

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL ORIENTADOR: PROF. DR. AROLDO MISI DOUTORANDA: ADRIANA SANCHES ROCHA GOMES



TESE DE DOUTORADO

Modelagem Metalogenética das Mineralizações de Pb-Zn Hospedadas em Carbonatos Neoproterozóicos de Irecê (BA), Serra do Ramalho (BA) e Montalvânia (MG)

ADRIANA SANCHES ROCHA GOMES

Modelagem Metalogenética das Mineralizações de Pb-Zn Hospedadas em Carbonatos Neoproterozóicos de Irecê (BA), Serra do Ramalho (BA) e Montalvânia (MG).

> por Adriana Sanches Rocha GOMES Geóloga (Universidade Federal da Bahia), 1994 Mestre em Geologia (Universidade Federal da Bahia), 1998

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

GEOLOGIA

à

Câmara de Ensino de Pesquisa e Pós-Graduação da Universidade Federal da Bahia

COMISSÃO EXAMINADORA:

_____Dr. Aroldo Misi – Orientador / UFBA _____Dra. Marly Babinski / USP _____Dr. João Batista Guimarães Teixeira / UFBA _____Dr. Washington de Jesus Sant'Anna da Franca Rocha / UEFS _____Dr. Carlos Eduardo Silva Coelho / PETROBRAS

Data da aprovação: __/__/__

Grau conferido em:__/__/__

RESUMO

O Cráton do São Francisco abriga diversos pequenos depósitos de chumbo e zinco, associados aos Grupos Una e Bambuí, pertencentes ao Supergrupo homônimo. Posicionados neste contexto encontram-se os depósitos de Irecê (BA), Serra do Ramalho (BA) e Montalvânia (MG), todos encaixados em sedimentos carbonáticos neoproterozóicos. Diversas características, são comuns a esses depósitos. As rochas hospedeiras das mineralizações são dolarenitos, normalmente silicificados, posicionadas numa seqüência regressiva em fácies evaporíticas de águas rasas, caracterizando a presença de um controle litológico do minério.

O minério sulfetado é constituído predominantemente por galena, esfalerita e pirita, com quantidades variáveis entre os depósitos, ocorrendo principalmente de forma disseminada, em bolsões e veios, cujos minerais de ganga são essencialmente dolomita, calcita, quartzo e barita, caracterizados como tipo *stratabound*, tardi-diagenética a epigenética, e também sin-sedimentar em Irecê.

O controle estrutural, decorrente da reativação de antigas falhas e fraturas NW-SE do embasamento durante e após a sedimentação da bacia (evento Brasiliano/Panafricano) foi responsável pela circulação dos fluidos hidrotermais através de um extenso sistema hidrodinâmico em diferentes tempos durante o soterramento das unidades permeáveis, gerando dolomitização, silicificação, dissolução/colapso e mineralização nas rochas encaixantes.

Todas as áreas estudadas apresentam temperaturas moderadas e mesma composição dos fluidos (sistema NaCl-CaCl₂-H₂O) com salinidades baixas a moderadas, indicando que os fluidos mineralizantes possuiam capacidades similares de lixiviação e transporte dos metais, sendo portanto a fonte dos metais e a tectônica da bacia os fatores diferenciais na formação do minério em cada depósito.

As assinaturas isotópicas de chumbo determinadas em cada área são muito distintas, porém homogêneas, indicando uma consistência com a origem em uma única fonte para cada depósito ou com múltiplas fontes bem homogeneizadas, com exceção de Irecê (IL) que possui baixa homogeneidade, associada provavelmente a uma mistura de fontes. O elevado caráter radiogênico das razões isotópicas de Pb nos depósitos estudados fornecem idades futuras para as mineralizações e idades Arqueana/Paleoproterozóica para fonte em Serra do Ramalho e Irecê respectivamente, obtidas através de isócronas secundárias. Em Montalvânia, apesar de detectados valores menos radiogênicos do chumbo não foi possível a obtenção de espalhamento suficiente para gerar uma isócrona, o que pode refletir (i) uma fonte em rochas do embasamento menos radiogênica, inclusive com contribuição de chumbo ligado mais fortemente à estrutura do mineral hospedeiro, lixiviado devido a um maior tempo de interação fluido-rocha, ou (ii) uma mistura com chumbo menos radiogênico proveniente de sedimentos sobrejacentes às rochas do embasamento.

A distribuição geográfica das razões isotópicas de Pb obtidas nas áreas estudadas dentro das Bacias São Francisco (Montalvânia Serra do Ramalho / MZ \rightarrow CA \rightarrow LBX) e Irecê (MG \rightarrow IL), mostra uma tendência de enriquecimento radiogênico no sentido de sul para norte. Essa distribuição corrobora a indicação de diferentes rochas-fonte ou mistura de fontes, assim como a presença de rochas-fonte mais antigas ao sul das bacias. Entretanto, a linearidade das razões de ^{206/207}Pb sugere uma mistura de fontes para os depósitos estudados.

Quando se correlacionam as assinaturas isotópicas de enxofre, com as razões isotópicas de Pb obtidas nas galenas de cada depósito estudado, nota-se uma relação inversa, caracterizada por duas tendências em que: (1) razões isotópicas de chumbo geralmente mais altas são mais variáveis que as de enxofre, que possuem assinaturas mais pesadas, e (2) razões isotópicas de chumbo menos radiogênicas possuem um menor espalhamento e relaciona-se com razões isotópicas de enxofre mais leves e relativamente mais dispersas. Esses *trends* exibem ainda uma diferença entre os valores máximos e mínimos das razões isotópicas de enxofre iguais e da ordem de 13‰ CDT, sugerindo uma relação comum entre suas fontes e entre as condições químicas de formação dos sulfetos. Além disso, o *trend* que possui menor variação de Pb que enxofre vincula-se a depósitos com valores modais de salinidades e temperaturas mais elevados, os quais possuem condição mais efetiva para lixiviação e transporte de metais, inclusive em minerais com razões mais baixas de Pb. A relação inversa entre S e Pb nos diferentes depósitos sugere que uma pequena parte do enxofre foi transportada junto com os metais, e a influência de um evento mineralizador de grande escala regulado pelo efeito da tectônica global atuante nas bacias, guardando as particularidades inerentes a cada ambiente de deposição.

As assinaturas isotópicas de enxofre de sulfetos e sulfatos em Serra do Ramalho-Montalvânia mostram-se homogêneas e altamente positivas indicando a água do mar em ambiente restrito como fonte do enxofre. As temperaturas moderadas encontradas indicam a redução termoquímica como processo de redução do sulfato.

A determinação da causa do movimento dos fluidos mineralizantes, embora exija ainda mais estudos é sugerida nesse trabalho como sendo resultante possivelmente, do soterramento de rochas permeáveis afetadas por uma tectônica extensional em um período onde o grau geotérmico da Terra era mais elevado (~50°C/km), sendo capaz de propiciar a movimentação de um extensivo sistema hidrodinâmico, no qual a migração dos fluidos (aquecidos e salinizados) em larga escala foram fundamentais nos processos de dolomitização, silicificação, dissolução hidrotermal e mineralização.

ABSTRACT

The São Francisco Craton contains many small zinc and lead deposits, related to Una and Bambuí Groups belonging to the Bambuí Supergroup. In this context occur the neoproterozoic carbonate-hosted Irecê (BA), Serra do Ramalho (BA) and Montalvânia (MG) deposits, which share many characteristics. The host rocks are silicified dolarenite, placed in a shallow marine regressive sequence in the evaporitic facies, typifying a lithologic control of the ore.

The sulfide mineralization is predominantly formed by galena, sphalerite and pyrite, with variable amounts among the deposits. They occur mainly in disseminated and veins form, within gangue minerals formed by dolomite, calcite, quartz and barite, characterized as stratabound late-diagenetic to epigenetic type. In Irecê, they are synsedimentary.

The structural control is due to reactivated basement NW-SE ancient faults and fractures, during and after basin sedimentation (Pan African-Brasiliano Tectonic Cycle). It is responsible for circulation of hydrothermal fluids through a huge hydrodynamic system in different times during the burial of the permeable units, developing the dolomitization, silicification, dissolution/collapse and mineralization processes of the host rocks.

In all the studied areas, moderate temperatures and similar fluid compositions (NaCl-CaCl₂-H₂O system) with low to moderate salinities were recorded, suggesting that the mineralized fluids of each studied area show similar potential of leaching and transportation of metals reflecting the metal source and the basin tectonics as differential factors in ore formation for each deposit.

The lead isotopic data collected are very different in individual studied area, but in general they are homogeneous, suggesting a single source for individual deposit or multiple homogeneous sources, except Irecê (IL), which has low homogeneity, possibly associated with a source mixture. The high radiogenic character of the Pb isotopic ratios in the studies deposits provide future ages for the mineralization and Archean/Paleoproterozoic age for source in Serra do Ramalho and Irecê deposits, obtained by secondary isochrons. The lower Pb radiogenic values in Montalvânia were not sufficient to obtain dispersion for producing isochrons. This can be caused by (i) less radiogenic basement rocks with lead contribution from the mineral host structure, leached due to the long time of fluid-rock interaction, or (ii) mixture with less radiogenic lead derived from the overlaying sediments.

The geographic distribution of Pb isotopic ratios obtained in the studied areas within São Francisco Basin (Montalvânia \rightarrow Serra do Ramalho / Zezinho Mine \rightarrow Campo Alegre \rightarrow Lajeado de Baixo) and Irecê (MG \rightarrow IL) display a enrichment of light isotopes (³²S) from south to north characterizing a trend. This distribution agrees with the different source-rocks or source-mixture, as well as old source-rock situated at the south of the basins. However, the linearity of the ^{206/207}Pb ratios suggests a source of mixture from the studied deposits.

When one correlates the sulfur isotopic signatures, with the Pb isotopic ratios obtained in galenas of individual deposits it is observed an inverse relationship, characterized by two trends: (1) lead isotopic ratios, general higher and

more variable than the sulfur isotopic ratios, which have heavier signatures (2) lead isotopic ratios less radiogenic show a minor spreading and are related with sulfur isotopic ratios lighter and relatively more dispersed. These trends also display a coincident difference between the maximum and minimum of sulfur values in the order of 13‰ CDT, suggesting a common relationship among their sources and the chemical conditions of sulfide formation. Moreover, the trend that shows less lead variation than sulfur is related to deposits with high salinities and temperatures, which would have elevated capability to leach and transport, including minerals with lower Pb ratios. The inverse relationship between S and Pb in the different deposits suggests that a small part of the sulfur was transported together with metals, and the influence for the mineralization event of large scale controlled by global tectonic effect in the basins, preserving the particularities of each deposition environment.

The sulfur isotopic signatures of sulfides and sulfates in Serra do Ramalho-Montalvânia areas are homogeneous and highly positive indicating sea water in restricted environments for sulfur source. The moderate temperatures suggest a thermochemical reduction as the formation process of sulfate.

The driving-force of the hydrothermal fluids involved in mineralization has been yet subject of considerable debate. However, the collect data of this study suggests that the burial of permeable sequences affected by extensional tectonic during a period of higher geothermal gradient (~50°C/km), was able to put in movement a large hydrodynamic system, where a warm and saline fluid migration in a huge scale were very important in the dolomitization, silicification, hydrothermal dissolution and mineralization processes.

AGRADECIMENTOS

Ao longo da profissão escolhida tive o privilégio de encontrar amigos e colegas, que a qualquer momento não hesitaram em oferecer ajuda. Os momentos difíceis foram muitos, mas o carinho, a compreensão, e a solidariedade, foram de fundamental importância para a manutenção do meu equilíbrio e para a execução deste trabalho.

Ao meu marido e filho, Neto e Yago, agradeço pela paciência e compreensão nos períodos de ausência, e ao carinho e amor dedicado a cada dia.

A minha mãe Valdete, exemplo de vida, força e perseverança atributos fundamentais para a execução desse trabalho; a minha irmã e amiga Dedea pelo amor, estímulo e auxílio em todos os momentos; a meus irmãos Ângela e Marcelo, e minha filha de coração Thainá que foi um bálsamo em muitos momentos. A meu pai biológico Hans e a meu pai espiritual João Popó, que mesmo no céu manda suas bênçãos.

A minha amiga-irmã Paty, companheira e parceira de todas as horas, pessoa fundamental em todos os momentos; a todos meus irmãos de coração: Daniela, Luís Cláudio, Joãozinho, Mary, Luciano, Hamilton, Marcelo, e aos amigos Ucha, Gabriela e Cláudio pelo apoio e torcida.

A tia Lourdinha (2ª mãe), Iaiá, Mãe Joana e Luís, Dona Ana e Renato, pelo carinho, preces e energia positiva.

A professora e amiga Marly Babinski pelo exemplo de força, valiosos e imprescindíveis ensinamentos, atenção e auxílio, através dos quais foi possível alçar este vôo.

Ao meu amigo e colega Carlos Coelho, pelo compartilhamento dos seus conhecimentos, carinho e atenção nas horas difíceis, sem os quais esta jornada seria muito mais difícil.

Ao meu orientador Aroldo Misi por nos fazer perceber que o ser humano é capaz de transpor grandes obstáculos para buscar suas soluções.

A amiga e mestra Glória da Silva, pelo espelho profissional, valiosos ensinamentos e carinho;

Aos meus amigos e colegas do IGEO - UFBA, parceiros de alegrias e dificuldades, agradeço a compreensão e ajuda prestada ao longo dessa minha caminhada: Ioná Cunha e Andreia Sanches que ao meu lado subiram cada degrau na conquista dessa nova etapa, onde crescemos juntas no compartilhar das alegrias

e tristezas; Eliane Almeida, Violeta, Ivana Pinho, Claudinha, Ângela Beatriz, Miguel Brandão e Cristina, pelo apoio na construção desta tese e das tantas e tantas horas divertidas e descontraídas, Néa por sua miraculosa visão de vida e doses homeopáticas de energia positiva, Washington Rocha, Prof. João Batista, Eliana.

Ao Coordenador do Curso de Pós-Graduação de Geologia Johildo Barbosa pelo apoio e por acreditar na finalização desse trabalho.

Aos amigos Gilsélio (anjo da guarda de todos nós), Lene, Joaquim, Ana d'O e Maria pelos incontáveis galhos quebrados, apoio, auxílio e carinho, sem os quais seria impossível a conclusão desse trabalho, Nilton pelos muitos momentos de alegria e sorriso e Niltão.

Aos funcionários da biblioteca pela disposição, ajuda e atenção, principalmente nas pessoas de: Neves, Gilberto, Jocélia Cristina, Dona Aládia, Zefa, Elenita. Aos funcionários Boçal, Gonçalo, Lídio e Chico pela ajuda e zelo durante todo o desenvolvimento desse trabalho.

A professora Cristina do Instituto de Química, pela atenção e presteza na viabilização da pesagem das amostras.

Ao CEFET-BA, pelo valioso e apoio e compreensão indispensáveis no desenvolvimento de diversas etapas desse trabalho, representado principalmente nas pessoas de Cláudio Mário e Gina.

