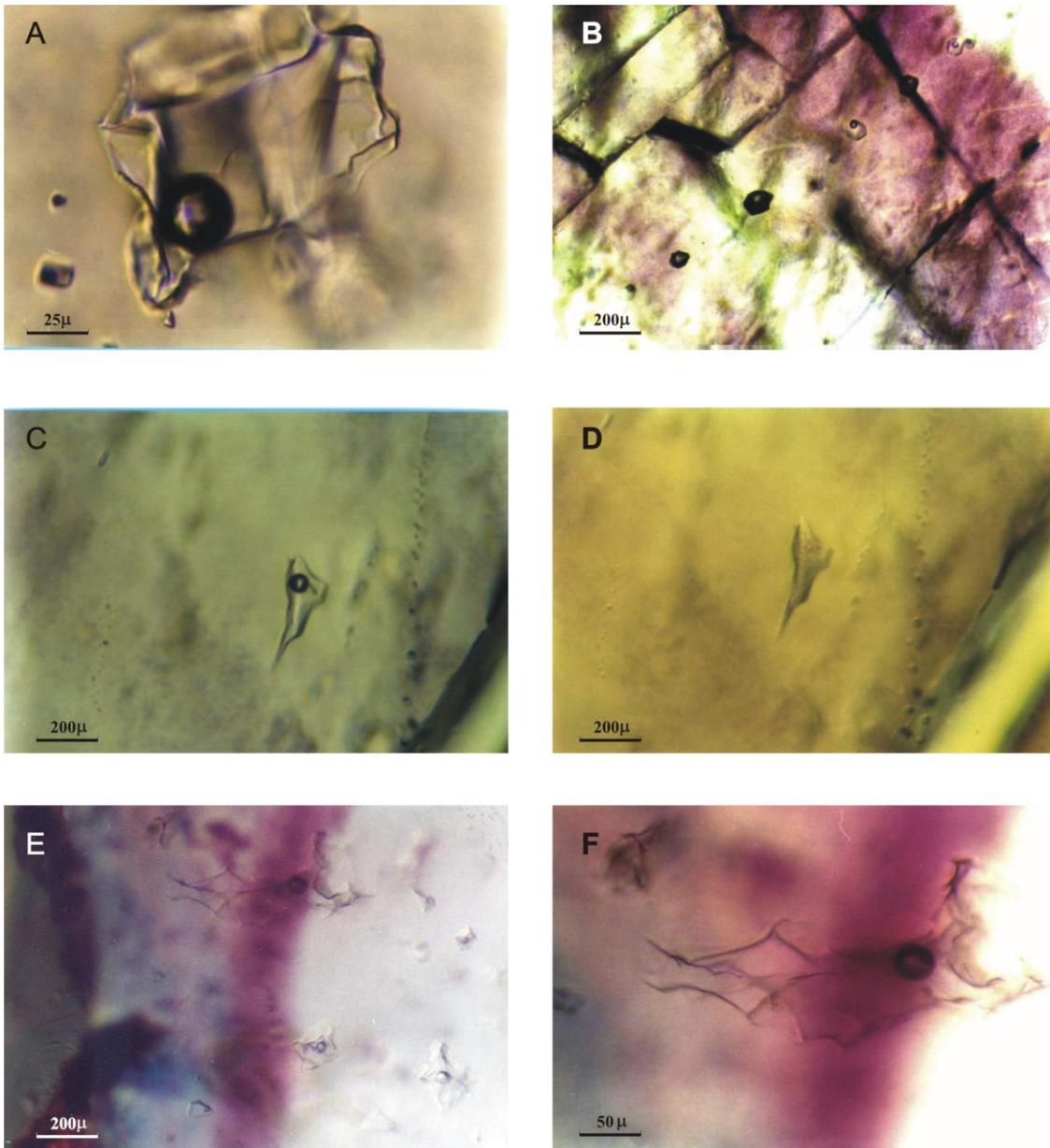


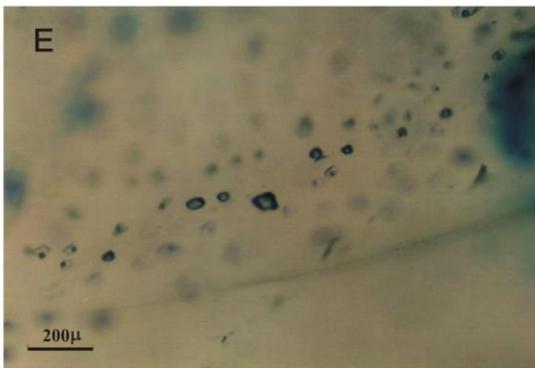
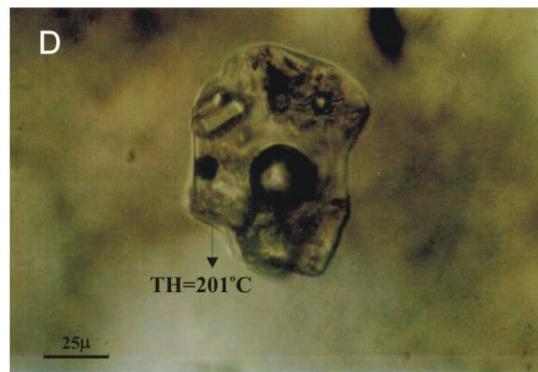
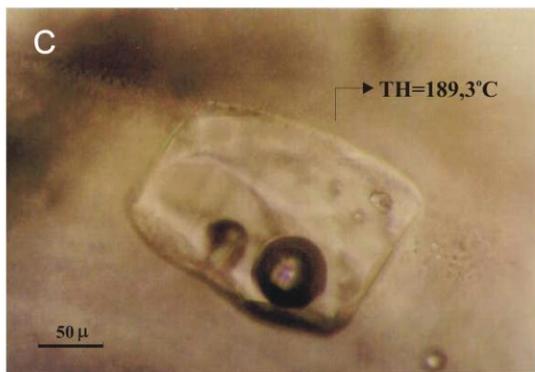
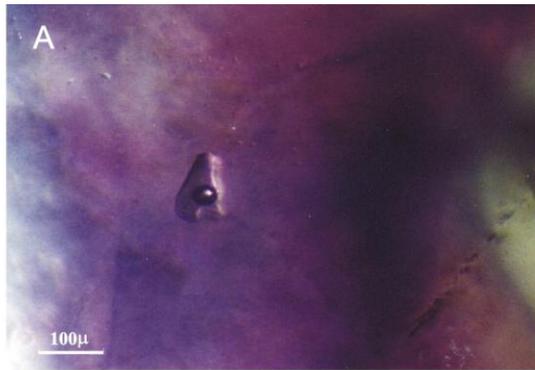
Figura 20 – Histogramas de dados microtermométricos do depósito de Montalvânia (Mina do Joel): a) fusão do gelo; b) homogeneização total.



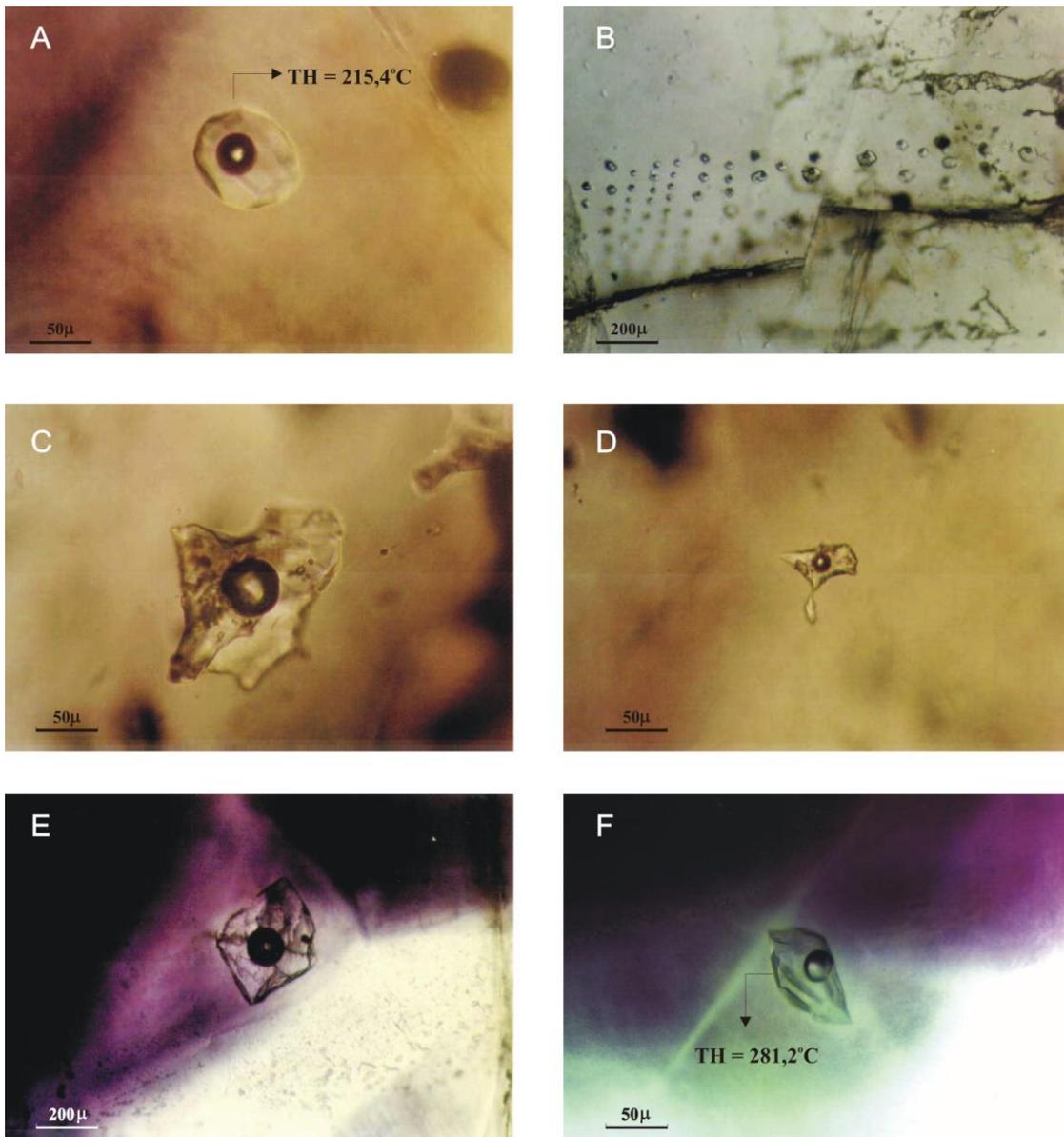
Prancha 5 - Fotomicrografias de inclusões fluidas em fluoritas do depósito de Morro dos Porcos, em luz transmitida, à temperatura ambiente. **A)** Inclusão primária, bifásica; **B)** Detalhe da anterior; **C)** Inclusão primária, bifásica, com sólido aprisionado; **D)** Plano de inclusões bifásicas secundárias; **E)** Inclusão primária, bifásica, de forma irregular; **F)** Inclusões primárias, bifásicas de formato irregular.



Prancha 6 - Fotomicrografias de inclusões fluidas em fluoritas do depósito de Morro Preto, em luz transmitida, à temperatura ambiente. **A)** Inclusão fluída primária, bifásica, isolada, de formato semi-irregular; **B)** Plano de inclusões fluidas secundárias cortando planos de clivagem da fluorita. Tratam-se de inclusões bifásicas, alternadas com inclusões escuras (monofásicas); **C)** Inclusão fluída primária, bifásica, pontiaguda, isolada; **D)** Detalhe da inclusão anterior, inclusão congelada. Observar o desaparecimento da bolha à uma temperatura em torno de -60°C ; **E)** Inclusão fluída primária, bifásica, isolada, de formato irregular, em grupo; **F)** Detalhe da foto anterior.



Prancha 7- Fotomicrografias de inclusões fluidas em fluoritas do depósito de Santo Antônio, em luz transmitida, à temperatura ambiente. **A)** Inclusão fluida primária, bifásica isolada, com $G_p = 0,70$; **B)** Inclusão fluida primária, bifásica isolada, com $G_p = 0,90$; **C)** Inclusão fluida primária, bifásica, com sólido aprisionado de forma retangular; **D)** Inclusão fluida primária, bifásica, com sólidos de formatos diferentes; **E)** Planos de inclusões fluidas secundárias, de forma circular, monofásicas escuras; **F)** Planos de inclusões fluidas pseudosecundárias circulares escuras, monofásicas e uma inclusão monofásica escura isolada, no depósito de Campo Alegre.



Prancha 8 - Fotomicrografias de inclusões fluidas em fluoritas do depósito de Montalvânia, em luz transmitida, à temperatura ambiente. **A)** Inclusão primária bifásica, de forma circular isolada; **B)** Plano de inclusões fluidas inclinado, aproximadamente, paralelo à clivagem da fluorita, inclusões bifásicas, circulares, pseudosecundárias, **C)** Inclusão primária, bifásica irregular com $G_p = 0,70$. Observar manchas escuras pouco definidas no interior da inclusão, podendo tratar-se de material aprisionado; **D)** Inclusão primária, bifásica, isolada de formato irregular; **E)** Inclusão primária, bifásica, isolada em forma de cristal negativo; **F)** Inclusão primária, bifásica de formato irregular. TH = Temperatura de homogeneização final.

CAPÍTULO 6

ESTUDO DE ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO

6. ESTUDO DE ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO

6.1. Geoquímica do Rb e do Sr

O rubídio (Rb) é um metal alcalino, pertencente ao Grupo I-A, de raio iônico (1,48Å) semelhante ao do potássio (1,33Å), o que permite a sua substituição em todos os minerais portadores de potássio. Assim, o rubídio não forma os seus próprios minerais, mas ocorre em quantidades detectáveis nos minerais comuns contendo potássio, tais como micas, feldspatos potássicos, alguns minerais de argila e em minerais de evaporitos.

O rubídio possui dois isótopos naturais: ^{85}Rb (72,1654%) e ^{87}Rb (27,8346%), mas só o de massa 87 é radioativo.

O estrôncio (Sr) é um membro dos alcalino-terrosos pertencente ao Grupo II-A, de raio iônico de (1,13Å) próximo ao do cálcio (0,99Å), podendo por isso substituir o cálcio em muitos minerais. Deste modo, o estrôncio também é um elemento disperso e só ocorre em minerais portadores de cálcio tais como plagioclásio, apatita, carbonato de Ca.

O estrôncio possui quatro isótopos naturais com abundâncias variáveis em função do ^{87}Sr presente na água do mar (atual): ^{84}Sr (0,5580%); ^{86}Sr (9,8610%); ^{87}Sr (6,9934%) e ^{88}Sr (82,5877%).

6.2 – A Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é um parâmetro muito importante, não só para o cálculo de idades mas, também pode-se usar para a definição da origem do Sr na rocha. Esta razão em função do tempo de formação da rocha é chamada de razão inicial (R_o ou R_i). No caso de mineralizações, a razão inicial vai depender da rocha fonte da mineralização e do ambiente geotectônico.

Razão inicial da mineralização: $R_i = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{fonte}} + \text{interação fluido rochas encaixante}$.

A composição isotópica de estrôncio da água do mar está relacionada com o Sr dos continentes, transportado pelos rios, e com o Sr proveniente do manto através da atividade hidrotermal submarina que ocorre nas cadeias meso-oceânicas. Cada fonte tem uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ característica, sendo que a mistura dessas duas fontes controla a composição isotópica da água do mar (Fig 21).

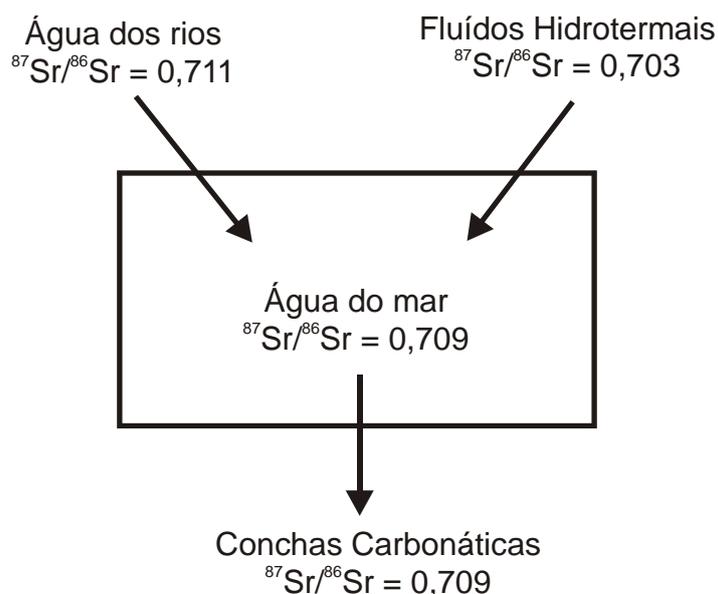


Figura 21– Balanço isotópico de Sr na água do mar.

Quando organismos precipitam carbonato de cálcio sob a forma de carapaças, eles também incorporam uma parte do Sr devido a química do Sr ser muito similar à do Ca. O Sr incorporado tem a mesma composição isotópica da água do mar. Portanto, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos sedimentos carbonáticos formados atualmente tem a mesma razão da água do mar. Os isótopos são incorporados aos minerais carbonáticos sem um fracionamento apreciável tendo em vista que a diferença de massa entre ^{87}Sr e ^{86}Sr é de apenas 1,1%. Devido a isso os valores da razão isotópica apesar de serem normalizados em relação a um padrão (NBS 987 e USGS EN 1), são geralmente referidos em valores absolutos. Devido a contribuição vulcânica submarina aos oceanos ser bem maior as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são muito mais baixas no Arqueano.

6.3. Procedimento Analítico

6.3.1 – Preparação das amostras para análise de Sr.