Agradeço o apoio técnico e financeiro às seguintes pessoas e instituições:

- Ao Instituto de Geociências da UFBA e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia;
- CPGG (Centro de pesquisa em Geofísica e Geologia) especialmente na pessoa de Prof.
 Dr. Sato, pelo apoio técnico na impressão e xerox de todos os materiais ao longo de todo o doutorado.
- CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela concessão da bolsa no início do desenvolvimento do doutorado;
- FINEP-PADCT pelo apoio financeiro através do projeto integrado "Os Depósitos de Pb e Zn nas Bacias Sedimentares Proterozóicas do Cráton do São Francisco: estudos integrados, geológicos, isotópicos e de inclusões fluidas, correlações e modelos metalogenéticos";
- CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Minerais), nas pessoas do Dr. Moacir Moura Marinho, através do qual foi autorizada a realização da etapa de campo, aos geólogos e

amigos Valter Mônaco e José Cunha, e ao amigo Zé Hailton pelo auxílio nessa empreitada;

- CPRM (Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais), na pessoa de Marcos pela concessão do CD-Rom do mapa geológico do Brasil;
- Laboratório de Isótopos Estáveis do Departamento de Física e Astronomia Universidade de Calgary (Canadá), na pessoa do Dr. Sudaram Iyer, onde foram realizadas análises de isótopos de enxofre;
- Centro de Geocronologia da Universidade de São Paulo, nas pessoas da profa. Dra. Marly Babinski e prof. Dr. Colombo Tassinari, pelas análises isotópicas de chumbo e rubídio-estrôncio;
- Laboratório de Física Nuclear da UFBA, nas pessoas de Prof. Dr. Alberto Brun e Prof. Argolo, através do fornecimento de nitrogênio líquido para uso na análise de inclusões fluidas;

DEDICATÓRIA

Dedico esse trabalho às pessoas que tiveram ao meu lado em todos os momentos partilhando as alegrias e tristezas, e como o sol aqueceram meu coração e iluminaram o caminho dessa minha jornada: Neto e Yago.

ÍNDICE GERAL

RESUMO	
ABSTRACT	
AGRADECIMENTOS	i
DEDICATÓRIA	iv
ÍNDICE GERAL	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABELAS	xi
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS	xii
1. CAPÍTULO 1 – Introdução	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Gerais	2
1.1.2. Específicos	2
1.2. Métodos e Materiais de Trabalho	3
1.2.1. Revisão Bibliográfica	3
1.2.2. Seções Geológicas de Campo	3
1.2.3. Amostragem de Furos de Sondagem e Afloramentos	3
1.2.4. Estudo Petrográfico das Amostras	3
1.2.5. Estudos Isotópicos	4
1.2.5.1. Análises Isotópicas de Enxofre	4
1.2.5.2. Análise de Isótopos Radiogênicos	5
1.2.6. Estudos de Inclusões Fluidas	7
1.3. Localização e Acesso	8

2.1. A Bacia Irecê	12
2.2. A Bacia Una-Utinga	17
2.3. A Bacia São Francisco	19

2.4. Evolução Geotectônica	27
2.5. Idade dos Grupos Bambuí e Una	

3.1. Depósitos de Chumbo e Zinco Associados ao Grupo Una – Bacias Irecê e Una-Utinga	36
3.1.1. Bacia Irecê - Depósitos de Irecê, Morro do Gomes e Melancias	
3.1.1.1. Depósito de Irecê (Fazendas Rufino)	
3.1.1.2. Ocorrências de Morro do Gomes e Melancias	41
3.1.2. Bacia Una-Utinga - Depósito de Nova Redenção3.2. Depósitos de Chumbo e Zinco Associados ao Grupo Bambuí – Bacia São Francisco	42 46
 3.2.1. Depósito de Serra do Ramalho (BA) e Montalvânia (MG) 3.2.1.1. Áreas e Alvos Estudados 3.2.2. Depósito de Japuíria (MG) e Itacarambí (MG). 	46 50
4. CAPÍTULO 4 - Isótopos de Enxofre	62
4.1. Generalidades	62
4.2. Geoquímica do Enxofre	64
4.3. Resultados Obtidos e Discussão	70
4.3.1.Isótopos de Enxofre em Sulfetos e Sulfatos	70

5.1. Isótopos de Chumbo: Generalidades	77
5.2. Geoquímica Isotópica do Chumbo	78
5.3. Método Radiométrico Rubídio-Estrôncio em Sulfetos: Generalidades	79
5.4. Geoquímica Isotópica do Rubídio-Estrôncio em Sulfetos	80
5.5. Resultados Obtidos e Discussão	81
5.5.1. Isótopos de Chumbo	81
5.5.2. Isótopos de Rubídio – Estrôncio	88

5. CAPÍTULO 6 - Inclusões Fluidas	.90
5.1. Introdução	.90

6.2. Tipologia, Distribuição e Cronologia das Inclusões Fluidas	91
6.2.1. Esfaleritas	91
6.2.2. Fluoritas	93
6.2.3. Baritas	93
6.3. Microtermometria	93
6.3.1. Transição de Fases no Aquecimento	95
6.3.2. Transição de Fases no Resfriamento	97
6.3.3. Interpretação dos dados microtermométricos	
6.3.3.1. Salinidade	
6.3.3.2. Condições de aprisionamento das inclusões fluidas	
6.4. Considerações sobre a presença de hidrocarboneto nas inclusões estudadas	105
7. CAPÍTULO 7 – Discussões	113
7.1. Ambiente de Sedimentação das Rochas Hospedeiras das Mineralizações	
7.2. Controle Estrutural das Mineralizações	

7.7. Comparação com outros Depósitos de Pb-Zn Encaixados em Carbonatos	
8. CAPÍTULO 8 – Conclusões	

7.6. Mecanismo de Circulação dos Fluidos......132

 7.5.1. Isótopos de Chumbo
 124

 7.5.2. Isótopos de Rubídio e Estrôncio
 128

REFERÊNCIAS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização das áreas de Serra do Ramalho, Montalvânia e Irecê	9
Figura 2 – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco	11
Figura 3 – Mapa Geológico da Bacia Irecê	12
Figura 4 – Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Una, na Bacia Una-Itinga	13

Figura 5 – Seqüências marinhas exibindo ciclo de sedimentação do Grupo Una (Formação Salitre) na Bacia
Irecê14
Figura 6 – Mapa Geológico simplificado da área mineralizada com sulfetos em Nova Redenção, Bacia Una-
Utinga18
Figura 7 – Seção geológica simplificada, a partir dos furos de sondagem, mostrando a posição dos filões
mineralizados em sulfetos na área de Nova Redenção, Bacia Una-Utinga18
Figura 8 – Possível alinhamento das mineralizações de sulfetos ao longo do prolongamento da falha do Rio
Bonito e localização dos setores mineralizados Sete Lagoas, Queimadas do Felipe e Queimadas20
Figura 9 – Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Bambuí21
Figura 10 - Relações estratigráficas entre o Grupo Bambuí em Serra do Ramalho (BA), na Bacia São
Francisco e o Grupo Una, na Bacia Irecê
Figura 11 - Mapa Geológico de Serra do Ramalho (BA) e Montalvânia (MG) com indicação dos alvos
estudados
Figura 12 – Coluna estratigráfica esquemática da área de Campo Alegre (Serra do Ramalho – BA)25
Figura 13 – Distribuição das idades dos eventos de colisão e extensão de Rodínia e Gondwana
Figura 14 - Mapa simplificado do Cráton São Francisco com indicação dos depósitos e ocorrências dos
principais depósitos de Pb-Zn encaixados em carbonatos Neoproterozóicos
Figura 15 – Perfil litoestratigráfico e geoquímico da Fazenda Rufino na Unidade B ₁ , furo IL – 53, Bacia
Irecê
Figura 16 – Desenho esquemático de uma lente mineralizada (galena) num plano interestratal de uma dobra
em Morro do Gomes, Bacia Irecê41
Figura 17 – Coluna estratigráfica esquemática da região de Nova Redenção (BA), com base em observações
de campo e em descrições petrográficas de testemunhos de sondagem
Figura 18 – Mineralização de sulfeto e fluorita de Campo Alegre (Serra do Ramalho), associada a possíveis
estruturas

Figura 19 – Variação do δ^{34} S (CDT) nos diversos materiais geológicos
Figura 20 – Perfil esquemático de bacia restrita e aberta relacionando o tipo de bacia com a composição
isotópica do enxofre no sulfeto e no sulfato71
Figura 21 – Curvas de variação de δ^{34} S da água do mar relativo ao CDT73
Figura 22 – Histograma das razões isotópicas de enxofre em sulfetos de Serra do Ramalho (CA e LBX) e
Montalvânia (MZ e ZR), e sulfatos de Montalvânia (ZR)74
Figura 23 - Comparação dos dados de isótopos de enxofre em sulfetos e sulfatos de Serra do Ramalho
(LBX e CA), Irecê e Nova Redenção, na Bahia e Montalvânia (ZR e MZ) em Minas Gerais74
Figura 24 - Representação dos principais depósitos de Pb-Zn das coberturas Neoproterozóicas do Cráton
São Francisco com indicação dos locais amostrados de acordo com a tabela 7
Figura 25 – Correlação entre os valores das assinaturas isotópicas de enxofre e chumbo relativo às galenas
nos depósitos estudados e em Nova Redenção
Figura 26 – Correlação entre os valores das assinaturas isotópicas de ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs. ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb85
Figura 27 – Diagramas de ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs. ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb das galenas de Serra do Ramalho e Montalvânia86
Figura 28 – Diagramas de ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs. ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb na galena e pirita de Irecê e Nova Redenção
Figura 29 - Diagrama de distribuição de freqüência das temperaturas de homogeneização total (TH) das
inclusões fluidas em esfalerita e fluorita da área de Serra do Ramalho (alvos Campo Alegre e Lajeado de
Baixo)96
Figura 30 - Diagramas de distribuição de freqüência de temperaturas de homogeneização total (TH) das
inclusões fluidas em esfalerita (Sph) e fluorita (FF) da área de Serra do Ramalho, representando as medições
dos alvos Campo Alegre - CA (Figura A) e Lajeado de Baixo – LBX (Figura B)96
Figura 31 – Diagrama de distribuição de freqüência de temperaturas de homogeneização total (TH) das
inclusões fluidas primárias e secundárias (sec.) em fluorita (FF) da área de Montalvânia - alvo Mina do
Zezinho – MZ97

Figura 32 - Diagrama de distribuição de freqüência de temperaturas de homogeneização total (TH) das
inclusões fluidas em barita da área de Montalvânia – Fazenda Zé Rocha
Figura 33 – Representação gráfica da temperatura eutética (Te) de todos os alvos estudados
Figura 34 - Representação gráfica da temperatura de fusão do gelo de todos os alvos estudados100
Figura 35- Equilíbrio da fase para o sistema H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ 102
Figura 36 - Estimativas de pressão baseadas na pressão de vapor do fluido à TH e à utilização de
geotermômetro
Figura 37 – Diagrama P-T para inclusões aquo-salinas do alvo Campo Alegre (Serra do Ramalho)106
Figura 38 – Diagrama P-T para inclusões aquo-salinas do alvo Lajeado de Baixo (Serra do Ramalho)107
Figura 39 – Diagrama P-T para inclusões aquo-salinas do alvo Mina do Zezinho (Montalvânia)108
Figura 40 – Diagrama P-T para inclusões aquo-salinas do alvo Zé Rocha (Montalvânia)109
Figura 41 – Representação gráfica da salinidade vs. temperatura de homogeneização (TH) de todos os alvos
estudados
Figura 42 – Comparação entre as temperaturas de homogeneização e as salinidades obtidas a partir de
inclusões fluidas em esfaleritas e fluoritas das áreas de estudo e em esfalerita de Nova Redenção
confrontando com os modelos MVT, IRISH e SEDEX
Figura 43 – Correlação entre os valores das assinaturas isotópicas de enxofre e chumbo relativos à galena
nos depósitos
Figura 44 – Gráficos mostrando a variação isotópica de 87 Sr/ 86 Sr e δ^{13} C da água do mar durante os últimos
800 Ma129
Figura 45 – Correlações quimioestratigráficas utilizando as médias das razões de estrôncio entre as rochas
dos Grupos Bambuí, Una e Vazante
Figura 46 – Modelo genético esquemático e simplificado para os depósitos de Pb-Zn das coberturas
Proterozóicas do Cráton São Francisco

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 1 – Compilação das principais etapas da evolução geotectônica da Faixa Brasília e Bacia São
Francisco, a partir do quebramento do supercontinente Rodínia
Tabela 2 - Dados Geocronológicos dos Grupos Vazante, Bambuí e Una
Tabela 3 - Comparação das principais características dos depósitos estudados
Tabela 4 – Dados da composição média dos elementos menores e traços do depósito de Pb-Zn de Fagundes
Tabela 5 - Dados de isótopos de enxofre em galena, esfalerita e barita das regiões de Serra do Ramalho e
Montalvânia72
Tabela 6 - Dados de fracionamento de isótopos de enxofre (δ^{34} S) e temperaturas da mineralização, estimadas
utilizando pares galena-esfalerita como geotermômetros75
Tabela 7 – Razões isotópicas de chumbo obtidas nas áreas de Serra do Ramalho (BA), Montalvânia (MG) e
Irecê (BA)
Tabela 8 - Razões isotópicas Rb-Sr em pirita e esfalerita associadas a dolomito
Tabela 9 – Intervalo de temperaturas de homogeneização total (TH) e valores modais obtidos a partir da
análise de inclusões fluidas primárias (Serra do Ramalho e Montalvânia)95
Tabela 10 – Temperaturas eutéticas estáveis e meta-estáveis para diferentes sistemas aquosos. 98
Tabela 11 – Dados de temperaturas eutéticas (Te), de fusão do gelo (Tfg) e salinidades obtidas a partir do
estudo microtermométrico em inclusões primárias na área de estudo
Tabela 12 – Dados de temperatura de homogeneização (TH) e salinidade de diferentes depósitos de Pb-Zn
encaixados em carbonatos no Brasil
Tabela 13 – Principais características dos depósitos tipo SEDEX, MVT e IRISH 135

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

Foto 1 – Afloramento de dolomitos e calcários dolomíticos vermelhos e argilosos, descontínuos, com
laminação plano-paralela, da Unidade C, correspondendo aos caps dolomites na Bacia Irecê15
Foto 2 – Calcário dolomítico laminado, com intercalação rítmica de finos leitos de argila da Unidade B,
região de Irecê
Foto 3 – Afloramento de dolossiltito laminado da Unidade B1, exibindo estruturas de exposição aérea
(teepees) e nódulos de sílica e calcita (manchas brancas), provavelmente, correspondendo a antigos nódulos
de sulfatos15
Foto 4 – Afloramento de estromatólito colunar, rico em fosfato, indicando o topo para cima, em dolarenito
da Unidade B115
Foto 5 – Fotomicrografia de nódulos complexos de sulfetos em dolossiltitos da Unidade B1, Faz. Rufino,
Bacia Irecê, sob catodoluminescência
Foto 6 – Fotografia em lupa binocular, com iluminação vertical, mostrando pirita pseudomorfa de gipsita,
com geminação tipo cauda de andorinha e ponta de seta40
Foto 7 – Fotografia em lupa binocular com iluminação vertical de agregados de pirita (Py), aparentemente
nodular, e cujo crescimento deforma as laminações do dolossiltito da Unidade B1, Faz. Rufino, Bacia Irecê.
Na porção inferior nota-se um nível de gipsita (Gy) concordante com as laminações do dolossiltito40
Foto 8 – Amostra exibindo estrutura zebrada, em que as bandas escuras são compostas por ankerita e as
bandas claras por barita e calcita, associadas com esfalerita e galena, que formam níveis subconcordantes.
Este tipo de amostra encontra-se intercalada em zona de brechas lamelares em dolomitos da Unidade B141
Foto 9 - Panorama dos morrotes da zona principal mineralizada em Pb-Zn-Ag de Nova Redenção. A zona
mineralizada está condicionada ao topo e meias-encostas dos morrotes, numa elevação com cerca de 20 a 25
m de altura, com extensão de 40 m (aproximadamente), na direção N40°-70°W

Foto 10 – Dolarenito peloidal intraclástico, exibindo o caráter pervasivo da dolomitização e silicificação
parcial, registrada pela presença de quartzo pseudomorfo de gipsita geminada (ponta-de-seta), indicando
sedimentação rasa com exposição aérea. Fotomicrografia, luz plana43
Foto 11 - Detalhe de nódulo de quartzo microcristalino tipo lutecita (lenght-slow). Feição indicadora de
evaporação na fácies Dolarenito Maciço. Fotomicrografia, luz plana43
Foto 12 - Galena (cor preta) cimentando a matriz de estruturas oolíticas dolomitizadas, substituindo o
cimento carbonático. Fotomicrografia em luz plana45
Foto 13 – Panorama da Serra do Ramalho, principal feição geomorfológica da região, ao fundo da foto46
Foto 14 – Afloramento de Campo Alegre, exibindo estruturas ruiniformes de erosão ou lapiês46
Foto 15 – Silicificação do calcário oolítico com presença de microquartzo e calcedônia50
Foto 16 – Visão geral de um morro-testemunho de dolarenito, em Serra do Ramalho, Formação Sete Lagoas,
alvo Campo Alegre, Bacia São Francisco51
Foto 17 – Detalhe do afloramento do morro testemunho da Formação Sete Lagoas em Serra do Ramalho
(Campo Alegre), com indicação da zona mineralizada, na porção superior da foto
Foto 18 - Amostra-de-mão contendo esfalerita disseminada no dolarenito e fluorita cortando grãos de
esfalerita (Campo Alegre - Serra do Ramalho)
Foto 19 – Esfalerita estratiforme, em pequenos grãos disseminados nos dolarenitos em associação com
fluorita na parte inferior da amostra-de-mão (Campo Alegre – Serra do Ramalho)
Foto 20 – Esfalerita (Sph) dentro da fluorita (F) (Serra do Ramalho - Bacia São Francisco). Fotomicrografia
em luz transmitida53
Foto 21 – Esfalerita (Sph) e galena (Ga) mostrando textura mutual boundary indicativa de cogeneticidade -
Foto 21 – Esfalerita (Sph) e galena (Ga) mostrando textura <i>mutual boundary</i> indicativa de cogeneticidade - Serra do Ramalho/Bacia São Francisco. Fotomicrografia em luz refletida
 Foto 21 – Esfalerita (Sph) e galena (Ga) mostrando textura <i>mutual boundary</i> indicativa de cogeneticidade - Serra do Ramalho/Bacia São Francisco. Fotomicrografia em luz refletida

Foto 23 - Brecha de dissolução/colapso com fragmentos angulosos de dolomito cimentados por fluorita roxa
e branca (Campo Alegre, Serra do Ramalho)53
Foto 24 - Amostra-de-mão de dolarenito com esfalerita disseminada, cortada por veio de fluorita. Foto em
lupa binocular, de detalhe da foto 19 (Campo Alegre - Serra do Ramalho, Bacia São Francisco)53
Foto 25 – Foto em lupa binocular de fluorita dentro do cristal de esfalerita, disseminado no dolarenito da
região de Campo Alegre (Serra do Ramalho), Bacia São Francisco
Foto 26 – Esfalerita (Sph) disseminada associada com fluorita (F), que ocorre também no seu interior (Serra
do Ramalho). Fotomicrografia em luz transmitida e refletida54
Foto 27 – Galena (Ga) preenchendo espaços porosos no dolarenito (C) associada com a fluorita (F) na forma
lamelar (Serra do Ramalho - Bacia São Francisco). Fotomicrografia em luz transmitida
Foto 28 – Esfalerita (Sph) preenchendo espaços porosos entre as dolomitas no dolarenito (C), Serra do
Ramalho/Bacia São Francisco. Fotomicrografia em luz transmitida
Foto 29 – Esfalerita (Sph) grossa preenchendo espaços porosos (cavidades), e cimentando o oóide (canto
inferior direito/ C+Sph) no dolomito (C) encaixante (Serra do Ramalho). Fotomicrografia em luz transmitida
Foto 30 – Esfalerita (Sph) substituindo parcialmente o dolomito (C), contendo inclusões de pequenos cristais
de dolomita (Dol) (Serra do Ramalho). Fotomicrografia em luz transmitida
Foto 31 – Cristal de quartzo (Q), cristalizado da borda para o centro da cavidade de dissolução no dolomito.
A cavidade foi posteriormente preenchida com esfalerita (Sph), que passou a incluir o quartzo (Q), indicando
origem epigenética do sulfeto (Serra do Ramalho). Fotomicrografia em luz transmitida54
Foto 32 – Dolomita (D) fina, pervasiva e cristal de dolomita grossa (Dol), tardia, sobrepondo-se ao estilólito
tardio (canto inferior direito da foto)
Foto 33 - Sulfeto alterado, com alto teor de Zn, da Mina do Zezinho (Montalvânia - MG), Bacia São
Francisco, em dolarenito oolítico silicificado (C). Foto em lupa binocular

Foto 34 – Resistatos de esfalerita (Sph), disseminada em carbonato oolítico (C), evidenciando o alto grau de
oxidação dos sulfetos da Mina do Zezinho (Montalvânia), Bacia São Francisco. Foto em lupa binocular58
Foto 35 – Galena (Ga), mais preservada, em forma de nódulos disseminados no dolarenito oolítico (C), da
Mina do Zezinho (Montalvânia), Bacia São Francisco. Foto em lupa binocular
Foto 36 – Dolomito (C) com bordas corroídas e pedaços inclusos na esfalerita (Sph), sugerindo alteração
hidrotermal e sulfeto epigenético (Mina do Zezinho - Montalvânia). Fotomicrografia em luz refletida58
Foto 37a – Cristais de quartzo (Q) dentro da fluorita (F) que preenche espaços porosos (vugs) e cavidades no
dolarenito (Montalvânia - Bacia São Francisco). Os cristais de quatzo (Q) dentro da galena só aparecem sob
luz refletida (Foto 38b). Fotomicrografia em luz transmitida
Foto 37b – Cristais de quartzo (Q) dentro da galena (Ga) e da fluorita (F) que preenche espaços porosos
(vugs) e cavidades no dolarenito (Montalvânia - Bacia São Francisco). Fotomicrografia em luz refletida e
transmitida da foto 38a
Foto 38 – Detalhe dos cristais radiais de barita, da lente de barita, da fazenda Zé Rocha em Montalvânia59
Foto 39 – Inclusões fluidas bifásicas aquosas (tipo Lw), predominantemente octaédricas (cristais negativos)
dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade na esfalerita (Lajeado de Baixo -
Serra do Ramalho)
Foto 40 – Inclusões fluidas bifásicas aquosas (tipo Lw), octaédricas (cristais negativos) e alongadas
dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade na esfalerita (Lajeado de Baixo -
Serra do Ramalho)92
Foto 41 – Inclusões fluidas bifásicas, octaédricas (cristais negativos), escuras (hidrocarboneto ?),
disseminadas na esfalerita de Lajeado de Baixo – Serra do Ramalho. (Fotomicrografia em luz plana)92
Foto 42 – Inclusões fluidas bifásicas, dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade

 Foto 43 - Trilha de inclusões fluidas (TIF) bifásicas, octaédricas, pontiagudas e alongadas orientadas paralelamente à direção do plano de clivagem na esfalerita de Lajeado de Baixo - Serra do Ramalho. Notar zoneamento nas cores, que passam de castanho avermelhado no centro para amarelo nas bordas. Foto 44 – Inclusões fluidas bifásicas, dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade Foto 45 – Inclusões fluidas bifásicas aquosas (tipo Lw), arredondadas e irregulares dispostas aleatoriamente Foto 46 - Trilha de inclusões fluidas (TIF) bifásicas, intragranular (pseudo-secundária), orientada paralelamente ao plano de clivagem da fluorita (Mina do Zezinho – Montalvânia)......94 Foto 47 – Trilhas de inclusões fluidas bifásicas e monofásicas (mais raras, à esquerda), orientada paralelamente ao plano de clivagem da fluorita (Mina do Zezinho – Montalvânia)......94 Foto 48 – Inclusões fluidas bifásicas aquosas (tipo Lw), irregulares, disseminadas na fluorita, possivelmente Foto 49 – Inclusões fluidas bifásicas aquosas (tipo Lw), e monofásicas, irregulares, dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade na barita (Zé Rocha – Montalvânia)......94 Foto 50 – Etapa de reaquecimento natural durante etapa de resfriamento da Inclusão fluida bifásica, disseminadas na fluorita mostrando o gelo como último cristal a fundir. Mina do Zezinho – Montalvânia. Foto 51 – Etapa de reaquecimento natural durante o resfriamento da inclusão fluida bifásica, disseminadas na esfalerita mostrando o gelo como último cristal a fundir. Campo Alegre - Serra do Ramalho. Foto 52 – Inclusões fluidas bifásicas, escuras (hidrocarboneto ?), disseminadas na esfalerita de Campo

Foto 53 - inclusão fluida bifásica escura possivelmente preenchida por hidrocarboneto disseminada em
esfalerita de Campo Alegre – Serra do Ramalho. Fotomicrografia em luz plana111
Foto 54 – Inclusões fluidas monofásicas (?), escuras (hidrocarboneto ?), disseminadas na fluorita de Campo
Alegre – Serra do Ramalho. (Fotomicrografia em luz plana)

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1. Introdução

O Eon Proterozóico tem se caracterizado em todos os continentes por abrigar enormes concentrações de sulfetos de chumbo, zinco e cobre. No passado recente, esses depósitos foram responsáveis por 30% da produção mundial de cobre e 27% da produção mundial de chumbo-zinco. Conforme salientado por Misi & Coelho (2002), existe um considerável desconhecimento acerca da longa e complexa história evolutiva do Proterozóico, muito mais evidenciado quando comparado ao conhecimento que se tem do Fanerozóico. Os mesmos autores salientaram ainda que:

- Os grandes depósitos metálicos do Proterozóico têm algumas características que lhes são comuns, além do fato de estarem encaixados em sedimentos.
- A história desses depósitos se confunde com a própria história evolutiva das bacias sedimentares, que os abrigam, ou seja, das grandes concentrações metálicas que fazem parte da história destas bacias.
- O regime tectônico extensional, predominante, que deu origem às bacias sedimentares foi fator determinante para a formação de concentrações metálicas de tão grande porte.

O Brasil, que ocupa uma área que representa cerca de 50% da superfície total do continente sulamericano, possui uma ampla cobertura sedimentar, constituída por bacias proterozóicas espalhadas por quase todo o seu território. Estranhamente, nessas bacias, não existem registros de grandes depósitos de sulfetos, com exceção das minas de Morro Agudo (reservas conhecidas de aproximadamente 9,7 milhões de toneladas de Pb+Zn com 6,5% de Zn e 2,8% de Pb) e de Vazante (aproximadamente 18,5 milhões de toneladas de Zn de minério willemítico com teor médio de 18,3% e 2,0 milhões de toneladas com 17,25% Zn do minério supérgeno). Vários outros pequenos depósitos e ocorrências pontuam nessas bacias tidas como de idade Neoproterozóica em Minas Gerais, Goiás, Bahia, São Paulo e no Paraná. Na maioria das vezes, a idade real das bacias e, principalmente, a idade dos depósitos de sulfetos não é conhecida. Atribui-se uma idade proterozóica a essas bacias, com base em relações estratigráficas e em datações radiométricas, em geral pouco precisas. Muitas dúvidas ainda persistem, inclusive quanto ao regime tectônico em que elas foram geradas.

Quanto aos depósitos e às ocorrências de sulfetos, o pouco que se sabe sobre algumas áreas não permite uma interpretação integrada de dados capaz de conduzir à definição de modelos genéticos e, consequentemente, de modelos exploratórios.

A história evolutiva do Neoproterozóico foi, portanto, capaz de gerar bacias sedimentares com grandes concentrações de sulfetos em quase todos os continentes, principalmente na África (Cinturão Africano de Cobre, Zâmbia e República Democrática do Congo). Não seria lógico supor que apenas as bacias sedimentares proterozóicas do continente sul-americano se constituam uma exceção. O mais provável é que, a falta de um conhecimento integrado das nossas bacias e de modelos metalogenéticos, nos torne incapazes de descobrir grandes depósitos, o que seria possível apenas a partir de modelos construídos em sólidas bases científicas.

O presente estudo envolve a integração de conhecimentos geológicos, petrográficos, isotópicos e de inclusões fluidas dos sulfetos hospedados nas rochas sedimentares neoproterozóicas do Cráton do São Francisco, onde foram analisadas mineralizações de chumbo-zinco em três áreas principais: Irecê, Serra do Ramalho e Montalvânia, das quais a primeira pertence à Bacia Irecê e as outras duas à Bacia São Francisco. Foram também incorporados a esta análise integrada os estudos realizados anteriormente no depósito de Nova Redenção (Bacia Una-Utinga), por Gomes (1998).

Este estudo integrou o Projeto "Os Depósitos de Pb e Zn nas Bacias Sedimentares Proterozóicas do Cráton do São Francisco: estudos integrados, geológicos, isotópicos e de inclusões fluidas, correlações e modelos metalogenéticos" (FINEP PADCT-III), coordenado pelo Prof. Dr. Aroldo Misi.

1.1. Objetivos

1.1.1. Gerais

O presente trabalho tem por objetivo definir processos metalogenéticos para os depósitos de sulfetos de Pb-Zn encaixados nos carbonatos Neoproterozóicos das Bacias Irecê e São Francisco, vislumbrando determinar uma correlação, numa escala regional, entre os processos mineralizadores destas bacias.

1.1.2. Específicos

A modelagem metalogenética será proposta com base em: (a) análises de inclusões fluidas, com intuito de determinar a salinidade (composição do fluido) e temperaturas de formação das mineralizações de Serra do Ramalho e Montalvânia, já que na área de Irecê, a granulometria fina da esfalerita impediu a execução de tal estudo; (b) estudos isotópicos, nas três áreas, com finalidade de determinar: a idade da mineralização (metodologias Pb/Pb e Rb/Sr_{sulfetos} - metodologia experimental), a fonte dos metais e do enxofre (métodos Pb/Pb e δ^{34} S, respectivamente), o processo de formação do sulfeto (δ^{34} S) e controles da mineralização.

1.2. Métodos e Materiais de Trabalho

Para o desenvolvimento deste trabalho, visando à determinação de parâmetros que contribuam para o estabelecimento de um modelo metalogenético, foi necessária a realização de diversas atividades, as quais serão descritas abaixo.

1.2.1. Revisão Bibliográfica

Revisão bibliográfica realizada ao longo do desenvolvimento de todo o projeto, visando o levantamento de estudos relacionados a depósitos similares associados às Bacias Irecê, Una-Utinga e São Francisco, bem como os métodos utilizados no estudo de depósitos de Pb-Zn encaixados em carbonatos, tais como, estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis e radiogênicos.