As etapas de amostragem e preparação de amostras são parte vital do processo, interferindo de maneira substancial nos resultados analíticos. Segundo Débora Rios (com. verbal), os objetivos da preparação de amostras foram os de remover contaminantes indesejáveis, preservando as feições essenciais da composição da amostra até que a análise seja realizada, convertendo o material da forma em que foi

amostrado a uma forma compatível com a análise química. As seguintes etapas foram realizadas:

Britagem - Inicialmente as amostras foram fragmentadas utilizando-se uma marreta afim de separar amostras de fluorita com encaixante (amostras de brechas) e de fluorita pura, além de reduzir as dimensões das mesmas para a utilização no moinho de mandíbulas. Primeiramente, no moinho de mandíbulas foram utilizadas as amostras de fluorita com encaixante, seguindo-se as amostras de fluorita pura com o objetivo de reduzir a contaminação do moinho pelo carbonato. De um modo geral, as amostras reduzidas em pequenos pedaços da ordem de 3 a 5 cm.

Separação Manual - Os grãos de fluorita foram separados manualmente usando-se uma pinça fina sob uma lupa binocular para posterior moagem.

Moagem - o equipamento de moagem utilizado para produzir o pó fino das fluoritas foi o *Shatter Box* tipo moinho de anéis de aço, que é aceitável para a maioria das amostras não silicáticas e para rochas, nas quais contaminações com metais ferrosos não forem um problema. Este equipamento é constituído por um pote cilíndrico (com tampa), com anéis que se movimentam livremente dentro do pote. Inicialmente, foi distribuído a fração brita de fluorita selecionada manualmente entre os anéis, com o objetivo de realizar uma precontaminação e uma estimativa do tempo necessário para a moagem com o intuito de reduzir as partículas ao tamanho desejado. O conjunto foi então submetido a um vigoroso movimento horizontal por alguns segundos até cerca de 2 minutos, a depender da granulação desejada. Desmonta-se e desmantela-se a armação para recuperar a amostra e posterior limpeza da estrutura com álcool. Pode-se processar até 100g por vez. Para a análise de Sr, as amostras sólidas são pulverizadas para a uma fração próximas a 200 mesh, seja para promover a rápida e completa dissolução ou para garantir que o efeito do tamanho das partículas não introduza redução na precisão nem erros analíticos

Peneiramento - tem por objetivo reduzir as partículas na faixa de 100 a 200 mesh, média de granulometria no qual partículas individuais são mais provavelmente monominerálicas e os métodos de separação física funcionam mais efetivamente. Após o peneiramento acondicionou-se uma quantidade mínima de 1g do pó fino da fluorita, bem homogêneo, em pequenos frascos para análise química, apesar de 100mg já ser uma quantidade suficiente para a respectiva análise.

6.3.2. Análises de Sr

As análises de Sr foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Para esta análise foram realizadas as seguintes etapas:

1. Extração de Sr das fluoritas

- Digestão da Amostra (ataque em cápsula de teflon Savilex®) – Cerca de 50 a 100mg da amostra de fluorita é dissolvida em uma cápsula de teflon (savilex®). Em seguida, adiciona-se 250 µL de HNO_{3conc} (dest.) e 3 mL de HF_{conc} (dest.), deixando-se aquecer em chapa quente por 24h. Após a evaporação, repete-se o procedimento e aquece por 3 a 4 dias na chapa quente. Após esta etapa, adiciona-se 1 mL de HNO_{3conc} e evapora-se novamente. A seguir adiciona-se 4mL de HCl 6N (dest.) e deixa-se na chapa quente por 24h. Nesta etapa deve-se observar se houve a total dissolução da amostra (a solução deve estar homogênea). Após evaporar-se a solução da amostra, adiciona-se 1 mL de HCl 2,5N, deixando em repouso. Em seguida a solução é centrifugada e depositada nas colunas de troca iônica.

2. Separação do Sr (Coluna Primária)

Uma coluna de quartzo (d.i.= 8mm e altura = 15 cm) foi empacotada com ~ 2,2g (seca a 60°C) ou 12 cm de resina catiônica Bio-Rad AG 50W-X8 200-400 *mesh* em meio aquoso. A solução homogênea, obtida anteriormente, foi eluída na coluna seguindo-se de etapas de limpeza que separam os elementos da matriz dos elementos terras-raras e do Sr. Para a eluição da amostra é adicionado 1 mL da solução obtida anteriormente e lavado o bulbo com 1 mL (3x) de HCl 2,5N. O Sr foi coletado com 8 mL de HCl 2,5N, após o descarte de 20 mL de HCl 2,5N. Posteriormente, foram descartados mais 3 mL de HCl 2,5N e coletado o grupo dos ETRs com 15 mL de HCl 6N. A coluna foi regenerada com mais 15-20 mL de HCl 6N e estocada em solução fracamente ácida.

3. Espectrometria e Precisão

O Sr foi analisado em um espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262, em modo estático, usando-se um sistema multicoletor. As amostras de fluorita foram depositadas em filamentos de Re com arranjo duplo. As precisões obtidas foram de 2σ para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.017\%$.

6.4. Resultados Obtidos

Dez amostras de fluoritas dos depósitos de Serra do Ramalho e Montalvânia foram analisadas para Sr. Os resultados das análises de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de fluoritas de Serra do Ramalho variam entre 0,70839 e 0,71248 (Tab. 3). A composição isotópica das fluoritas de Montalvânia são significativamente mais altas do que as de Serra do Ramalho, variando de 0,71498 a 0,72015 (Tab. 3).. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas encaixantes (calcários) são distintivamente menos radiogênicas do que os valores das fluoritas estando situadas em um estreito intervalo entre 0,70755 e 0,7089 (Tab. 4).

Tabela 3 – Dados de Isótopos de Sr nas fluoritas

Depósito	Amostra	Modo de Ocorrência	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 1\sigma)_r$
Campo Alegre	CA1	Disseminada	0,71078 ± 9
Morro Preto	SRVC 2	Brechas	0,71144 ± 7
Morro dos Porcos	SRVC 4	Brechas e Fraturas	0,71118 ± 9
Morro dos Porcos	SRVC 6	Brechas	0,71104 ± 13
Santo Antônio	SA2	Bolsões	0,70839 ± 6
Santo Antônio	MCM12	Bolsões	0,71248 ± 9
Montalvânia	<i>MJ1</i>	Lentiformes	0,71498 ± 6
Montalvânia	SR1	Lentiformes	0,71635 ± 12
Montalvânia	J3	Lentiformes	0,71693 ± 6
Montalvânia	MV3	Bolsões	0,72015 ± 10

Tabela 4 – Dados de Isótopos de Sr nos calcários encaixantes

da Mineralização (Fonte: Misi & Veizer, 1997)

Amostra	Profundidade	$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$
SR AM 1	1,50m	0,70767
SR AM 3	1,50m - 5,00m	0,70850
SR AM 78	205m - 210m	0,70830
SR AM 86	230m - 235m	0,70891
SR AM 104	285m - 290m	0,70850
SR AM 111	305m - 310m	0,70755

CAPÍTULO 7

DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

7. Discussão e Interpretação dos Resultados

7.1 . Posicionamento Estratigráfico e Forma das Mineralizações

As mineralizações de fluorita e sulfetos de Pb e Zn (subordinados) estão associados a uma mesma posição litoestratigráfica, ou seja, um horizonte dolomítico no contato C2/C3 (Miranda *et al.*, 1976) ou Sete Lagoas 2 e 3 (Conceição Filho *et al.*, 1998). O estudo petrográfico deste nível dolomitizado revelou tratar-se de dolarenitos e dololutitos intraclásticos oolíticos, apresentando evidências de exposição subárea, definindo o ápice do ciclo regressivo mais forte ocorrido durante a deposição do Bambuí nesta área.

A mineralização de fluorita tem despertado até hoje polêmicas quanto ao seu caráter singenético- diagenético ou epigenético.

7.1.1. – Origem singenética-diagenética

Cassedanne (1972), Beurlen (1973), Misi (1973) e Dardenne (1979) caracterizaram as mineralizações de Serra do Ramalho e Montalvânia como uma mineralização sinsedimentar a sindiagenética. Miranda *et al.* (1976) mostra alguns argumentos em favor da hipótese singenética na Serra do Ramalho, como fluorita em núcleo de oólitos isolados. A diagênese precoce é evidenciada por uma camada bem fina envolvendo o grão esférico da fluorita. Estes autores também observaram fluorita em estilótitos e agregados de fluorita envolvidos por calcário plasticamente deformados, sem indícios de esforços pós-diagenéticos, o que indicaria uma mineralização anterior ao endurecimento total da encaixante.

Beurlen (1973), ao mostrar em Montalvânia que os minerais minérios, ao invés de substituírem os minerais tardi-diagenéticos, como deveria ocorrer em caso da mineralização ser epigenética, são substituídos por estes, reforça a hipótese singenética. Para este autor, a não substituição da matriz esparítica ou micrítica dos intraclastos e a substituição do núcleo de oólitos destas rochas, não pode ser explicada por uma hipótese epigenética.

7.1.2. – Origem epigenética

Dardenne & Freitas-Silva (1999) observam que as mineralizações ocorrem ao longo da discontinuidade (C₂/C₃), ao longo da qual ocorre a migração de fluidos mineralizantes, dissolvendo e substituindo os dolomitos encaixantes. Segundo estes autores, ocorre uma silicificação que afeta os dolomitos no topo dos corpos de minério lenticulares. A fluorita aparece cimentando os fragmentos de dolomitos, que mostram uma parcial a completa silicificação. Estes dados, aliados com dados de inclusões fluidas (vide abaixo) e isótopos de Pb, levaram estes autores a caracterizar a mineralização de fluorita como epigenética-stratabound.