1.2.2. Seções Geológicas de Campo

Foram realizadas seções geológicas e visita aos depósitos de sulfetos nas regiões da Serra do Ramalho e Montalvânia visando o reconhecimento das litologias, relações estratigráficas e estruturais presentes na área, forma da mineralização e relações com as encaixantes, além de amostragens.

1.2.3. Amostragem de Furos de Sondagem e Afloramentos

Seleção de furos de sondagem da área de Irecê (contendo sulfetos), realizados pela CBPM, armazenados em Santa Luz (BA), com auxílio de mapas, perfis litoestratigráficos com dados de teores de Zn e Pb, objetivando estudo petrográfico do minério, análises isotópicas e estudo de inclusões fluidas. Nas áreas de Serra do Ramalho e Montalvânia as amostragens foram realizadas em afloramentos na porção litoestratigráfica mineralizada em esfalerita e galena.

1.2.4. Estudo Petrográfico das Amostras

O estudo macroscópico foi realizado com uso de lupa binocular para identificação das relações texturais e estruturais do minério, bem como, seleção de amostras destinadas a análises isotópicas e confecção de seções delgadas-polidas. As lâminas delgadas-polidas permitiram a definição de características, tais como: relação encaixante-minério, morfologia do minério, sucessão paragenética, estruturas, texturas, petrografia de inclusões fluidas, dentre outras.

Capítulo 1 - Introdução

1.2.5. Estudos Isotópicos

Desenvolvidos a partir da análise de isótopos estáveis de enxofre (δ^{34} S) em sulfetos e sulfato (barita -Montalvânia), realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Departamento de Física e Astronomia da Universidade de Calgary, Canadá, sob supervisão do Dr. Sundaram S. Iyer, e análise de isótopos radiogênicos (Pb-Pb em galena e Rb-Sr em esfalerita e pirita), desenvolvidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, com supervisão da Dra. Marly Babinski e Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari.

Minerais de minério e minerais de ganga (pirita) foram separados manualmente usando lupa binocular e lavados com água destilada, tomando-se todos os cuidados para não ocorrer contaminação, bem como presença de fragmentos ou cristais dos minerais que estejam alterados.

1.2.5.1. Análise Isotópica de Enxofre

O estudo isotópico de enxofre foi desenvolvido em amostras de sulfetos e sulfatos contendo cerca de 100 mg cada, totalizando 43 análises: 31 amostras de Serra do Ramalho (18 de esfalerita e 13 de galena) e 12 amostras de Montalvânia (6 de galena e 6 de barita) representativas da mineralização estudada, visando determinar a fonte e o processo de redução do enxofre, além da temperatura de formação da mineralização (geotermometria isotópica).

A preparação das amostras se deu a partir da conversão dos sulfetos e das baritas, puros, em SO₂ gasoso, através da reação de rápida combustão das amostras com o agente de oxidação V₂O₅, no sistema de extração em linha a vácuo (aquecendo-se até 1.000°C), acoplado a um espectrômetro de massa usando componentes Micromass 602. Os valores de δ^{34} S foram calculados em relação ao padrão do *Meteorito Canyon Diablo Troilite* (CDT). Descrições mais detalhadas sobre o procedimento analítico pode ser encontrada em Iyer *et al.* (1992).

1.2.5.2. Análise de Isótopos Radiogênicos

a) Isótopos de Chumbo em Sulfetos

As análises de isótopos de chumbo foram realizadas com intuito de determinar a idade da mineralização e fonte dos metais através da assinatura isotópica da mineralização. Essas análises envolveram um total de 35 amostras de galena: 12 amostras de Irecê, 3 amostras de Morro do Gomes, 13 amostras de Serra do Ramalho e 7 amostras de Montalvânia, além de 1 amostra de pirita (Irecê). As amostras analisadas continham, pelo menos, 2 mg de galena ou 50 mg de pirita. Os cristais de galena foram dissolvidos com HCl concentrado, ao passo que as piritas foram dissolvidas com HNO₃ 7N, em chapa aquecedora e purificadas através da técnica de troca iônica para isolar o Fe. As razões isotópicas foram obtidas através do espectrômetro de massa Micromass VG 354. A precisão externa das medidas, verificada através de padrões NBS 981 e 982, é da ordem de $\pm 0,1\%$.

b) Isótopos de Rubídio-Estrôncio em Sulfetos

As análises isotópicas de Rb-Sr em sulfetos (pirita e esfalerita), realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP, foram feitas com intuito de possibilitar a determinação da idade da mineralização, caracterização do sistema mineralizante e as possíveis fontes dos fluidos. Para isso foram selecionadas 3 amostras, sendo 2 de esfalerita (1 amostra de Serra do Ramalho e 1 amostra de Nova Redenção) e 1 de pirita (Irecê), as quais foram fragmentadas, desagregadas e separadas manualmente em lupa binocular, sendo posteriormente lavadas, secadas e moídas até a fração de 60 mesh.

Na tentativa de obter um bom espalhamento no diagrama isocrônico, a fim de possibilitar a datação diretamente do minério, foi escolhido o procedimento de lixiviação isotópica, envolvendo diferentes molaridades de ácidos, em virtude dos bons resultados atingidos mediante a datação de sulfetos, rochas carbonáticas e minerais alterados hidrotermalmente. O procedimento analítico para obtenção dos lixiviados isotopicamente encontra-se esquematizado seguir.



Após a separação do Sr e Rb, as razões isotópicas foram mensuradas no espectrômetro de massa VG 354.

Capítulo 1 - Introdução

1.2.6. Estudos de Inclusões Fluidas

Os estudos de inclusões fluidas foram realizados em amostras representativas do minério, em esfaleritas (Serra do Ramalho) e fluoritas (Serra do Ramalho e Montalvânia), visando à determinação da composição e das condições de temperatura e pressão do fluido mineralizante. Não foi possível a realização deste estudo na área de Irecê em decorrência da natureza extremamente fina das esfaleritas. Essas medidas foram obtidas através de estudos microtermométricos realizados no Laboratório de Metalogênese do Centro de Pesquisa de Geofísica e Geologia da UFBA.

A microtermometria foi realizada em platina de aquecimento-resfriamento tipo *Linkam THMS 600*, que permite atingir temperaturas entre -196° C e 600°C, a qual encontra-se acoplada a um microscópio *Olympus BX-60*, com oculares de 10x e objetivas de 5x, 10x, 20x, 35x e 100x, e a um sistema de leitura e registro de temperatura *Linkam* que permitiu obter medidas com precisão de ±0,1°C. O registro dos dados obtidos através de imagem de vídeo em tempo real foi possível através do programa *LinkSys*. A calibração da platina de aquecimento-resfriamento foi realizada, rotineiramente, através de inclusões fluidas sintéticas da *Fluid Inc*.

Os cálculos das propriedades dos fluidos obtidos através das medidas microtermométricas foram realizados com auxílio do programa PVTX da *Linkam* e confirmados com o programa Bulk (Bakker, 2003).

1.3. Localização e Acesso

O depósito **Irecê**, entre as latitudes 11^{0} 19' e 11^{0} 24' sul e longitudes 41^{0} 48' e 41^{0} 52' oeste, situa-se na porção centro-leste do Estado da Bahia, no município de mesmo nome (Fig. 1). Os depósitos de **Serra do Ramalho** (sudoeste da Bahia, município de Bom Jesus da Lapa) e **Montalvânia** (noroeste de Minas Gerais), encontram-se, respectivamente, entre as latitudes 13° 25' a 13° 42' e 14° 12'a 14° 30' sul, e 43° 36' a 43° 56' e 44° 06' a 44° 36' longitude oeste (Fig. 1).

O acesso a **Irecê** pode ser feito a partir da rodovia BR-324 de Salvador até Feira de Santana, e daí até Irecê pela rodovia BA-052 (Estrada do Feijão), ambas inteiramente pavimentadas, totalizando o percurso em 476 Km.

Situada no sudoeste do estado da Bahia, na região do médio São Francisco à cerca de 785 km de Salvador e a aproximadamente 70 km de Bom Jesus da Lapa, o acesso a Serra do Ramalho pode ser feito a partir de Salvador pela BR-324 até Feira de Santana, passando em seguida para a BR-116, BR-242 até Ibotirama e BA-160 até Bom Jesus da Lapa. A partir desta cidade percorre-se cerca de 15 km através da BR-349 até a BA-126 (estrada de terra) (Fig. 1), chegando às agrovilas do Projeto São Francisco (CBPM). Do entroncamento até a agrovila n° 8, percorrendo 23 km, toma-se uma estrada a oeste, percorrendo 9 km até a agrovila n° 17, situada no sopé da Serra do Ramalho.

Para chegar a Montalvânia a partir de Bom Jesus da Lapa, percorre-se cerca 100 km através da BA-135 até a cidade de Cocos. De Cocos (BA) até Montalvânia (MG) são mais, aproximadamente, 40 km de estrada de terra (Fig. 1).

O depósito de **Nova Redenção**, anteriormente estudado por Gomes (1998), situa-se na porção centro-leste do Estado da Bahia entre $12^{0} 44' 30'' e 12^{0} 49' 00''$ de latitude sul e $41^{0} 06' 00'' a 41^{0} 07' 30''$ de longitude oeste. O acesso a esse depósito pode ser feito a partir de Salvador, por 392 km de vias asfálticas (BR-324, BR-116, BR-242 e BA-142) e 28 km de estradas não asfaltadas que cortam a área até a sede do município de Nova Redenção (Fig. 1).



Figura 1 – Mapa de localização das áreas de Serra do Ramalho, Montalvânia (modificado de Miranda et al., 1976) e Irecê (modificado de Sanches, 1998).

CAPÍTULO 2

ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

2. Aspectos Geológicos Regionais

As áreas de estudo localizam-se no Cráton do São Francisco (Fig. 2), o qual, de acordo com Almeida (2004), faz parte de uma das porções da Plataforma Sul-americana não envolvida na orogênese do Brasiliano (Neoproterozóico), e que possui seu contorno definido por cinturões de dobramentos (Riacho do Pontal, Sergipano, Araçuaí, Ribeira, Brasília e Rio Preto) decorrentes do Neoproterozóico (Fig. 2). Seu interior é preenchido por unidades do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico, coberturas cratônicas Proterozóicas e Fanerozóicas (Fig. 2). De acordo com Alkmim & Martins-Neto (2001), 03 unidades litoestratigráficas maiores, de cobertura, afloram no Cráton São Francisco e marcam regimes tectônicos distintos, temporalmente separados (Fig. 2):

- Supergrupo Espinhaço (Paleo-Mesoproterozóico) → rochas metamorfisadas, na fácies xisto-verde, pertencentes ao Paleo e ao Mesoproterozóico, que são constituídas por uma seqüência terrígena continental com rochas vulcânicas félsicas, intermediárias e ultramáficas (localmente), intercaladas, além de rochas vulcanoclásticas que gradam para uma seqüência marinha no topo (Pflug & Renger, 1973; Schöll & Fogaça, 1979).
- Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico)→ composto pelos Grupos Macaúbas (glaciocontinental), Bambuí (marinho) (Pflug & Renger, 1973) e Una (glacio-marinho e marinho) (Inda & Barbosa 1978).
- Seqüências vulcânicas e sedimentares Fanerozóicas → Grupo Santa Fé/Permo-carbonífero (Dardenne *et al.*, 1990), Grupo Areado/Cretáceo (Barbosa, 1965 e Costa & Grossi Sad, 1968), Grupo Mata Corda/Cretáceo (Costa & Grossi Sad, 1968), Grupo Urucuia/Cretáceo, Formação Chapadão (Campos & Dardenne, 1997).

Durante o Neoproterozóico, uma ampla plataforma carbonática instalou-se sobre o Cráton que abrange uma grande parte dos Estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás. Ela está representada por uma extensa cobertura sedimentar, onde estão depositadas as seqüências essencialmente carbonáticas do Supergrupo São Francisco (Fig. 2), na Bacia homônima (Grupo Bambuí, Minas Gerais e Bahia), bem como nas Bacias Irecê e Una-Utinga (Grupo Una, Formações Bebedouro e Salitre, na Bahia), ambas posicionadas na porção oriental da Chapada Diamantina.

Segundo Dominguez (1993), a acumulação dos sedimentos carbonáticos sobre o Cráton do São Francisco, resultou do processo de deglaciação Bebedouro-Jequitaí, o qual promoveu uma inundação nas bordas ocidental e oriental do Cráton do São Francisco. A associação desta inundação com o aumento da subsidência das margens do paleo-continente São Franciscano para o seu interior, permitiu a implantação das Bacias São Francisco, Irecê e Una-Utinga.



Figura 2 – Mapa geológico do Cráton do São Francisco com indicação das áreas de estudo em vermelo (modificado de Alkmin & Marshak, 1988 e de Misi *et al.*, 2002)
Dentre estas 03 seqüências de cobertura mencionadas anteriormente, o Supergrupo São Francisco possui as principais unidades de preenchimento das Bacias Irecê, Una-Utinga e São Francisco, as quais serão caracterizadas a seguir.

2.1. A Bacia Irecê

A Bacia Irecê é uma bacia relativamente pequena situada na porção centro-norte do Cráton do São Francisco (Fig. 2), sendo preenchida pelos carbonatos do Grupo Una (Fig. 3). O Grupo Una preenche as Bacias Irecê e Una-Utinga, na Bahia, compreendendo da base para o topo as Formações Bebedouro e Salitre, constituídas, respectivamente, por rochas siliciclásticas (diamictitos, arcóseos, arenitos e folhelhos) da unidade basal, e rochas carbonáticas da unidade superior (Fig. 4). O Grupo Una ocorre em contato discordante erosivo e angular com as unidades sotopostas dos Grupo Chapada Diamantina e Espinhaço, do Mesoproterozóico, e sobre as rochas do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico (Guimarães, 1996). Algumas subdivisões litoestratigráficas acerca dos carbonatos da Formação Salitre, foram propostas por Misi & Souto (1975), modificadas por Misi (1976 e 1979), e mais recentemente por Bomfim *et al.* (1985) e Souza *et al.* (1993). Dentre estas 03 seqüências de cobertura mencionadas anteriormente, o Supergrupo São Francisco possui as principais unidades de preenchimento das Bacias Irecê, Una-Utinga e São Francisco, as quais serão caracterizadas a seguir.



Figura 3 - Mapa Geológico da Bacia Irecê (modificado de Misi e Silva, 1996).



Figura 4 - Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Una, na Bacia Una-Utinga. Modificado de Pedreira & Margalho (1990).

Conforme pode ser observado no mapa geológico simplificado da Bacia Irecê (Fig. 3) e na coluna estratigráfica (Fig. 5), as seqüências estratigráficas de plataforma carbonática da Formação Salitre foram divididas, por Misi (1979), em cinco unidades informais da base para o topo:

Unidade C: constituída por dolomitos e calcários dolomíticos vermelhos e argilosos (Foto 1), que capeiam os diamictitos (seqüências glaciogênicas), e que possuem desvios negativos de δ^{13} C em torno de -5% PDB na base (Torquato & Misi, 1977), sugerindo que se trata de *cap dolomites*. Esta unidade pode apresentar ou não estromatólitos circulares na porção basal e gretas de ressecamento, que evidenciam uma exposição aérea do carbonato durante sua formação.

Unidade B: composta por calcários cinza-claros, por vezes dolomíticos, finamente laminados (ritmitos) e interestratificados com leitos argilosos, podendo ocorrer algumas vezes intercalações de calcário preto oolítico (Foto 2), com valores de δ^{13} C em torno de 0‰ PDB (Misi & Veizer, 1998). A sedimentação relativamente profunda com tendência regressiva indica que esta unidade é uma seqüência marinha tipo *shallowing upward*, de ambiente equivalente a sub-maré a intermaré.



Figura 5 - Seqüências marinhas exibindo ciclo de sedimentação do Grupo Una (Formação Salitre) na Bacia Irecê com indicação de intervalo mineralizado em sulfetos e fosfato em associação com as quatro unidades informais A1, A, B₁ e B (modificado de Misi & Silva, 1996).

Unidade B_1 : representada por dolarenitos (silicosos e oolíticos) e dololutitos cinza-claros, com nódulos e lentes de sílica (quartzo tipo lutecita) e de calcita. Ocorrem estruturas sedimentares como *teepee* (Foto 3) e laminações estromatolíticas (Foto 4), que caracterizam exposição subaérea em clima árido, além de brechas intraformacionais lamelares, possivelmente formadas pela dissolução de sulfatos (Misi & Kyle, 1994). Estromatólitos colunares (ricos em carbonato-fluorapatita) relacionam-se a zonas relativamente mais profundas, de alta energia. Todas estas estruturas mencionadas anteriormente são indicativas de ambientes equivalentes de inter-a supramaré (Misi & Kyle, 1994). Podem ocorrer também corpos lenticulares e de espessuras métricas de calcários pretos, ricos em matéria orgânica, oolíticos, parcialmente dolomitizados. Esta unidade contém as principais ocorrências de Pb-Zn e fosfato da Bacia Irecê. Assim como na unidade sotoposta (B), a unidade B₁ também possui valores de δ^{13} C que giram em torno de 0‰ PDB (Misi & Veizer, 1998).

Unidade A: caracterizada pela presença de siltitos, argilitos calcíferos e margas, cinza-escuros quando não alterados, cinza-claros ou avermelhados de maneira geral, expostos na borda oeste da bacia. Agregados de cristais cúbicos de pirita podem também ocorrer. De uma forma geral, a espessura desta unidade varia de 0 a 100 m. Sua deposição parece estar associada a um ambiente marinho relativamente mais profundo.

Unidade A_I : formada por calcilutitos pretos e calcários oolíticos e pisolíticos, ricos em matéria orgânica. Condições rasas de sedimentação são características e estruturas indicativas de ambiente agitado são comuns, tais como estratificações cruzadas ou com abundantes intraclastos de calcário, e marcas de onda,



Foto 1 – Afloramento de dolomitos e calcários dolomíticos vermelhos e argilosos, descontínuos, com laminação plano-paralela, da Unidade C, correspondendo aos *caps dolomites* na Bacia Irecê.



Foto 2 – Calcário dolomítico laminado, com intercalação rítmica de finos leitos de argila da Unidade B, Bacia Irecê.



Foto 3 – Afloramento de dolossiltito laminado da Unidade B_1 , exibindo estruturas de exposição aérea (*teepees*) e nódulos de sílica e calcita (manchas brancas), provavelmente, correspondendo a antigos nódulos de sulfatos.





dentre outros. Os valores mais elevados de δ^{13} C (até +9,4‰ PDB) foram encontrados por Misi & Veizer (1998) nos calcilutitos pretos. Os calcilutitos desta unidade ocorrem freqüentemente bastante dobrados e cavalgados, na região de Irecê, com dobras deitadas com vergência para sul, indicando esforços compressivos de norte para sul. Segundo Misi e Silva (1996), estes dobramentos e cavalgamentos estariam relacionados à tectônica Brasiliana, ou seja, seriam reflexo da tectônica da faixa Rio Preto sobre a cobertura.

A evolução diagenética dos carbonatos da Formação Salitre de acordo com Misi & Kyle (1994) pode ser resumida nos seguintes estágios:

- Marinho → associado a zonas micríticas e cimentação de calcita espática nos calcarenitos das Unidades A e B₁;
- <u>Refluxo</u> → correlacionado com altas taxas de evaporação na planície de maré, que geraram a formação de salmouras densas, as quais proporcionaram a dolomitização (Unidade B₁), desenvolvimento de nódulos de sulfato, silicificação desses nódulos e formação da primeira geração de sulfetos, os quais ocorrem substituindo os evaporitos;
- Meteórico → relacionado à dissolução do carbonato marinho e sulfato, dedolomitização, e a formação da fase principal dos sulfetos;
- Soterramento ou compactação → responsável pela formação de estilólitos, fraturas preenchidas com calcita (alto Fe⁺²) e dolomita barroca, associadas a sulfetos.

Estudos de estratigrafia isotópica realizados por Torquato & Misi (1977) indicam que na unidade C (basal) os valores de δ^{13} C são os menores obtidos (média = -5,06‰ PDB), ao passo que nas unidades superiores B e B1 esses valores variam em torno de 0‰ PDB. Em direção ao topo, na unidade A1, os valores de δ^{13} C tornam-se bruscamente positivos variando de +8,0 a +9,4‰ PDB (Misi &Veizer, 1998 e Misi, 2001).

Estruturalmente, a Bacia Irecê é um sinclinório com *plunge* para norte, destacando-se na região central dobramentos com eixos de direção leste-oeste (Fig. 3), onde Bomfim *et al.* (1985) reconheceram duas fases de deformação. A primeira resultou em dobras abertas, direção NNW com mergulho dos flancos para leste e para oeste. A segunda fase, responsável pela configuração atual da bacia, transportou as seqüências carbonáticas para o sul (Chemale *et al.*, 1991), sendo este evento possivelmente relacionado à orogênese Brasiliana, que resultou em dobras com *trend* leste-oeste, que marcam a parte central da bacia.

Apesar dos sistemas de falhas e fraturas em Irecê serem mascarados por intensos dobramentos, estudos de geoprocessamento utilizando imagens Landsat realizados por Franca-Rocha (2001), evidenciaram a ocorrência de um sistema de falhas e fraturas de caráter regional de orientação N40°-50°W.

2.2. A Bacia Una-Utinga

Situada na porção Oriental da Chapada Diamantina (BA), no domínio da Bacia Hidrográfica do Rio Paraguaçu, a Bacia Una-Utinga, assim como a Bacia Irecê, encontram-se preenchidas por sedimentos predominantemente carbonáticos do Grupo Una (Figuras 2 e 4), descritos anteriormente. Gomes *et al.* (1997) mostraram uma correlação estratigráfica entre as unidades da Formação Salitre, presente na Bacia Irecê, (descrição em Misi e Silva, 1996) e aquelas observadas em Nova Redenção (Bacia Una-Utinga).

Sotoposta à Formação Salitre, a Formação Bebedouro é constituída por diamictitos com clastos (grânulos, seixos e matacões) de composição variada com matriz grauváquica, arcosiana e quartzo-arenítica; arenitos e pelitos, com ou sem clastos associados (Guimarães, 1996). Os clastos são angulosos e compostos por gnaisses, granitos, pegmatitos, rochas de composição básica, xistos, quartzitos verdes e brancos, filitos e calcários.

Os afloramentos da Formação Salitre na Bacia Una-Utinga são escassos, em função do elevado grau de alteração das rochas e da espessa cobertura dos solos. Guimarães & Pedreira (1990) descrevem uma sequência de calcários cinza, bem estratificados, com granulometria que varia de calcilutito a calcirrudito. A Formação Salitre é caracterizada, principalmente, pela presença de níveis dolomíticos e silicificados com intercalações pelíticas locais. Os calcilutitos, calcissiltitos e calcarenitos possuem, em geral, laminação plano-paralela e por vezes podem associar-se a estromatólitos laminares e calcários intraclásticos. A associação destas estruturas com *teepees* evidenciam uma exposição subaérea. Pedreira (1994) ainda descreve a presença ocasional de calcarenitos com estratificação cruzada e silexitos oolíticos/oncolíticos ou não. Os calcários cinza são caracterizados por possuírem acamadamento horizontal ou mergulhos fracos.

No domínio da Formação Salitre, dentro da Bacia Una-Utinga, foram definidas duas associações de litofácies (Fig. 6 e 7) por Moraes Filho & Leal (1990):

<u>Associação A</u>: seqüência do topo, constituída de dolarenitos, dolarenitos silicificados ooidais ou não, muitas vezes com níveis detríticos quartzosos, e estromatólitos silicificados. Os dolarenitos, de modo geral de cor cinza-clara ou rósea, apresentam-se sob forma maciça ou estratificada, podendo ocorrer localmente estratificação cruzada tipo "espinha de peixe". Esta seqüência é mineralizada em chumbo e zinco, com prata e cádmio associados.

<u>Associação B</u>: composta por calcilutitos, calcarenitos, "laminitos algais" e calcissiltitos laminados, da unidade basal, onde se observa intercalação de laminações finas, com coloração mais escura.



Figura 6 - Mapa geológico simplificado da área mineralizada em sulfetos em Nova Redenção, Bacia Una-Utinga, com indicação dos alvos Sete Lagoas e Queimadas do Felipe (Neoproterozóico), de acordo com Moraes Filho & Leal (1990).



Figura 7 - Seção geológica simplificada, a partir de furos de sondagem, mostrando a posição dos filões mineralizados em sulfetos na área de Nova Redenção, Bacia Una-Utinga (Moraes Filho & Leal, 1990).

A distribuição destas litofácies B e A representa uma seqüência regressiva (*shallowing upward*) e assemelha-se às representadas pelas unidades B e B₁, respectivamente, da Formação Salitre, na Bacia Irecê (Gomes *et al.*, 1997; Misi & Silva, 1996). Diferem, entretanto, pelo elevado grau de silicificação observado na associação A (Bacia Una-Utinga) em relação à unidade B₁ (Bacia Irecê) (Gomes, 1998).

A feição morfológica marcante nesta formação é uma planície, a qual resulta do preenchimento e da erosão parcial, essencialmente cárstica, de uma depressão pré-existente do Grupo Chapada Diamantina. Ocorrem ainda, pequenos morros sustentados por rochas dolomitizadas e/ou silicificadas (Guimarães e Pedreira, 1990).

Dentre as diversas estruturas presentes na Bacia Una-Utinga descritas pela CPRM, através do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (Pedreira & Guimarães, 1990), existe um padrão principal de ruptura, de caráter regional, com falhamentos expressivos de direção N50°W, a exemplo da Falha do Rio Bonito (Fig. 8). O mapa geológico do Estado da Bahia (Inda & Barbosa, 1978) mostra também a existência de várias estruturas do embasamento, alinhadas nessa direção, algumas das quais se propagam através da Bacia Una-Utinga, prolongando-se para noroeste através dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço. Essas feições estruturais foram interpretadas por Franca Rocha & Misi (1993), como sendo evidência de processos herdados do embasamento, que estiveram ativos durante a evolução da sedimentação das coberturas meso e neoproterozóicas. Misi & Silva (1996) também chamam atenção para o fato de que os levantamentos geofísicos realizados pela CPRM na Folha Utinga apontaram para a existência de anomalias gravimétricas e magnetométricas significativas, entre estações de medidas que passam sobre o traço da Falha do Rio Bonito (Fig. 8). Segundo Motta (1990), a anomalia gravimétrica, com cerca de 20 km de extensão, considerada uma das maiores já detectadas no Estado da Bahia, é indicativa da presença de uma enorme soleira de rocha básica, sub-aflorante, com cerca de 5 km de espessura.

2.3. A Bacia São Francisco

Situada na porção ocidental da Chapada Diamantina, a Bacia São Francisco cobre uma área com cerca de 500.000 km² (Fig. 2), nos estados da Bahia, Minas Gerais e Goiás e possui os limites noroeste, oeste e leste coincidentes com os do Cráton do São Francisco (Alkmim & Martins-Neto, 2001). A Bacia São Francisco é constituída, essencialmente, por seqüências carbonáticas do Supergrupo homônimo (Grupo Bambuí), compreendendo da base para o topo, de acordo com Dardenne (1978, 1981 e 2000), a Formação Jequitaí (Carrancas), composta essencialmente por diamictitos; além das Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade compostas por siliciclastos e calcários interestratificados, e por fim a Formação Três Marias, que capeia este grupo com siliciclastos (Figuras 9, 10 e 11).



Figura 8 - Possível alinhamento das mineralizações de sulfetos ao longo do prolongamento da falha do Rio Bonito (modificado de Misi & Silva, 1996) e localização dos setores mineralizados Sete Lagoas, Queimadas do Felipe e Queimadas (modificado de Gomes, 1998).

Formação Urucúia				Siltito cinza a preto, arenoso Arenito vermelho, muito fino, calcífero	
	Formação Três Marias			Arcóseos e arenitos arcoseanos Siltito cinza escuro Conglomerado local	
Grupo Bambuí	Paraopeba	Formação Serra da Saudade		Folhelho verde claro a acinzentado, pouco micáceo, calcífero, com intercalações de calcilutito	
		Formação Lagoa do Jacaré		Calcarenito cinza recristalizado Folhelho cinza, micáceo e siltito calcífero Calcilutito cinza recristalizado Calcarenito oolítico	
	ubgrupo	Formação Serra de Santa Helena	ZZ	Siltito cinza maciço Folhelho cinza a verde-escuro, piritoso Marga cinza-escura, calcilutito	
	S	Formação Sete Lagoas		Dolomito Calcarenito recristalizado, sacaroidal Calcilutito cinza argiloso	
		Formação Carrancas		Folhelho cinza calcífero Conglomerado e diamictito	
3rupo caúbas				Arenito branco, fino a médio, silicoso quartzoso, pouco calcífero	
Mai			? ? ? ? ? ?	Siltito cinza-escuro	

Figura 9 – Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Bambuí modificada de Fugita & Clark Filho (2001).



Figura 10 – Relações estratigráficas entre o Grupo Bambuí em Serra do Ramalho (BA), na Bacia São Francisco e o Grupo Una, na Bacia Irecê (modificado de Conceição Filho *et al.*, 2001). As unidades descritas na Bacia Irecê possuem as seguintes correlações com a Bacia São Francisco, na Bahia: C/Sete Lagoas 1; B/Sete Lagoas 2; B1/Sete Lagoas 3; A/Serra de Santa Helena e A1/Lagoa do Jacaré.





23

O Grupo Macaúbas, de acordo com Karfunkel & Hoppe (1988), depositado em sistema de leques aluviais e lacustres é composto por tilitos e fácies proglaciais, que gradam para diamictitos, conglomerados, arenitos, formações ferríferas e pelitos, de origem glacio-continental, com transições para depósitos glaciomarinhos nas faixas marginais. Este Grupo é considerado equivalente à Formação Jequitaí/Carrancas (sotoposta ao Grupo Bambuí), à Formação Bebedouro (Grupo Una) e ao Grupo Ibiá (Faixa Brasília) (Dardenne, 1981). Martins-Neto & Alkmim (2001) relacionam os Grupos Macaúbas e Ibiá com o Rifeano, que equivaleria a um primeiro e mais antigo período glaciogênico, ao passo que a Formação Jequitaí ou Carrancas corresponde ao período Sturtiano (ca. 750 Ma), mais recente.