De acordo com os estudos petrográficos realizados em amostras coletadas em superfície nos depósitos de Campo Alegre, Morro dos Porcos e Morro Preto, pode-se observar que, veios preenchidos por calcita, quartzo e fluorita (manchas) substituem o dololuto; Observou-se também que grãos fluorita e quartzo substituem a parte central de oólitos e que a fluorita e o quartzo preenchem e substituem os carbonatos, principalmente em fraturas, sendo que fragmentos da rocha original ainda podem ser observadas no interior da fluorita. Observou-se também que a fluorita substitui nitidamente a dolomita, indicando que a mesma é posterior à formação do carbonato, ou seja, tardi-diagénética a epigenética.

A observação que a fluorita ocorre principalmente na forma de lentes, filões, bolsões e em fraturas irregulares reforçam a hipótese de mineralização epigenética hidrotermal. Nessa direção, Miranda *et al.* (1976) comenta sobre uma amostra encontrada de granito com fluorita na estrada Bom Jesus da Lapa – Riacho de Santana, o que poderia indicar uma mineralização em granitos não muito profunda, tendo em vista que a área cratônica estável Serra do Ramalho – Montalvânia, representa um alto paleogeográfico regional, onde a sedimentação Bambuí é reduzida com a seqüência carbonática repousando diretamente sobre o embasamento granito-gnáissico (Dardenne & Freitas-Silva, 1999). Com efeito, Pedrosa *et al.* (1994) afirmam que na área de Montalvânia os sedimentos não ultrapassam 400m de espessura.

Outra evidência de uma provável origem epigenética é indicada pelo fato das mineralizações conhecidas nas áreas de Serra do Ramalho e Montalvânia estejam controladas por três diferentes ‘trends’ regionais de falhamentos inversos, com direção N40-45W: Serra do Ramalho, Cocos-Montalvânia e Januária –Itacarambi (vide figuras 2 e 8 - Misi, 1999), mostrando um quase paralelismo com o rifte do Espinhaço. Estas

estruturas poderiam ser produto de reativações de antigas fraturas de extensão do embasamento, que se propagaram através da cobertura neoproterozóica.

Para a comprovação da hipótese epigenética a nível geológico, faltam indícios diretos como a ausência de atividade ígnea próxima. Entretanto, a partir de um mapa de anomalias Bouguer (Fig. 22), Misi (1999) revelou que nas regiões de Serra do Ramalho – Montalvânia, dentre outras, existem baixos de anomalias Bouguer (mínimos relativos abaixo de -65 mGal) com formatos ovalados ou circulares ocorrendo sob as coberturas proterozóicas, indicando provavelmente a presença de corpos graníticos ricos em urânio, provavelmente relacionados com o magmatismo alcalino do Evento Espinhaço, à exemplo do Complexo granítico de Lagoa Real. Deve-se salientar a correlação que existe entre estas anomalias e os lineamentos estruturais do embasamento reativados que cortam a cobertura (Fig. 22). A existência deste corpo granítico rico em urânio poderia gerar calor através de decaimento radioativo do urânio, funcionando como um “motor” para a ascensão dos fluidos mineralizantes.

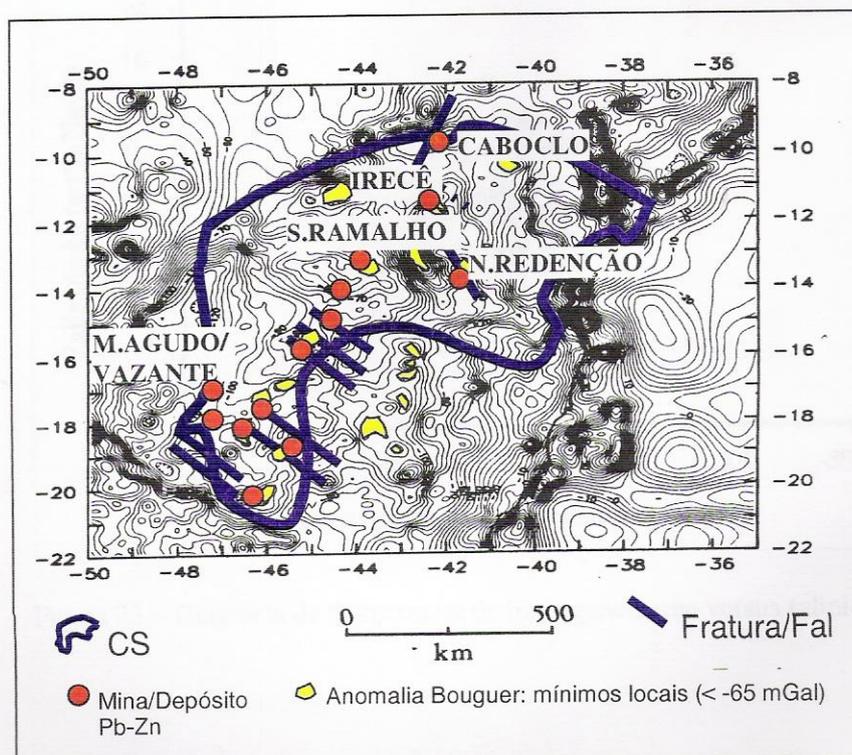


Figura 22 – Mapa de anomalia Bouguer. Fonte: Misi (1999)

7.2 . Estudo de Inclusões Fluidas

O diagrama da figura 23 mostra a relação entre a salinidade e a temperatura de homogeneização total das inclusões fluídas estudadas, onde cada ponto do diagrama representa uma inclusão. Observa-se no diagrama uma distribuição variada que não diferencia os grupos de inclusões fluídas, indicando uma certa inconsistência geral dos dados, apesar de que cerca de 73% dos mesmos encontram-se em um intervalo mais restrito, ou seja, de 6 a 14% eq.em peso de NaCl e, aproximadamente, de 150° a 225°C. A variação da distribuição é mais significativa em relação à temperatura de homogeneização (cerca de 200°C), o que pode traduzir problemas de “stretching” durante a repetição dos procedimentos de aquecimento de diferentes inclusões em uma mesma amostra.

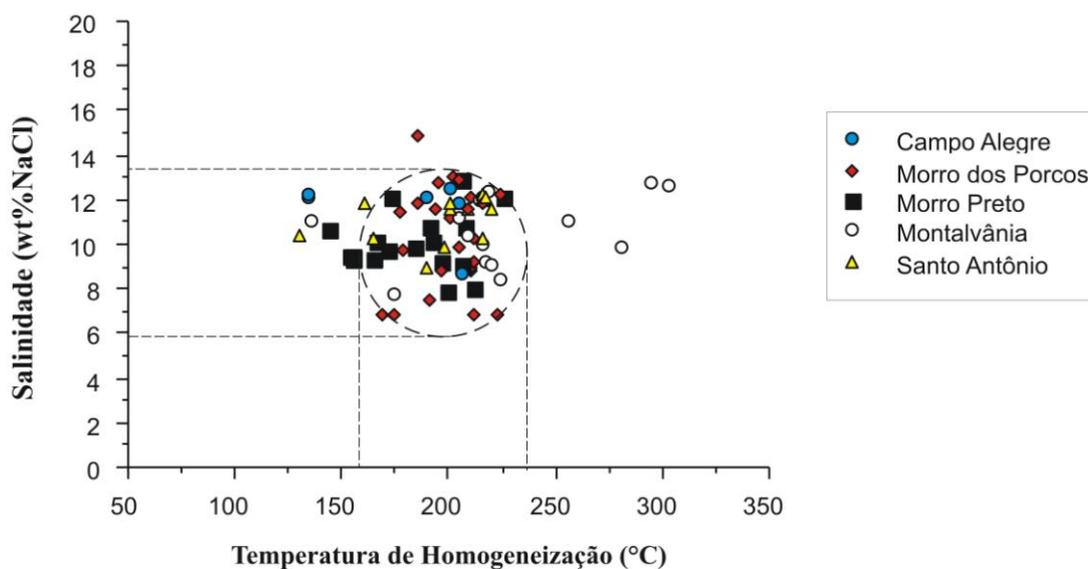


Figura 23 – Diagrama de temperatura de homogeneização versus salinidade.

O diagrama de distribuição de frequência mostra que os dados de temperatura de fusão do gelo para todos os depósitos estão compreendidos entre -12° e 0°C , sendo que a maioria dos valores encontram-se dispostos em um intervalo mais restrito de temperatura, i.e., entre -10° e -4°C , com a moda de $-8,5^{\circ}\text{C}$ (Fig. 24a), o que traduz uma salinidade em torno de 12,3 % equivalente em NaCl segundo a equação de Bodnar & Vityk (1994).

O diagrama de distribuição de frequência das temperaturas de homogeneização mostra que os valores de temperatura de homogeneização de todos os depósitos estudados estão compreendidos entre 100° e 325°C , sendo que a maioria dos dados encontram-se dispostos em um intervalo mais restrito de temperatura, i.e., entre 115° e 220°C com uma moda de $197,5^{\circ}\text{C}$, ocorrendo também uma pequena concentração de medidas entre 280° e 310°C (Fig. 24b).

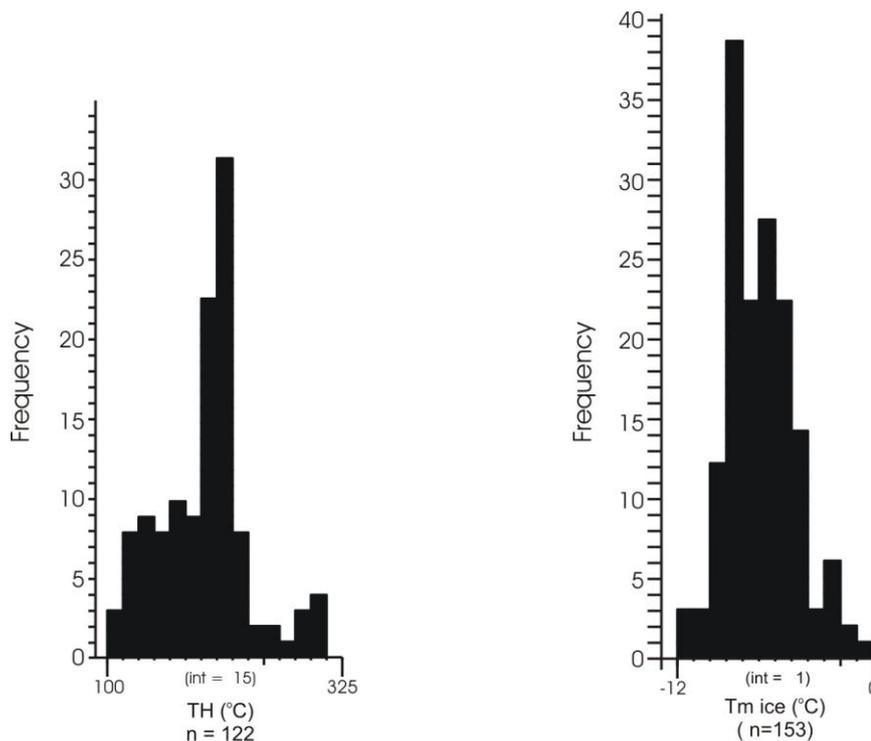


Figure 1 - Frequency histograms. A) Homogenization temperature data. B) Tm ice data.

Figura 24 – Histogramas dos dados totais de inclusões fluidas: (a) temperatura de fusão do gelo; (b) temperatura de homogeneização.

Considerando as salinidades e as temperaturas de homogeneização obtidas durante o nosso estudo e comparando com os dados de inclusões fluidas de vários depósitos do Brasil e do mundo (Fig. 25), os dados de Serra do Ramalho e Montalvânia se superpõem aos dados dos depósitos de fluorita de Coahuila, México, que, segundo Kesler(1977), estão espacialmente associados a riolitos ricos em flúor

Ainda segundo a figura 25, os dados de inclusões fluidas do distrito de Serra do Ramalho são claramente diferentes em relação aos depósitos tipo Mississippi Valley, onde os dados de salinidade variam de 20 a 30% equivalente em peso de NaCl e temperaturas de homogeneização variando de 70 a 150°C (Leach e Sangster, 1993; Lattanzi, 1994). Do mesmo modo, os dados de inclusões fluidas dos depósitos estratiformes do Vale do Ribeira e dos distritos filonianos de Santa Catarina e Rio Bonito, são bastante diferentes dos dados de Serra do Ramalho, tendo em vista principalmente os baixos valores de salinidade (< 5% equivalente em peso de NaCl). Com relação à Mina Milpo (Peru), os dados de inclusões fluidas mostrados na figura 25 indicam que trata-se de depósitos associados a magmatismo com altos valores de salinidade (> 30% equivalente em peso de NaCl) e temperaturas (entre 200° e 400°C).

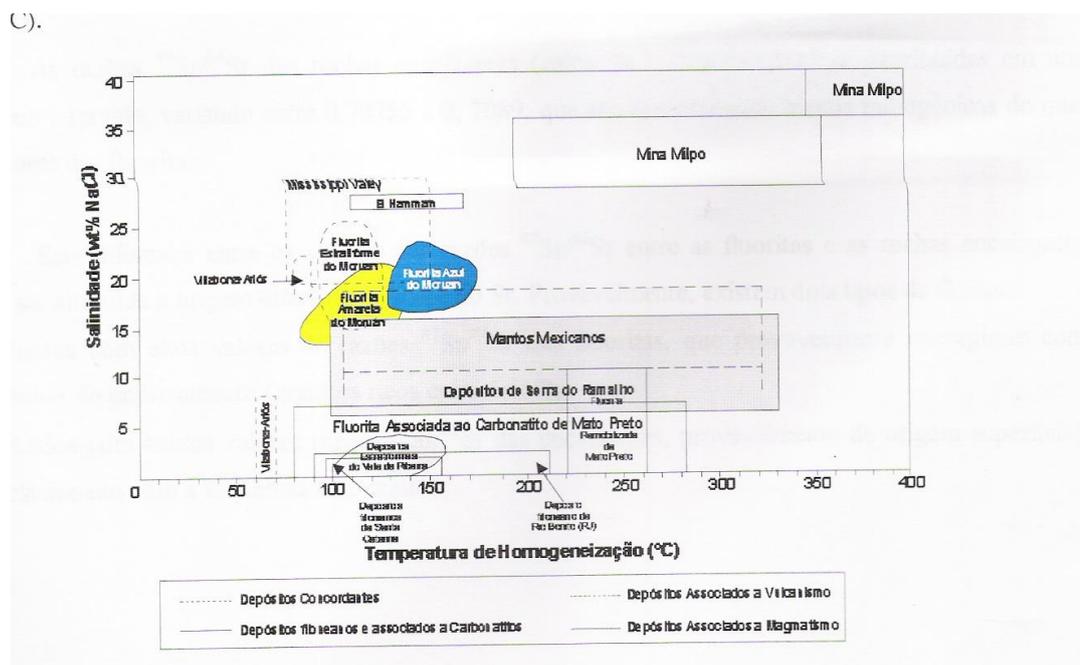


Figura 25 - Diagrama de temperatura de homogeneização versus salinidade mostrando a relação entre os dados de Serra do Ramalho e Montalvânia com os dados de depósitos de vários depósitos de fluorita do mundo.

Os nossos dados conflitam com os dados de inclusões de Dardenne & Freitas-Silva (1999) obtidos na mina do Fabião em Itacarambi, cujas salinidades observadas variou entre 15 a 30% em peso de NaCl e temperaturas de homogeneização entre 100° e 200°C, isto é, salinidades maiores e temperaturas de homogeneização ligeiramente menores. Segundo estes autores, esses dados podem caracterizar um depósito do tipo Mississippi Valey. Entretanto, os nossos dados não permitem caracterizar estes depósitos de fluorita como do tipo Mississippi Valey

7.2. Estudo de Isótopos de Estrôncio

Os resultados de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analisados em fluoritas dos corpos de minérios das regiões de Serra do Ramalho e Montalvânia variam entre 0,70839 e 0,71248 (vide tabela 3). A composição isotópica do estrôncio da fluorita de Montalvânia são significativamente mais elevadas do que aquelas da Fluorita da Serra do Ramalho, variando entre 0,71498 a 0,72015 (vide tabela 3).

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas encaixantes (calcários – Tab. 4) estão distribuídas em um pequeno intervalo, variando entre 0,70755 a 0,7089, que são distintamente menos radiogênicas do que os valores das fluoritas.

Esta diferença entre os valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre as fluoritas e as rochas encaixantes pode ser atribuída a origem diferente da fonte do Sr. Provavelmente, existem dois tipos de fluídos:

- Fluídos com altos valores de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das fluoritas, que provavelmente interagiram com rochas do embasamento (granitos ricos em urânio?);
- Fluídos com baixos valores razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das encaixantes, provavelmente de origem superficial, relacionado com a sequência carbonática.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

8. 0. Conclusões

Um modelo de evolução metalogenética é um conjunto de atributos comuns a um grupo de depósitos minerais do mesmo estilo. Desse modo, um modelo de um depósito mineral compreende informações sobre metalogênese, ambientes geológicos e tectônicos que são relacionadas entre si pela via dos processos que lhe deram origem.

Os pré-requisitos necessários para a formação dos depósitos minerais são:

- A fonte dos componentes sejam eles metálicos ou não metálicos;
- Os mecanismos de transporte dos componentes;
- Os mecanismos de deposição e precipitação da concentração mineral.