O Grupo Bambuí, que atinge mais de 1.000 m de espessura em alguns locais, é composto essencialmente por rochas carbonáticas marinhas e pelíticas passando a arenitos e conglomerados no topo e nas bordas da bacia, respectivamente (Dominguez, 1993 e 1996). Miranda *et al.* (1976) e Miranda (1998) subdividiram o Grupo Bambuí, na região de Serra do Ramalho, em oito unidades litoestratigráficas (C_0 a C_7 da base para o topo), que podem ser comparadas com a estratigrafía proposta por Dardenne (1978) para o mesmo grupo em Minas Gerais. As mineralizações de Pb-Zn-F estão hospedadas no nível estratigráfico C_2 (C2a a C2g), como pode ser observado na coluna esquemática da área de Campo Alegre da figura 12. O Grupo Bambuí é formado por uma sequência plataformal desenvolvida posteriormente a deglaciação, sendo representada, na figura 10, por três megaciclos regressivos (Dardenne, 1978, 1981 e 2000):

- A Formação Sete Lagoas (primeiro megaciclo) é caracterizada por uma sequência granocrescente com calcilutitos na base e calcários e dolomitos no topo, cujo final do ciclo exibe fácies de supramaré dolomitizadas, estruturas *tepee* e gretas de ressecamento localmente. Corresponde às unidades C₀ a C₃.
- As Formações Serra de Santa Helena (unidade C₄) e Lagoa do Jacaré (unidades C₅ e C₆) representam o segundo megaciclo. A Formação Serra de Santa Helena, predominantemente pelítica é composta de folhelhos de águas profundas com progressivo retrabalhamento por ondas de tempestade. A Formação Lagoa do Jacaré é composta por calcários plataformais de águas rasas com calcarenitos oolíticos e oncolíticos, calcilutito, além de intercalações de folhelhos e siltitos.
- As Formações Serra da Saudade (unidade C₇) e Três Marias (Fig. 9) constituem o terceiro megaciclo, cujo ambiente de deposição é de plataforma rasa dominada por correntes de tempestade com fácies de supramaré no topo (Chiavegatto, 1992). A Formação Serra da Saudade é composta por sedimentos pelito-arenosos e a Formação Três Marias por arenitos, arcóseos e conglomerados.

Os megaciclos caracterizados acima se iniciam com uma transgressão marinha regional associada com uma subsidência da bacia, possibilitando a deposição de seqüências marinhas profundas, que passam

para uma fácies de plataforma rasa, e por fim, para uma fácies de maré a supramaré (Dardenne, 1981 e 2000). A Formação Jequitaí/Carrancas constituída por conglomerados e diamictitos representa a base do Grupo Bambuí.



Figura 12 – Coluna estratigráfica esquemática da área de Campo Alegre (Serra do Ramalho – BA), exibindo as relações litoestratigráficas entre as litofácies que compõem a Unidade C_2 da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí (Modificado de Miranda 1998).

Os calcários da base da Formação Sete Lagoas apresentam valores isotópicos de δ^{13} C negativos (em torno de –4‰ PDB), que vão tornando-se progressivamente positivos em direção ao topo dessa formação. Acima desses calcários basais as assinaturas isotópicas de carbono são próximas de 0‰ PDB e vão aumentando em direção ao topo até atingirem razões em torno de 7 a 8‰ PDB (Kaufman, *et al.*, 2001; Misi, 2001 e Kaufman, *et al.*, 2003). Estes resultados negativos (–4‰ PDB), observados de modo semelhante em seqüências neoproterozóticas no mundo, indicam a presença de *cap carbonates*, que representam rochas depositadas logo após períodos glaciais, decorrentes de variações climáticas globais, onde um aumento da produtividade orgânica nos oceanos implicaria no degelo (Kaufman, 2000 e Misi, 2001). Os valores próximos a zero, acima dos *cap carbonate*, indicam que a deposição da Formação Sete Lagoas ocorreu em um oceano ventilado (Chang, 1997). Esses valores de δ^{13} C em torno de 0‰ PDB são similares àqueles das unidades B e B1, e aqueles em torno de -4‰ PDB são semelhantes aos da unidade C da Bacia Irecê.

O aumento brusco dos valores altamente positivos de δ^{13} C (até +16‰ PDB) determinados nos calcários estratigraficamente acima da Formação Sete Lagoas, em direção ao topo do Supergrupo Paraopeba, foram verificados por diversos autores (Torquato, 1980; Chang *et al.*, 1993; Chang, 1997; Iyer *et al.*, 1995; Kawashita, 1998; Santos *et al.*, 2000; e Kaufman *et al.*, 2003). De acordo com Chang (1997) estes resultados sugerem uma mudança rápida de um oceano ventilado para um oceano altamente estratificado, onde a matéria orgânica preservada seria decorrente de uma anoxia prolongada. Estes valores ocorrem sempre na passagem do megaciclo 1 para o megaciclo 2, logo acima dos dolomitos com estruturas de exposição aérea – *tepees*, marcando o limite entre essas sequências (Misi, 2001). Deste modo, a deposição da sequência superior do Grupo Bambuí poderia estar associada a ambientes marinhos confinados gerados por processos tectônicos (Chang *et al.*, 1993 e Chang, 1997).

Os valores isotópicos de δ^{13} C observados nas seqüências do Supergrupo São Francisco, em Minas Gerais e na Bahia, tornam-se mais positivos em direção ao topo da sequência, o que permite uma correlação entre elas (Misi, 2001) (Fig. 10):

- As unidades C, B e B1 do Grupo Una, na Bacia Irecê, são equivalentes à Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, na Bacia São Francisco.
- Posicionada acima das unidades anteriores, a unidade A, composta por margas, argilitos e siltitos (ambiente marinho profundo), é equivalente estratigráfico da Formação Serra de Santa Helena (Bacia São Francisco).
- A unidade A1, topo da Formação Salitre, é equivalente à Formação Lagoa do Jacaré.

Determinações de δ^{34} S em traços de sulfatos associados aos carbonatos do topo da Formação Sete Lagoas (pedreiras Sambra e Paraíso), realizadas por Kaufman *et al.* (2001 e 2003), revelaram valores altamente positivos (+38‰ a +47,5‰ CDT), interpretados pelos autores como sendo conseqüência de enriquecimento residual de ³⁴S, em ambiente fechado, incorporado pelos carbonatos, decorrente de altas taxas de redução do sulfato, por meio de bactérias, que geraram piritas deplecionadas em ³⁴S, em condições anóxicas durante o período glacial Neoproterozóico.

Os sedimentos depositados nesta bacia foram interpretados como sendo do tipo rampa carbonática, caracterizada pela presença de declives e talude suaves (Leão & Dominguez, 1992). Esta suave morfologia da rampa carbonática propicia pequenas variações do nível do mar, de modo que diversos ciclos *shallowing-upward* ocorram, gerando feições particulares (de águas rasas) e permitindo a repetição das seqüências estratigráficas (Dominguez, 1996).

2.4. Evolução Geotectônica

O Cráton do São Francisco é uma das unidades geotectônicas mais importantes da América do Sul, e resulta da aglutinação de massas continentais, que foram envolvidas em múltiplos e sucessivos eventos de fissão e fusão do Arqueano ao Fanerozóico. Esses eventos propiciaram a formação de um amplo espectro de rochas, em diferentes ambientes geotectônicos, logo, com distintas filiações metalogenéticas. Durante a orogenia Brasiliana (Neoproterozóico), o Cráton do São Francisco teve suas margens dobradas como conseqüência da fusão de placas continentais, que geraram uma gama de eventos tectônicos, os quais culminaram na consolidação das faixas de dobramento Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal, Sergipana, Araçuaí e Ribeira, que bordejam o cráton, propiciando assim, um novo panorama metalogenético. Essa orogênese também afetou os sedimentos do Grupo Bambuí, principalmente ao longo das faixas Brasília e Araçuaí. Distante das zonas de dobramento, as áreas cratônicas foram afetadas por um conjunto de falhas normais de direção NNW-SSE e NNE-SSW que proporcionaram a movimentação vertical de blocos do embasamento, gerando pequenos locais de restrição com subsidência diferenciada na bacia (Nobre-Lopes, 2002). Portanto, para entendimento da relação entre os principais depósitos minerais de Pb-Zn, associados à cobertura sedimentar carbonática do Cráton São Francisco faz-se necessário o entendimento da evolução geotectônica do mesmo.

Com relação à tectônica global, os diversos episódios de dispersão e aglutinação das placas continentais, associadas ao Ciclo de Wilson, ocorreram de modo diacrônico, possibilitando a interação entre as massas continentais, de modo que eventos finais de fusão ocorreram concomitantemente a processos iniciais de desarticulação e deriva, atribuindo diferentes contextos geotectônicos, onde se encontram o embasamento arqueano-paleo-mesoproterozóico e as coberturas do Cráton do São Francisco. Esta dinâmica global que afetou de diferentes formas o embasamento e as coberturas, propiciou diferenças nas disponibilidades das mineralizações de metais-base, muito possivelmente em virtude da interação entre as diferentes rochas, como também, em função da criação de estruturas tectônicas, que por vezes cortam ambas unidades.

A história de formação do Cráton do São Francisco envolve uma evolução policíclica através de movimentos de massas litosféricas que sofreram sucessivos processos de fissão (tafrogênese e dispersão) e fusão (aglutinação/colagem), responsáveis pela sua atual configuração interna e forma. Quatro processos de fissão e fusão foram caracterizados por Brito Neves (1999), sendo três deles de idade proterozóica (Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico) e o último, iniciado no Permo-Triássico, tem continuidade até hoje. Estes processos de fissão e fusão são caracterizados a seguir com base, principalmente no autor supracitado.

Vale salientar, que a reconstrução da história evolutiva do Cráton São Francisco baseia-se em importantes registros paleomagnéticos, geocronológicos, isotópicos, litológicos, tectônicos, estratigráficos, geoquímicos e paleogeográficos, os quais conduziram à configuração de complexos e diversos estágios de acresção, associada à destruição e consumo de crosta oceânica e processos colisionais (fechamento de oceanos e convergência de placas litosféricas) com grande retrabalhamento crustal.

Brito Neves (1999) enfatizou que a reconstituição da história no Arqueano é extremamente complexa, em virtude dos núcleos identificados apresentarem uma expressão geográfica-geológica modesta e uma grande dispersão no espaço, tendo todos estes núcleos sido afetados por processos orogenéticos paleoproterozóicos. Este autor também coloca a insuficiência de dados para a caracterização do supercontinente Arqueano Ur, proposto por Rogers (1996). A reunião dos dados indiretos e isotópicos permite apenas conceber a existência de núcleos microcontinentais neoarqueanos (2,8 - 2,5 Ga), resultantes de uma longa história de evolução (3,5 Ga – Paleoarqueano) de terrenos de alto e baixo grau, que foram menos afetados pelos efeitos dos retrabalhamentos dos processos orogenéticos subseqüentes. O Paleoarqueano (3,6 - 3,2 Ga) tem poucos registros de pequena expressão territorial, que apenas identificam os primeiros núcleos microcontinentais (TTG).

A primeira fusão ou colagem Paleoproterozóica (2,5 - 1,6 Ga) é registrada através de ambientes intracratônicos/intraplacas, associados a magmatismo máfico-ultramáfico (ex: corpos de Jacuricí – BA), sinéclises, riftes, etc., ambientes de interação de placas continentais (colisão e transpressão – registros de suturas- ex: Cinturão Móvel Salvador-Curaçá na Bahia) e oceânicas (magmatismo relacionados a arco – *Greenstone* do Itapicuru - BA). A colagem Paleoproterozóica envolve informações de natureza geocronológica (principalmente), litoestratigráfica e metalogenética relativas a orógenos colisionais datados entre 2,1 e 1,8 Ga e suas correlações com os blocos cratônicos anexos, apontando para e existência de um supercontinente paleoproterozóico, denominado de Colúmbia/Atlântica e Ártica. No Brasil, a Orogênese Transamazônica é um registro desta primeira fusão. De acordo com Alkmim (2004), o embasamento do Cráton do São Francisco formado inicialmente no arqueano e consolidado a 2,6 Ga, só foi estabilizado no final do Evento Transamazônico, a partir de quando inicia a formação da cobertura na Bacia São Francisco e no Aulacógeno do Paramirim.

Com a formação de Colúmbia/Atlântica e Ártica houve um tamponamento do manto e subseqüente rifteamento da crosta (ex: Calha do Espinhaço) com acavalgamento crustal em algumas porções (ex: Lineamento Contendas-Jacobina na Bahia), e fusão da base da crosta, gerando magmatismo ácido (ex: Atumã-Unaí, respectivamente Rio dos Remédios e Goiás) com granitos Tipo-S (ex: Carnaíba – BA) e anarogênicos (ex: Vale do Paramirim). Estes processos relacionam-se com o final do Paleoproterozóico, período Estateriano (1,8 – 1,6 Ga), caracterizando a primeira fissão (dispersão de Colúmbia/Atlântica), também denominada de Tafrogênese Estateriana. Durante a Tafrogênese Estateriana, a calha do Espinhaço

(tentativa de separação de massas continentais) foi também preenchida com sedimentos flúvio-eólicos e marinhos (ex: Grupo Santo Onofre, Paraguaçu e Chapada Diamantina). Essas manifestações não se restringiram à América do Sul, sendo conhecidas em outros continentes, especialmente na África. Com base na disponibilidade dos dados, a tafrogênese (extensão) foi preponderante em relação à fissão (dispersão), sendo essa última alcançada localmente. O caráter diacrônico das manifestações, anteriormente mencionado, é denotado pela presença delas no Mesoproterozóico (após 1,6 Ga), ou seja, enquanto em alguns lugares Colúmbia/Atlântica estava se formando (primeira fusão), em outros, estava sofrendo extensão/dispersão (primeira fissão).

No Mesoproterozóico (1,6 - 1,0 Ga) houve a segunda fusão, que culminou com a formação do supercontinente Rodínia. A relevância das orogenias mesoproterozóicas é marcante em dois estágios temporais principais, 1,45-1,3 Ga/Mesoproterozóico e ca. 1,0/0,96 Ga/Neoproterozóico, dentro dos quais sítios oceânicos e afins, além de domínios tafrogênicos ectasianos (ca. 1,3 Ga), foram fechados. Um dos registros destes eventos espalhados no embasamento, dentro e fora da plataforma Sul Americana, é o Sistema de dobramentos do Espinhaço e Chapada Diamantina Ocidental, em Minas Gerais e na Bahia. Trata-se da inversão de um sistema de riftes com encurtamento crustal significativo, que envolve materiais da Tafrogênese Estateriana e de outros ciclos cratogênicos do Mesoproterozóico, colocada no Ectasiano, com base em modestos dados geocronológicos e paleontológicos determinados por vários autores (Ex: Babinski *et al.*, 1993). Enxame de diques máficos datados do final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico, que cortam as unidades do Espinhaço e Chapada Diamantina, já deformadas, não cortam as rochas do Supergrupo São Francisco, denotando a existência de deformações anteriores ao Ciclo Brasiliano (Brito Neves, 1999). Vale ressaltar, que este processo de fusão ocorreu de modo diacrônico, tendo seu início por volta de 1,45 Ga e só sendo completado no início do Neoproterozóico, de acordo com registros geocronológicos.