Os dados geológicos, petrográficos, de inclusões fluidas e de isotópicos levantados neste trabalho e dados disponíveis na literatura permitem propor uma hipótese à cerca da formação dos depósitos de fluorita das regiões de Serra do Ramalho (BA) e Montalvânia (MG). Para a formulação de uma hipótese genética para estes depósitos, os seguintes aspectos devem ser considerados:

- Natureza radiogênica dos isótopos de estrôncio nas fluoritas.
- Temperaturas relativamente altas dos fluídos mineralizantes (vide figura 24);
- Associação espacial dos depósitos (vide figuras 7a, 7b e 22) com falhas do embasamento reativadas;
- Controle estratigráfico das mineralizações;

8.1. Fonte da Fluorita

Os dados isotópicos de estrôncio para as fluoritas, discutidos no capítulo anterior, indicam uma forte influência do embasamento, situado logo abaixo dos depósitos. Os altos valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicam uma natureza radiogênica do

embasamento. Estes dados podem ser comprovados por dados isotópicos radiogênicos de Pb em galenas no Vale do São Francisco (Dardenne & Freitas Silva, 1999; Misi, 1999).

O relacionamento das anomalias Bouguer fortemente negativas -65mGal (vide figura 22) com corpos graníticos ricos em urânio (Sangster *et. al.* 1998), e com os altos valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das fluoritas, permite sugerir que essas rochas graníticas, que fariam parte do embasamento, sejam provavelmente a fonte do flúor.

8.2. Mecanismos de Transporte da Fluorita

8.2.1. Origem dos Fluidos

O estudo de inclusões fluidas realizado revelou temperaturas mínimas de aprisionamento em torno de 200°C e salinidades ao redor de 12% eq. em peso de NaCl. Estes valores de salinidades permitem descartar individualmente os tipos de fluidos representativos dos fluidos mineralizantes: magmáticos, metamórficos em rochas carbonáticas e águas conatas por serem altamente salinos ($< 20\%$ eq. em peso de NaCl) e por não ter nenhuma evidência de atividade ígnea na área e/ou metamorfismo, enquanto que as águas superficiais e do mar (salinidade em torno de 3,5 eq. em peso de NaCl) pela baixa salinidade. Entretanto, pode haver uma mistura de fluidos mais salinos com menos salinos, de modo que se tenha uma salinidade média encontrada nas inclusões.

Considerando a fluorita como um mineral epigenético, podemos descartar a água do mar como o polo menos salino, uma vez que ela estaria mais relacionada com a formação da seqüência carbonática. Dessa forma, poderíamos ter uma mistura de águas meteóricas e conatas, que se suficientemente aquecidas através de um sistema de convecção podem se tornar fluidos hidrotermais.

8.2.2. Fonte de Calor e Canais de Circulação dos Fluidos

Na ausência de magmatismo na área e a partir das estimativas de que a espessura da seqüência carbonática nesta região não ultrapassaria cerca de 400m um simples soterramento para se atingir temperaturas das obtidas no estudo de inclusões fluidas pode ser descartado. Desta forma, necessita-se de uma fonte de calor alternativa.

O calor radioativo liberado por plútons graníticos HHP, quando fraturados, gera calor necessário para a formação de correntes de convecção de magnitude suficiente para promover a circulação de fluidos na escala dos depósitos. Este fraturamento poderia estar relacionado à reativação de antigas falhas do embasamento, que serviriam de condutos para os fluidos descendentes (água conata + água meteórica) se aquecerem, lixiviar o flúor e ascenderem para o local de deposição.

Esses granitos retêm sua capacidade de produzir calor por longos períodos de tempo, até haver a sua liberação por meio de falhas e fraturas (Spirakis & Heyl, 1996; Sangster *et al.*, 1998). Dessa forma, pode-se explicar a razão de granitos de idades 1,8 Ga, relacionados provavelmente ao Evento Espinhaço, estarem relacionados a mineralizações de no máximo 800 Ma, como as de fluorita da bacia do São Francisco.

Entretanto outros fatores são igualmente importantes como a alta permeabilidade dos próprios granitos, o que propiciaria a circulação dos fluidos e lixiviação do F e do Sr radiogênio, e das seqüências sedimentares sobrepostas para permitir a circulação dos fluidos, assim como o fluxo lateral das salmouras basinais. Rochas capeantes com baixa permeabilidade (como a Formação Serra de Santa Helena) atuariam como uma cobertura isolante, fazendo com que o calor seja retido.

8.3. Mecanismos de Deposição da Fluorita

O comportamento geoquímico do flúor é controlado por duas propriedades principais, ou sejam, a sua grande reatividade e sua grande tendência de formar complexos estáveis em solução.

O comportamento do flúor em solução está essencialmente ligado à solubilidade da fluorita (Richardson & Holland, 1979). Evidências de estudos de inclusões fluidas em depósitos de fluoritas mostraram que soluções salinas (até 40% eq. em peso de NaCl) têm importante papel no transporte do flúor, notadamente em soluções de temperaturas entre 70 e 170°C. Estes autores mostraram que a solubilidade da fluorita em soluções de NaCl aumenta com o aumento da temperatura. A formação de complexos em temperaturas elevadas tais como o NaF^0 , Na_2F^0 , CaF^+ e MgF^+ são responsáveis por este aumento da solubilidade.

Entretanto, a solubilidade da fluorita diminui bastante na presença de cálcio na solução em baixas temperaturas. Desta forma, Richardson & Holland (1979) sugerem, baseados nos dados experimentais, que a fluorita é depositada tanto por decréscimo de temperatura e pressão, como por diluição através de misturas de fluidos ou mudança composicional, ou ainda por aumento de pH causada por interação dos fluidos mineralizantes com as rochas encaixantes.

Este último processo parece que foi o caso das mineralizações da Serra do Ramalho e Montalvânia, já que, conforme foi visto, elas apresentam estilos e feições texturais que sugerem um envolvimento de processos de substituição das rochas encaixantes carbonáticas, tais como camadas irregulares ou lentiformes, bolsões e manchas irregulares, brechas ricas em fluorita e fluorita filoniana (vide figuras 11, 12, 13 e Prancha 3). Esta variedade de formas e estilos texturais das mineralizações de fluoritas sugerem, portanto, que a mineralização é epigenética.

Dessa forma existe um conjunto de evidências geológicas, geofísicas, geotermométricas e isotópicas que permitem admitir um modelo de circulação de fluidos convectivos como representado na figura 26.

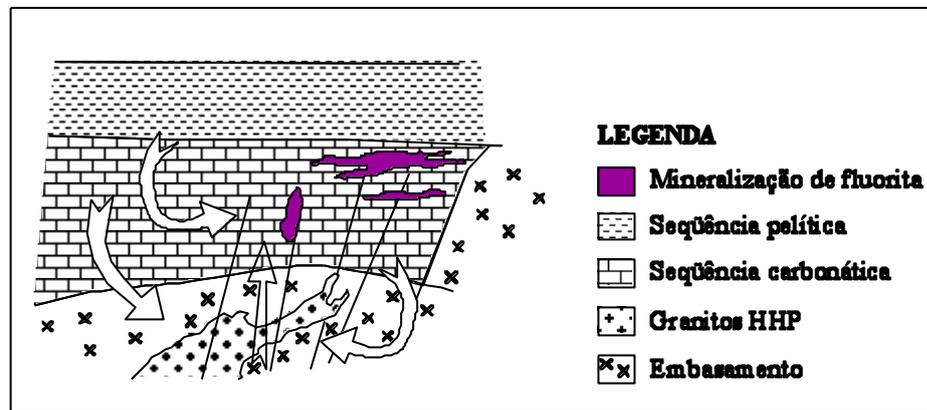


Figura 26 – Modelo Genético das mineralizações de fluorita para área de Serra do Ramalho e Montalvânia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

7. Referências Bibliográficas

- Alkimin, F.F.; Chemale Jr., F.; Endo, I. 1996. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Rev. Escolas de Minas de Ouro Preto*, **49(1)**: 22-38.
- Alvarenga, C. & Dardenne, M.A. 1978. Geologia dos grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos, Minas Gerais. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, **2**: 546-556
- Babinski, M; Van Schmus, W.R.; Chemale Jr, F.; Brito Neves, B.B.; Rocha, A.J.D. 1993. Idade isocrônica Pu-Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, Morro do Chapéu, Bahia. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, II Simpósio sobre o Cráton São Francisco, *Anais*, 160-163
- Bastos Neto, A.C. 1990. *Le district à fluorine de Santa Catarina: minéralisations et al.térations hydrothermales dans leur cadre géodynamique*. Université d'Orléans, Orléans (França). Tese de Doutorado, 420 p.
- Becker, F. E.; Valle, R.R & Coelho, C.E.S. 1997. Depósito de Fluorita de Tanguá, Itaboraí, Rio de Janeiro. In: C. Schobbenhaus, E.T. de Queiroz, & C.E.S. Coelho, (eds.) *Os Principais Depósitos Mineraiis do Brasil, V. 4B - Mineraiis e Rochas Indutriaiis*. Brasília, DNPM, 591-612.
- Beurlen H. 1973. Blei-zink-fluorit-vezungem in den karbonatgesteinen der Bambuí-Gruppe, Minas Gerais, Brasilien. *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, **H 31/32**: 117-143.
- Bodnar, R. J. & Bethke, P.M. 1984. Systematics of stretching of fluid inclusions: fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. *Econ. Geology*, **79**: 141-161
- Bodnar, R. J. & Vityk, M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. 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", 117-130.
- Branco, J.J.R. & Costa, M.T. 1961. Roteiro da excursão de Belo Horizonte – Brasília, In: SBG, Congr. Bras. Geol., 14, Belo Horizonte, Publicação UFMG, **15**: 9-25.
- Cassedanne, J.P. 1972. *Les gîtes de Plomb et Zinc du Brésil et leur répartition linéamentaire*. Université de Clermont-Ferrand, Clermont-Ferrand (França). Tese de Doutorado de Estado, 336p.
- Coelho, C.E.S. 1987. *Contribuição ao estudo da gênese das mineralizações de fluorita do distrito de Tanguá (Itaboraí, RJ)*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 192p.
- Conceição Filho V.M.; Monteiro, M.D; Rangel, P.de A.; Garrido, I.A.A. 1998. Projeto Bacia do São Francisco. Salvador, SICM-CBPM, 42P.
- Cordani U.G.; Iyer, S.S.; Taylor, P.N.; Kawashita, K.; Sato, K.; McCreath, I. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr and K-Ar systematics of the Lagoa real uranium province(South-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5 – 1.0 Ga). *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **5(1)**: 33-46