O Neoproterozóico (1.000-542 Ma) marca a segunda fissão, denominada Tafrogênese Toniana, que deu início ao quebramento (rifte) e dispersão do supercontinente Rodínia, bem marcado no Brasil e na África. Na América do Sul as estimativas máximas para este fenômeno extensional ficam em torno de 950 a 850 Ma, daí a designação de Toniano (1.000 a 850 Ma). Porém, vale mencionar que há algumas evidências a serem comprovadas, cuja desarticulação teria ocorrido em um intervalo de tempo mais jovem, dentro do Neoproterozóico. O diacronismo é registrado nos processos de rifteamento, duração do fenômeno e nas velocidades de desarticulação do supercontinente Rodínia (Meso/Neoproterozóico). De modo geral, a fissão de Rodínia criou uma série de ambientes geotectônicos, tais como sistemas de riftes, aulacógenos, oceanos, bacias proto-oceânicas, arcos magmáticos, etc. Registros do magmatismo fissural se fazem através da colocação de enxame de diques máficos na região do Espinhaço, a sul do Cráton do São Francisco, porção centro-ocidental da Amazônia, nas costas da Bahia e do Congo, dentre outros.

Segundo Brito Neves (1999), fortes indícios indicam que grande parte dos processos de rifteamento e formação de bacias e relevos associados, no Brasil e África, foram criados em climas frios a glaciais (Fm. Bebedouro/ G. Jequitaí - Brasil; no Congo Ocidental, Kundelungu e Stinkfontein em Zâmbia, etc.). A porção flúvio-glacial do Supergrupo São Francisco teria se depositado no Neoproterozóico, no período Toniano ou Criogeniano (850-650 Ma). Dados mais recentes de Babinski et al. (2004) indicam uma idade máxima de sedimentação para a Fm. Bebedouro de 875 ± 9 Ma, obtida através de zircões detríticos dos tilitos (período Toniano). Dominguez (1993) salienta o caráter extensivo da glaciação Bebedouro-Jequitaí no Paleocontinente São Franciscano, embora o registro desta glaciação seja descontínuo e com diamictitos de pequena espessura sobre o Cráton. As espessas acumulações dos sedimentos glaciogênicos (ex: Grupo Macaúbas/Faixa Aracuaí e Formação Ibiá/Faixa Brasília), associados às margens deste Paleo-continente seriam decorrentes da abrasão dos sedimentos do cráton pelas geleiras durante o seu trajeto. Com a deglaciação e com o aumento da subsidência (termo-flexural) sobre os blocos cratônicos mais espessos, adjacentes à calha do Espinhaco, uma subida generalizada do nível do mar, invade o Paleo-continente São Franciscano, acumulando a maior parte dos Grupos Bambuí e Una (Dominguez, 1993). O episódio de subsidência termo-flexural das bordas para o interior do cráton se relaciona possivelmente com a evolução das margens móveis e implantação das faixas de dobramentos Brasilianas. Nesta época, a calha do Espinhaço serviu como uma barreira, impedindo que todo o Paleo-continente São Francisco fosse totalmente coberto pelo mar e depositasse os sedimentos carbonáticos. A apófise ocidental do Cráton do São Francisco, onde se instalou a Bacia homônima, constituía um bloco submerso com profundidades rasas de margem passiva (plataforma isolada), e a porção oriental (leste da calha do Espinhaço), onde se instalaram as Bacias Irecê e Una-Utinga configurava a plataforma Salitre sobre um relevo em rampa, herdado da rampa siliciclástica Cabolclo, em ambiente extremamente raso (Dominguez, 1993).

Ao final do Neoproterozóico (730-545 Ma) a terceira fusão, também conhecida como Evento Brasiliano/Panafricano teve suas manifestações a partir de 750-730 Ma, com um pico ca. 600 Ma, finalizando-se em torno de 490-480 Ma, no período Ordoviciano, caracterizando o diacronismo deste processo (Brito Neves, 1999). Este evento culminou com a formação do supercontinente Gondwana. Os principais registros deste evento são as faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco (Ribeira, Araçuaí, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana), granitos tipo-I marginais (fechamento de arco), magmatismo alcalino do sul da Bahia e as coberturas plataformais do Supergrupo São Francisco, que foram deformadas nesta era. As coberturas plataformais tiveram o início de sua deposição, durante a segunda fissão (Tafrogênese Toniana/dispersão de Rodínia) e seu clímax em torno de 600 Ma/Ciclo Brasiliano-Panafricano gerando bacias Neoproterozóicas de natureza epicontinental (Grupos Bambuí e Una) e de margem passiva (Grupo Vazante) (Brito Neves, 1999). O caráter diacrônico do Evento Brasiliano/Panafricano (730-480 Ma), que afetou os sedimentos da cobertura é denotado pelo registro de deformações decorrentes da instalação das faixas de dobramentos marginais ao Cráton São Francisco, provocando a ação de esforços diferenciais, e pela reativação de antigas estruturas do embasamento que progradaram para a cobertura evidenciando um regime extensional associado à orogênese Brasiliana (compressão). Durante a colagem Brasiliana, a sobrecarga dos empurrões criou, provavelmente, uma subsidência flexural, na qual se depositou a Formação Três Marias, topo do Grupo Bambuí (Dominguez, 1993). Estes empurrões colocados de encontro ao Cráton do São Francisco deram origem a uma bacia de *foreland* (Dominguez, 1993).

Contudo, Condie (2002) demonstrou que os mais importantes períodos de extensão continental teriam ocorrido durante o Neoproterozóico, entre 600 e 950 Ma, o que confirma o caráter diacrônico do evento chamado Brasiliano (Fig. 13).



Figura 13 – Distribuição das idades dos eventos de colisão e extensão de Rodínia e Gondwana, com períodos concomitantes desses eventos (retângulo amarelo) denotando o caráter diacrônico desses (Condie, 2002).

Durante o Fanerozóico (545 Ma – presente) três principais eventos foram registrados (Brito Neves, 99).

- 1999):
 - Terceira fissão, denominada de Tafrogênese Eopaleozóica (500 a 435 Ma), a qual gerou a dispersão de Gondwana;
 - (2) Quarta fusão, no final do Paleozóico (370 a 350 Ma/Permo-Triássica) que culminou com a formação do supercontinente Pangea; e a
 - (3) Quarta fissão de Pangea (eo-paleozóica) a qual teve seu início por volta de 180 Ma (Triássico superior) e continua até hoje.

Durante a Tafrogênese Eopaleozóica (1) a plataforma São Franciscana manteve a sua posição geográfica até os tempos atuais. Os principais registros são a implantação das Bacias do Parnaíba, Paraná, Médio e Baixo Amazonas, sendo que as três últimas bacias seguem linhas estruturais herdadas do embasamento.

A quarta fusão (2) tem como principais evidências registros paleogeográficos, paleomagnéticos, tectônicos, etc., que evidenciam a colagem do supercontinente Pangea. Este grande continente possuía um grande oceano denominado Panthalassa e um pequeno mar chamado de Tethys, que hoje é representado pelo Mar Mediterrâneo.

A dispersão de Pangea (3) se estendeu pelos períodos Jurássico e Cretáceo separando o Cráton do São Francisco do Cráton do Congo (Brito Neves, 1999 e Dominguez, 1993). Alguns registros deste episódio extensional são: o magmatismo da Bacia do Paraná (alcalino) e da Patagônia, sills e diques máficos da sinéclise Amazônica, sistemas de riftes intracontinentais na Província Borborema com magmatismo basáltico subordinado, Bacias Mesozóicas geradas por riftes abortados (Recôncavo-Tucano, Camamu, Almada/ bacias marginais e Urucuia), além da formação das cordilheiras dos Andes (Brito Neves, 1999 e Dominguez, 1993).

Com a continuidade da dinâmica dos continentes é possível imaginar um futuro supercontinente, possivelmente formado cerca de +250 Ma no futuro, denominado de Amásia (Brito Neves, 1999).

É importante salientar a grande divergência existente entre os diferentes pontos de vista, que incorre na idéia do ambiente geotectônico no qual as coberturas neoproterozóicas teriam se depositado. As referências dispostas na tabela 1 sumarizam as idéias de alguns dos autores acerca desta temática. Alguns autores defendem a deposição durante um regime tectônico compressivo (colagem Brasiliana) ou flexural por sobrecarga tectônica, associada a uma bacia de antepaís (*foreland*) (Thomaz Filho *et al.*, 1998; Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2001; Martins-Neto & Alkmim, 2001; Alkmim & Martins-Neto, 2001). Entretanto, Pimentel *et al.* (2001) propõem para a deposição do Grupo Vazante uma seqüência superior de margem passiva diferentemente dos demais autores. Em contraposição, uma outra vertente associa a deposição dessas coberturas neoproterozóicas a um regime geotectônico extensional gerador de bacias epicontinentais em margem passiva, interpretação a qual utilizamos neste trabalho, (D'el-Rey Silva, 1999; Campos Neto, 2000; Dominguez, 1993; Brito Neves, 1999; Teixeira *et al., in press*).

2.5. Idade dos Grupos Bambuí e Una

Vários métodos de datação foram utilizados nos diversos materiais que constituem as coberturas Neoproterozóicas do Cráton do São Francisco. Entretanto, ainda hoje existe incerteza quanto a real idade dos sedimentos carbonáticos, apesar do grande número de medidas (Tab. 2). As dificuldades na obtenção das

idades decorrem principalmente da ausência de rochas ígneas diretamente relacionadas com os sedimentos e registros fossilíferos adequados. Outra dificuldade que envolve a obtenção de idades que reflitam a deposição das rochas sedimentares dos Grupos Bambuí e Una é a influência de fluidos do embasamento e de deformações decorrentes do evento Brasiliano, que afetam as rochas e atribuem uma nova assinatura isotópica com idades mais recentes (610 a 520 Ma) (Babinski, 2005). A influência da percolação desses fluidos nas rochas por onde percolaram é também salientada por D'Agrella Filho *et al.* (2000) e Trindade *et al.* (2004), que mostram que estas sofreram remagnetização há cerca de 520 Ma.

As datações relativas aos sedimentos do Grupo Bambuí através de determinações de Rb-Sr, como exposto na tabela 2, não são confiáveis devido ao metamorfismo, que mesmo de baixo grau, pode ter afetado todo o sistema isotópico e conseqüentemente, pode ter mascarado a assinatura isotópica original (Misi, 2001). As datações de Rb-Sr obtidas a partir de folhelhos do Grupo Vazante indicaram idades em torno de 600 Ma (Amaral & Kawashita, 1967) e 680 Ma (Couto *et al.*, 1981) semelhantes àquelas obtidas pelo mesmo método nas rochas do Grupo Bambuí (Kawashita *et al.*, 1987 e 1993) (Tab. 2). No entanto, essas idades podem estar associadas ao metamorfismo sofrido pelas rochas durante o evento Brasiliano, correspondente ao último fechamento do sistema isotópico. Mais recentemente, Babinski & Kaufman (2003) determinaram uma idade isocrônica de Pb-Pb de 740 \pm 22 Ma para os carbonatos da Fm. Sete Lagoas (Pedreira Sambra), os quais encontram-se indeformados, horizontalizados e possuem estruturas originais de deposição (Peryt *et al.*, 1990), sendo essa idade interpretada como de deposição (Babinski & Kaufman, 2003). Os tilitos da Fm. Bebedouro forneceram idades de 875 \pm 9 Ma, obtida através de zircões detríticos, indicando uma idade máxima de sedimentação (Babinski *et al.*, 2004).

Idade (Ma)	Regime Tectônico	Tipo de Bacia Litoestratigrafia		Referências	
1000-900 a 750	Extensional – riftemento precursor (quebramento de Rodínia)	Rifte	Sedimentação glacial (Jequitaí, Macaúbas, Ibiá e Bebedouro)	Thomaz Filho et al. (1998)	
640 a 580 pico 600	Compressivo (colagem Brasiliana)/ 750 a 550	Foreland	Grupos Bambuí		
1000 a 650	Extensional (fissão de Rodínia)	Margem continental passiva	Faixas móveis e bacias neoproterozóicas do C.S.F.	D'el-Rey Silva (1999)	
1300 a 1250	Extensional (fissão de Rodínia)	Margem continental passiva	Grupos Paranoá, Canastra e Araxá	Dardenne (2000)	
	Grupo Vazante na tra	ansição entre os Grupos Canastra – Par	anoá e Bambuí		
790 a 630	Compressivo (colagem Brasiliana)	Foreland	Grupos Bambuí e Una		
1200 a 900	Extensional (fissão de Rodínia)	Margem continental passiva	Grupos Canastra, Paranoá e partes do Araxá e Ibiá	Pimentel et al. (2001)	
900 a 800 -700	Extensional (fissão de Rodínia)	Margem continental passiva	Grupos Vazante, Araxá, Ibiá e Arco de Goiás		
800 a 600	Compressivo (colagem Brasiliana)	Foreland	Grupo Bambuí		
1300 a 950	Extensional a flexural termal	margem passiva	Grupos Canastra, Paranoá e partes do Araxá	Martins-Neto & Alkmim (2001) Alkmim & Martins-Neto (2001)	
950 a 630	Extensional a flexural termal	Rifte (margem passiva)	Grupo Macaúbas e correlatos		
950 a 650	Compressivo - flexural	Backarc	Grupos Ibiá e parte do Araxá		
790 a 600	Flexural por sobrecarga tectônica da Faixa Brasília em construção	Foreland	Grupos Bambuí, Vazante e correlatos		
1100 a 900	Extensional (quebramento de Rodínia) – Tafrogênese Toniana	Rifte – margem continental passiva	Grupos Canastra e Paranoá (W) e Grupo Carrancas (SW) da placa São Francisco	Campos Neto (2000)	
Sturtiano	Extensional	Rifte - margem continental passiva	Diamictitos – Fm. Jequitaí, Macaúbas e correlatos.		
Criogeniano Superior	Extensional	Plataforma Epicontinental	Grupo Bambuí e correlatos		
600 a 560 (Vendiano)	Compressivo	Foreland	Vulcanismo félsico e dobramento das faixas marginais		
1000	Extensional	Rifte – margem passiva	Glaciação – Formações Bebedouro e Jequitaí, Grupos Macaúbas e Ibiá	Dominguez (1993)	
900 a 770	Extensional termoflexural das bordas para o centro do C.S.F.	Subsidência/erosão das margens passivas e blocos cratônicos – plataforma epicontinental (plataforma isolada, rampa)	Deglaciação (subida do nível do mar) – maior parte do Grupo Bambuí (plataforma isolada) e Fm. Salitre (rampa carbonática)		
Final do Neoproterozóico	Compressivo (diacrônico nas bordas do cráton) com subsidência flexural	Foreland tipo periférica	Dobramento das faixas de marginais ao C.S.F. e deformação da cobertura sedimentar. Fm. Três Marias		
Meso/eo- neoproterozóica	Extensional	margem passiva	Formações Bebedouro e Jequitaí	Brito Neves (1999)	
770-750/ 570-540	Compressional	Inter-crátons / foreland	Dobramento das faixas marginais ao C.S.F.		
ca 800 a 625	Extensional	Sedimentação em bacias epicontinentais e de margem passiva	Grupo Vazante, Formações Rocinha e Lagamar, Grupos Bambuí e Una	Teixeira et al., in press	

Tabela 1 – Compilação das principais etapas da evolução geotectônica da Faixa Brasília e Bacia São Francisco, a partir do quebramento do supercontinente Rodínia.