- Costa, L.A.M. & Inda, H.A. 1982. OP aulacógeno do Espinhaço. *Ciências da Terra*, **2**: 13-18
- Danderfer Filho, A. 1990. Análise estrutural descritiva e cinemática do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina, BA. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 119p.
- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, 2: 597 –610.
- Dardenne, M.A. 1979. *Les minéralisations de plomb-zinc-fluor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central*. Universidade de Paris VI, Paris (França), Tese de Doutorado de Estado, 251p.
- Dardenne, M.A. & TOURAY, J.C. 1988. La fluorine du Brésil. Gisements filoniens traditionnels et nouveaux types de minéralisations. *Chron. Rech. Min.*, **490**: 35-46.
- Dardenne, M.A.; Rochi, L.H.; Bastos Neto, A.C.; Touray, J-C. 1997. Geologia da Fluorita. In: C. Schobbenhaus, E.T. de Queiroz, & C.E.S. Coelho, (eds.) *Os Principais Depósitos Minerais do Brasil, V. 4B - Minerais e Rochas Industriais*. Brasília, DNPM, 479-508
- Dardenne, M.A. & Freitas-Silva, F.H. 1998. Depósitos Pb-Zn-F-Ba do Supergrupo São Francisco. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*: 133
- Dardenne, M.A. & Freitas-Silva, F.H. 1999. Pb-Zn ore deposits of Bambuí and Vazante groups, in São Francisco Craton and Brasília Fold Belt. In: M.G. da Silva, & A. Misi (eds.) *Base Metal Deposits of Brazil*, Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, 75-83.
- Dominguez, J.M.L. 1996. As Coberturas Plataformais do Proterozóico Médio e Superior. In: Barbosa, J.S.F. & Dominguez, J.M.L. (eds.) *Geologia da Bahia, Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia ao milionésimo*. Salvador, SICM/SGM, 105-125
- Fagundes, P.R. 1982. *Gênese e controle da jazida de fluorita de Sete Barras, Adrianópolis, Paraná*. Inst. De Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 83p.
- Franca Rocha, W.J.S.F. & Misi, A. 1993. Estilo tectônico associado às mineralizações do tipo SEDEX nas coberturas do Proterozóico Médio do Cráton do São Francisco. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, II Simpósio sobre o Cráton São Francisco, *Anais*, 340-343.
- Golstein, R.H. & Reynolds, T.J. 1994. *Systematis of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals*. SEPM Short Course 31, 199p.
- Golstein, R.H. 2001. Fluid Inclusions in Sedimentary and Diagenetic Systems. *Lithos*, **55**: 159-193
- Jenkins II, R.E. 1987. Geology of the Clugger fluorite deposit, Mato Preto, Paraná, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **17(3)**: 288-294.
- Kesler, S.E. 1977. Geochemistry of Manto Fluorite deposits, Northern Coahuila, Mexico. *Econ. Geology*, **72**: 204-218
- Kyle, J.R. & Misi, A. 1997. Origin of Zn-Pb-Ag sulfide deposits within Upper Proterozoic phosphate-rich carbonate strata, Irecê basin, Bahia, Brazil. *International Geology Review*, 39: 383-399

- Lagoeiro, L.E. (1990). Estudo da deformação nas seqüências carbonáticas do Grupo Una na região de Irecê, BA. . Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 105p.
- Lattanzi, P. 1994. Fluids in Ore Deposits: Evidence from and Application of Fluid Inclusions. . 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" 297-308.
- Lawler, J.P.& Crawford, M.L. 1983. Stretching of fluid inclusions resulting from a low-temperature microthermometric technique. *Econ. Geology*, **78**: 527-529.
- Leach, D.L. & Sangster, D.F. 1993. Mississippi Valley-type Lead-Zinc deposits. In: Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I. and Duke, J.M. (eds.), *Mineral Deposits Modeling, Geological Association of Canada, Special Paper*, **40**: 289-314.
- Lopes O.P. 1979. *Minéralisations en plomb, zinc et fluorine encaissées dans le Groupe Bambuí du Protérozoïque Supérieur de la région d'Itacarambi (Minas Gerais, Brésil)*. Université de Paris VI, Paris, Tese de Doutorado III^{ème} Cycle, 190p.
- Machado, N; Schrank, A.; Abreu, F.R.; Knauer, L.G.; Abreu, P.A.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, V Simpósio de Geologia de Minas Gerais, *Anais*, 171-174.
- Madalosso, A. 1979. *Stratigraphy and sedimentation of the Bambuí Group in Paracatu region, Minas Gerais, Brazil*. Univ. of Missouri(USA), Master of Art Thesis 127p.
- Miranda, L. L. F. de; Monteiro, M.M.; Cavalcanti, J.C.C.; Valle, C.R.O, Silva, J.G. 1976. *Projeto Fluorita da Serra do Ramalho*. Salvador, SME-CBPM., v.1, 120p.
- Miranda, L. L. F. de & Silva, J.G. 1978. da. Estratigrafia e mineralizações do Grupo Bambuí na Serra do Ramalho. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, **6**: 2534-47.
- Miranda, L.L.F. de 1998. Depósitos de Fluorita da Serra do Ramalho. In: C. Schobbenhaus, E.T. de Queiroz, & C.E.S. Coelho, (eds.) *Os Principais Depósitos Minerais do Brasil, V. 4B - Minerais e Rochas Industriais*. Brasília, DNPM, 613-627
- Misi, A. 1973. As mineralizações de chumbo-zinco-flúor-bário do vale do rio Jacaré (BA) e seu contexto geológico. Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese para concurso de Professor Assistente, 57 p.
- Misi, A. 1976. *As seqüências Bambuí no Estado da Bahia e as mineralizações de chumbo e zinco associadas*. Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese Livre Docência, 80 p.
- Misi, A. 1978. Ciclos de sedimentação e mineralizações de chumbo-zinco nas seqüências Bambuí (Supergrupo São Francisco). In: In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, **6**: 2548-55.
- Misi, A. 1979. O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, Salvador, SME/CPM, 120-154, (Série Textos Básicos, 1)
- Misi, A. & SILVA, M.G. 1996. *Chapada Diamantina Oriental - Bahia: Geologia e Depósitos Minerais*. Salvador, SICT/UFBA/SGM., 194p, (Série Roteiros Geológicos)
- Misi, A. & Veizer, J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil: Chemostratigraphy age and correlations. *Precambrian Research*, **89**: 87-100

- Misi, A.; Iyer, S.S.; Tassinari, C.G.C.; Kyle, R.J.; Coelho, C.E.S.; Franca-Rocha, W.J.S.; Gomes, A.S.R., Cunha, I. A.; & Carvalho, I.G. 1999. Geological and Isotopic Constraints on the Metallogenic Evolution of the Proterozoic Sediment-Hosted Pb-Zn(Ag) Deposits of Brazil. *Gondwana Research*, **2(1)**: 47 – 65.
- Misi, A. 1999. Um Modelo de Evolução metalogenética para os depósitos de zinco e chumbo hospedados em sedimentos proterozóicos de cobertura do Cráton do São Francisco (Bahia e Minas Gerais). Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Professor Titular, 151p.
- Monteiro, M. D & Conceição Filho, V. M. 1998. Caracterização Evolutiva da Bacia do São Francisco e suas correlações com a bacia de Irecê. In SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*: 6
- Parenti Couto, J.G., Teixeira, W.; Cordani, U.G. 1983. Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do Cráton do São Francisco, com base em datações K/Ar em rochas básicas. . In: SBG/Núcleo Minas Gerais, II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, *Anais*, 38-49
- Pedrosa Soares, A.C; Noce, C.M.; Vidal, P.; Monteiro, R.L.B.P.; Leonardos, O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Upper Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa) Belt. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **6(1/2)**: 33-47
- Pedrosa-Soares, A.C; Dardenne, M.A; Hasui, Y; Castro, F.D.C de; Carvalho, M.V.A. 1994. Nota Explicativa dos mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais. SEME/COMIG., 97p.
- Robertson, J.R. 1963. Geology of the lead-zinc deposits in the município de Januária, state of Minas Gerais, Brazil. *United States Geological Survey Bull.*, 1110B, 110p.
- Roedder, E. 1984. *Fluid Inclusions*. Paul H Ribbe (ed.). Rev Mineralogy 12. Mineralogical Society of America, 646p.
- Ronchi, L.H. 1986. *Evolução e gequímica do depósito de fluorita de Volta Grande*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de mestrado, 133p.
- Ronchi, L.H. 1993 *Contribution à la connaissance de la ceinture à fluorine du "Vale do Ribeira" (PR-SP) Brésil: étude géologique, mineralogique et géochimique*. Université d'Orléans, Orléans (França), Tese de Doutorado, 293p.
- Santos, R. 1988. *Geologia e Geoquímica do Depósito de Fluorita do Complexo Alcalino Carbonatítico de Mato Preto - Paraná*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de mestrado, ???p
- Savi, C.N. 1980. *Gênese e controle das mineralizações de fluorita da região de Criciúma, SC*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de mestrado, 112 p..
- Teixeira, W. 1992. Contribuição ao conhecimento geocronológico do Cráton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 172p.
- Thomaz Filho, A.; Kawashita, K.; Cordani, U.G. 1998. A origem do Grupo Bambuí no contexto da evolução geotectônica e de idades radiométricas. *An. Acad. Bras. Ciências*, **70(3)**: 527-548

ANEXOS

DADOS MICROTERMOMÉTRICOS

Depósito de Santo Antônio				
Amostra	Inclusão	Tfg(°C)	Wt%NaCl	TH(°C)
2	1	-8,35	12,113	173,3
2	2	-5,28	8,21	137
2	3	-4,89	7,663	256,1
2	4	-5,78	8,893	189,3
2	5	-8,15	11,879	201
2	6	-7,85	11,524	219,8
2	7	-6,47	9,805	198,5
2	8	-8,15	11,879	-
2	9	-7,36	10,929	-
2	10	-9,04	12,9	-
5	1	-4,49	7,091	229
5	2	-8,15	11,879	160,9
5	3	-8,3	12,055	217
5	4	-8,25	11,997	217
5	5	-3,2	5,166	229,6
MCM1	1	-6,96	10,431	130,6
MCM1	2	-6,07	9,281	164,8
MCM1	3	-6,86	10,305	164,8
MCM1	4	-7,95	11,643	209
MCM1	5	-7,95	11,643	200,4

MCM1	6	-2,51	4,09	107,4
MCM1	7	-6,86	10,305	215,7
MCM1	8	-2,71	4,405	146
MCM1	9	-8,45	12,229	216,5
Depósito de Campo Alegre				
Amostra	Inclusão	Tfg(°C)	Wt%NaCl	TH(°C)
CA1	1	-8,35	12,113	134,5
CA1	2	-6,17	9,413	113,8
CA1	3	-8,45	12,229	134,5
CA1	4	-10,42	14,385	118,8
CA1	5	-11,61	15,58	118,9
CA1	6	-8,94	12,788	117,4
CA1	7	-8,35	12,113	189,2
CA1	8	-5,58	8,622	202,2
CA1	9	-5,58	8,622	203,5
CA1	10	-5,58	8,622	205,7
CA1	11	-8,64	12,448	201,3
CA1	12	-8,14	11,868	204,6
DEPÓSITO DE MONTALVÂNIA				
Amostra	Inclusão	Tfg(°C)	Wt%NaCl	TH(°C)
SR1M	2	-5,68	9	-
SR1M	3	-7,46	11,052	135,4
SR1M	4	-6,47	9,805	281,2
SR1M	5	-8,94	12,788	294,5
SR1M	6	-8,94	12,788	302,7
SR1M	7	-4,98	7,79	174,8

SR1M	8	-7,46	11,052	256,1
J3	1	-5,48	8,485	223,6
J3	2	-5,87	9,014	220,4
J3	3	-6,67	10,062	215,3
J3	4	-5,97	9,148	216,7
J3	5	-7,56	11,174	205,5
J3	6	-6,47	9,805	-
J3	7	-6,96	10,431	-
J3	8	-10,03	13,977	216,4
J3	9	-7,95	11,643	220,4
J3	10	-6,96	10,431	201,3
J3	11	-6,86	10,305	201,3
J3	12	-9,93	13,871	196,5
J3	13	-7,36	10,929	209,7
J3	14	-4,89	7,663	248
J3	15	-7,75	11,404	219,8
J3	16	-8,35	12,113	215,4
J3	17	-8,25	11,997	214,3
J3	18	-8,55	12,345	218,7
J3	19	-8,35	12,113	215,4
J3	21	-6,89	10,342	209,6
Depósito de Morro Preto				
Amostra	Inclusão	Tfg(°C)	Wt%NaCl	TH(°C)
SRV1M	1	-6,17	9,413	154,4
SRV1M	2	-6,17	9,413	153,2
SRV1M	3	-6,07	9,281	164,5

SRV1M	4	-6,37	9,675	171,2
SRV1M	5	-6,07	9,281	155
SRV1M	6	-6,07	9,281	155
SRV1M	7	-7,26	10,805	143,3
SRV1M	8	-7,16	10,681	143,7
SRV1M	9	-7,26	10,805	191,2
SRV1M	10	-9,04	12,9	205,8
SRV1M	11	-8,35	12,113	173,5
SRV1M	12	-9,04	12,9	205,8
SRV1M	13	-6,57	9,934	184,1
SRV1M	14	-6,86	10,305	143
SRV1M	15	-4,98	7,79	105,9
SRV1M	16	-5,38	8,348	135
SRVC3A	1	-5,87	9,014	206,9
SRVC3A	2	-5,18	8,071	211,1
SRVC3A	3	-4,98	7,79	199,3
SRVC3A	4	-6,76	10,177	191,9
SRVC3A	5	-8,35	12,113	225,9
SRVC3A	6	-5,97	9,148	196,6
SRVC3A	7	-6,76	10,177	166,8
SRVC3A	8	-4,89	7,663	285
SRVC3A	9	-5,87	9,014	271,4
SRVC3A	10	-7,16	10,681	150
SRVC3A	11	-7,26	10,805	207
Depósito de Morro dos Porcos				
Amostra	Inclusão	Tfg(°C)	Wt%NaCl	TH(°C)

SRVC6	1	-5,87	9,014	62,3
SRVC6	2	-8,05	11,761	127,4
SRVC6	3	-4,39	7	123,2
SRVC6	4	-5,18	8,071	148,4
SRVC6	5	-5,38	8,348	148,4
SRVC6	6	-2,81	4,563	-
SRVC6	7	-2,12	3,47	-
SRVC6	8	-2,12	3,47	-
SRVC6	9	-2,61	4,248	-
SRVC6	10	-3,5	5,624	-
SRVC6	11	-4,39	6,946	-
SRVC6	12	-7,56	11,174	200,2
SRVC6	13	-8,45	12,229	224,1
SRVC6	14	-3,9	6,225	-
SRVC6	15	-4,29	6,8	175
SRVC6	16	-4,29	6,8	211,7
SRVC6	17	-4,29	6,8	223,5
SRVC6	18	-8,37	12,137	-
SRVC4	1	-9,04	12,9	204,7
SRVC4	2	-8,94	12,788	195,6
SRVC4	3	-8,84	12,675	305
SRVC4	4	-9,14	13,011	201,5
SRVC4	5	-7,95	11,643	209,1
SRVC4	6	-7,85	11,524	194,3
SRVC4	7	-8,96	12,81	204,7
SRVC4	8	-4,79	7,521	190,8

SRVC4	9	-9,04	12,9	-
SRVC4	10	-8,35	12,113	-
SRVC4	11	-7,46	11,052	-
SRVC4	12	-9,44	13,342	-
SRVC4	13	-9,63	13,549	-
SRVC4	14	-8,45	12,229	-
SRVC4	15	-9,04	12,9	-
SRVC4	16	-8,55	12.345	-
SRVC4	17	-8,84	12,675	117,5
SRVC4	18	-8,45	12,229	126
SRVC4	19	-8,15	11,879	215,5
SRVC4	20	-8,35	12,113	210,2
SRVC4	21	-8,55	12,345	-
SRVC4	22	-6	9,188	211,1
SRVC4	23	-5,68	8,69	196,6
SRVC4	24	-9,14	13,011	238,4
SRVC4	25	-7,56	11,174	302
SRVC4	26	-8,05	11,761	204
SRVC4	27	-7,2	10,731	302
SRVC4	28	-10,92	14,896	185,4
SRVC4	29	-11,91	15,87	186
SRVC4	30	-6,86	10,305	211,7
SRVC4	31	-5,78	8,893	210,5
SRVC4	32	-5,68	8,771	210,4
SRVC4	33	-4,29	6,8	169,3
SRVC4	34	-8,94	12,788	-

SRVC4	35	-8,74	12,562	-
SRVC4	36	-6,47	9,805	-
SRVC4	37	-9,24	13,122	-
SRVC4	38	-6,57	9,934	204,6
SRVC4	39	-5,11	7,973	213,7
SRVC4	40	-11,41	15,374	-
SRVC4	41	-8,15	11,879	185,5
SRVC4	42	-7,75	11,404	177,7
SRVC4	43	-6,39	9,701	178,5