Localização	Amostra	Método	Idade (Ma)	Interpretação	Modelo	
Cruno Bambuí						
São Francisco	Calcário	avmnosolen	950 - 650	Idade de de	nosicão	
São Francisco (9)	Folhelho	K-Ar	$576 \pm 12 = 662 \pm 18$	Idade de deposição		
São Francisco (10)	Calcário e	K-Ar	$570 \pm 12 a \ 607 \pm 15$ $582 \pm 12 a \ 607 \pm 15$	Idade mínima metamorfismo		
Montalvânia (11)	Calcário	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	570 - 680	Idade de denosição 87 Sr/ 86 Sr = 0.7077		
Montalvânia (12–13)	Calcário	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	600	Idade de deposição 87 Sr $= 0,7077$		
Januária (19)	Calcário basal Sete Lagoas	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	590 - 600	Início da idade de deposição 87 Sr/ 86 Sr = 0,7076 a 0,7		
Januária ? (20)	Calcário basal Sete Lagoas	Microfóssil Achritarchae	Rifeano a Vendiano (1.000 – 570)	Idade de deposição		
Bacia São Francisco (18)	Calcário	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	730 - 780	87 Sr/ 86 Sr = 0,70759		
Pato de Minas (3)	Galena	Pb-Pb	605 ± 100	Galena tipo J	Holmes-Houtermans	
Itacarambí, Tiros, Pains			1800	Idade de separação do Pb do embasamento		
Sete Lagoas, Januária e Montalvânia (4, 5 e 6)			650	Idade da mineralização	Estágio-duplo (Stacey & Kramers, 1975)	
	Rochas carbonáticas	Pb-Pb	2100	Separação de Pb		
Januária, Arcos e Pains (14)			500 - 550	Incorporação de chumbo radiogênico		
			689 ± 69	Idade mínima de deposição		
Sete Lagoas (24)	Carbonato	Pb-Pb	740 ± 22	Idade de deposição da Fm. Sete Lagoas		
(21) Faixa Brasília	Carbonato		690	Idade mínima de deposição = 872 ± 290 Ma		
Grupo Una						
Lajes do Batata - Fm. Salitre (15)	Calcários negros a cinza	Rb-Sr	774 ± 20 (≥774 e < 900)	Diagênese precoce		
Gaspar - Fm. Bebedouro (15)	Pelitos	Rb-Sr	570 ± 7	Epimetamorfismo		
Carfanaum - Fm. Bebedouro (15)	Pelitos	Rb-Sr	667 ± 20	Diagênese tardia		
Caatinga do Moura - Fm. Bebedouro (15)	Pelitos	Rb-Sr	932 ± 30 911 ± 21 877 ± 21	Diagênese tardia		
Brejão Formoso e Tamboril – Fm. Bebedouro (16)	Pelitos	Rb-Sr	670 ± 110			
Bacia Irecê (17)	Calcário	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	600 - 670	Idade de deposição da Fm. Salitre (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr = 0,7074 0,70765)		
Fm. Bebedouro (25)	Tilitos	Zircão	875 ± 9	Idade máxima de sedimentação		
Formação Salitre (23)	Calcário	Fósseis *	950 - 650	*Jurussania Krilov, Gymnosolen, Tungussides, Solemnides, Linella, Irregularia Krilov, Stratifera Kololjuk		
Grupo Vazante						
Vazante (1)	Folhelho	Rb-Sr	600 ± 50	Idade da deposição	$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0 = 0.830$	
Paracatu (4)	Folhelho	Rb-Sr	680 ± 10	Metamorfismo	$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0 = 0.7255$	
Depósito de Vazante (2)	Galena	Pb-Pb	600 ± 30	Separação de Pb	Russel & Farquhar (1960)	
Depósito de Vazante (3)	Galena	Pb-Pb	740 ± 40	Galena tipo-B	Holmes-Houtermans, Holmes (1946)	
Região de Vazante-Paracatu (4, 5 e 6)	Galena	Pb-Pb	650 ± 50	Idade da mineralização	Estágio-simples (Cumming & Richards, 1975)	
Depósito de Morro Agudo (7)	Galena primária	Pb-Pb	1200 680	Separação do Pb ou idade da mineralização Idade de remobilização	Plumbotectônica (Doe & Zartman, 1979; Zartman & Doe, 1981)	
Depósito de Vazante (7)	Galena	Pb-Pb	680	Idade de remobilização	Plumbotectônica	
Depósito de Morro Agudo (6 e 8)	Galena	Pb-Pb	1800 650	Idade de separação do Pb Idade da mineralização	Estágio-duplo (Stacey & Kramers, 1975)	

Tabela 2 - Dados Geocronológicos dos Grupos Vazante, Bambuí e Una. **Referências:** (1) Amaral & Kawashita (1967); (2) Amaral (1968); (3) Cassedane & Lasserre (1969); (4) Parenti-Couto *et al.* (1981); (5) Iyer (1984); (6) Iyer *et al.* (1992, 1993); (7) Freitas-Silva & Dardenne (1998); (8) Misi *et al.* (1999); (9) Thomaz Filho & Bonhome (1979); (10) Thomas Filho & Lima (1981); (11) Kawashita *et al.* (1987 e 1993); (12) Kawashita *et al.* (1993); (13) Chang *et al.* (1993); (14) Babinski (1993) e Babinski *et al.*(1999); (15) Macedo (1982); (16) Kawashita (2001); (17) Misi & Veizer (1998), (18) Chang (1997); (19) Nobre-Lopes (2002); (20) Cruz & Nobre-Lopes (1992); (21) Babinski *et al.*(1993); (22) Marchese (1974); (23) Srivastava (1986) e Pedreira (1989); (24) Babinski & Kaufman (2003); (25) Babinski *et al.* (2004).

CAPÍTULO 3

DEPÓSITOS DE CHUMBO E ZINCO ASSOCIADOS AO SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

3. Depósitos de Chumbo e Zinco Associados ao Supergrupo São Francisco

Os Grupos Una, Bambuí e Vazante, pertencentes ao Supergrupo São Francisco abrigam diversas mineralizações de chumbo e zinco associadas com calcita, dolomita, quartzo e barita (Fig. 14). Essas mineralizações possuem diversas características em comum, que podem ser visualizadas na tabela 3, dentre as quais, rochas encaixantes dolomíticas depositadas em águas rasas e controle estrutural.



Figura 14 – Mapa simplificado do Cráton São Francisco com indicação dos depósitos e ocorrências dos principais depósitos de Pb-Zn encaixados em carbonatos Neoproterozóicos (modificado de Misi, 1999).

3.1. Depósitos de Chumbo e Zinco Associados ao Grupo Una - Bacias Irecê e Una-Utinga

As mineralizações de chumbo e zinco associadas ao Grupo Una posicionam-se nas Bacias Irecê (depósitos de Irecê, Melancias e Morro do Gomes – Fig. 3) e Una-Utinga (depósito de Nova Redenção – Figuras 6 e 7).

Depósitos	Encaixante	Minério	Ganga	Forma	Gênese do Minério	Estrutural
Serra do Ramalho – BA (CA +LBX) 1, 2, 3, 4	Dolomito (topo Sete Lagoas)	Galena, esfalerita e fluorita	Dolomita, calcita, quartzo, pirita	Stratabound, disseminado, Preenchendo espaços vazios, veios, bolsões, cimentando brechas de dissolução e colapso	Epigenético	Falhas e fraturas N50°W e subordinadamente SW-NE
Montalvânia - MG (MZ) ^{1, 2, 3, 4}	Dolomito (topo Sete Lagoas)	Galena, esfalerita e fluorita	Dolomita, calcita, quartzo, pirita, malaquita	Stratabound, disseminado, Preenchendo espaços vazios, veios, bolsões, cimentando brechas de dissolução e colapso	Epigenético	Falhas e fraturas N40°- 45°W e subordinadamente N20°E
Montalvânia – MG (ZR) ^{1, 2}	Dolomito (Fm. Santa Helena)	Barita	Galena	Veio	Epigenético	Falhas e fraturas NW-SE
Januária – MG ^{4, 5, 6}	Dolomito (topo Sete Lagoas)	Esfalerita, galena, fluorita	Dolomita, calcita, quartzo, óxido de Fe, willemita (sec.)	Stratabound, Preenchendo espaços vazios: veios, bolsões, disseminado, cimentando brechas de dissolução e colapso	Epigenético	Falhas e fraturas NW-SE e NE-SW
Itacarambí – MG ^{4, 5, 6}	Dolomito	Galena, esfalerita, fluorita, calcopirita, óxido de vanádio	Dolomita, calcita, quartzo,	Stratabound, veios	Epigenético	
Fagundes – MG 7	Dolomito (topo Morro do Calcário)	Esfalerita, galena, willemita	Dolomita, calcita, quartzo, pirita, argilo-minerais, filossilicatos	Preenchendo espaços vazios: veios, brechas e texturas zonadas	Tardi- diagenético a epigenético	-
Ambrósia – MG 7	Dolomito (Poço Verde)	Esfalerita, galena	Dolomita, calcita, quartzo, pirita, marcassita, ankerita, talco, clorita, filossilicatos	Preenchendo espaços vazios: veios, brechas	Epigenético	Falhas e fraturas N30°W
Vazante – MG ^{7,}	Dolomito (Poço Verde)	Willemita (prim.), esfalerita, galena, e calamina	Dolomita, calcita, quartzo, hematita, barita, pirita, siderita, clorita	Cimentando brechas de colapso, bolsões, maciço, veios	Epigenético	Falhas e fraturas N50°E
Morro Agudo – MG ^{7, 8}	Dolomito (topo Morro do Calcário)	Esfalerita, galena	Pirita, dolomita, calcita, barita, hematita, quartzo	Substituição da matriz de brechas, veios, bolsões, estratiforme (corpo N),	Sin- e tardi- diagenético e epigenético	Falhas e fraturas N10°W
Nova Redenção – BA ⁹	Dolomito (Fm Salitre – Associação A)	Galena, cerussita, esfalerita	Pirita, quartzo, dolomita, calcita, barita	Stratabound, estilólitos, preenchendo espaços vazios: bolsões, brecha, disseminada, veios, cimentando oóides	Epigenético	Falhas e fraturas N50°W
Irecê – BA ^{1, 3, 10}	Dolomito (Fm. Salitre – Unidade B ₁)	Esfalerita, galena	Pirita, calcita, dolomita, quartzo, barita, gipsita, jordanita	Stratabound, preenchendo espaços vazios: disseminada, bolsões, veios	Cedo a tardi- diagenético	N40°-50°W subordinadamente NE-SW

 Tabela 3 – Comparação das principais características dos depósitos estudados (Serra do Ramalho, Montalvânia e Irecê) com os depósitos da Faixa

 Vazante (Morro Agudo, Fagundes e Ambrósia) e Nova Redenção (Bacia Una-Utinga). Referências: (1) estudados; (2) Conceição-Filho *et al.* (2003);

 (3) Misi *et al.* (2002); (4) Dardenne & Schobbenhaus (2001); (5) Nobre-Lopes (2002); (6) Pinto *et al.* (2001); (7) Monteiro (2002); (8) Cunha (1999);

 (9) Gomes (1998); (10) Franca-Rocha (2001); (11) Bettencourt *et al.* (2001).

3.1.1. Bacia Irecê - Depósitos de Irecê, Morro do Gomes e Melancias

3.1.1.1. Depósito de Irecê (Fazenda Rufino)

As concentrações de sulfetos mais expressivas nesta bacia são as de Irecê, na fazenda Rufino, muito bem descritas por Misi (1978). A ocorrência de *gossans* na fazenda Rufino conduziu à descoberta, pela Riofinex do Brasil empresa do Grupo Rio Tinto Zinc Corporation (RTZ) (Flint, 1979). Nesta época, trabalhos de sondagem realizados, quantificaram 1,2 milhões de toneladas de minério, com 7% de Pb + Zn (Misi & Silva, 1996). A CPRM, realizando trabalhos na região, encontrou vários outros *gossans*, além de grandes concentrações de fosforita – carbonato fluorapatita, na fazenda Três Irmãs (Bonfim *et al.*, 1985). Entre 1986 e 1987 a CBPM realizou cerca de 4.000 m de sondagens, tendo como principal objetivo o fosfato. Em associação com a Companhia Brasileira de Bauxita, a CBPM, em 1992, determinou uma reserva medida de 1,5 milhões de toneladas de rocha sulfetada, com 7,96% de Zn e 120 ppm de Ag (Misi & Silva, 1996).

A mineralização sulfetada concentra-se na fácies dolomítica da Unidade B₁ (Figuras 5 e 15), que possui estruturas características de ambiente raso de sedimentação, podendo estar associada com falhas sinsedimentares e brechas locais (Kyle & Misi, 1994). Os sulfetos de Irecê ocorrem num horizonte estratigráfico acima das concentrações fosfatadas (Fig. 15). Kyle & Misi (1997) indicam que os sulfetos não possuem associação genética com os fosforitos, porém as rochas encaixantes destes são ricas em matéria-orgânica e restringem-se à unidade dolomitizada. O perfil geoquímico e litoestratigráfico da figura 15 mostra que sulfetos (Pb, Zn e Fe) e fosfato (P₂O₅) concentram-se em diferentes níveis estratigráficos. Por outro lado, verifica-se a presença de barita na zona sulfetada principal sugerindo alguma relação genética. Os sulfetos presentes são: pirita, esfalerita, galena e em menor abundância, marcassita, jordanita, tetraedrita e covelita. Associados à mineralização ocorrem ainda calcita, dolomita, lutecita (quartzo microcristalino tipo *lenght-slow*), barita, gipsita e quartzo (Misi & Silva, 1996; Kyle & Misi, 1997; Misi *et al.*, 1998; Misi, 1999; Misi *et al.*, 2002).

As mineralizações estão associadas com dos sistemas de falhas e fraturas regionais de orientação N40°-50°W (Misi, 1999; Franca-Rocha, 2001).

As formas dos sulfetos, associados à fácies dolomítica silicificada, são as mais diversas (Misi & Kyle, 1994):

- Disseminada em dolomitos silicosos na forma de esfalerita, galena e pirita;
- Lenticular, associado com quartzo e calcita preenchendo flancos de dobras em calcários laminados (galena);
- Formas nodulares de pirita com galena e esfalerita subordinadas (Foto 5) se fazem presentes, além de associação a nódulos de barita e sílica;

- Pirita pseudomorfa de gipsita (Foto 6) e gipsita em associação com fácies dolomíticas da unidade B1 (Foto 7) foi identificado por Misi & Monteiro (1990).
- Estratiformes ou subconcordantes com dolomitos associados com barita (galena, esfalerita e pirita) este tipo é o de concentração mais expressiva;
- Preenchendo bolsões e pequenas fraturas nos dolomitos encaixantes com pirita, esfalerita, galena, associados com calcita, quartzo, barita e mais raramente fluorita.



Figura 15 – Perfil litoestratigráfico e geoquímico da fazenda Rufino na Unidade B₁, furo IL – 53, Bacia Irecê (Kyle & Misi, 1997).

Misi & Kyle (1994), demonstraram que os sulfetos teriam se formado numa fase diagenética tardia, com exceção da pirita e esfalerita que apresentaram também uma forma precoce. A pirita representa a primeira geração de sulfetos (cedo diagenética) e ocorre na forma de nódulos (substituição de evaporitos) que deformaram as laminações do carbonato em consolidação; em finas disseminações ou lamelas radiais de pseudomorfos de gipsita, além de gipsita fibrosa em passagem contínua dentro da pirita.



Foto 5 – Fotomicrografia de nódulos complexos de sulfetos em dolossiltitos da Unidade B_1 , Faz. Rufino, Bacia Irecê, sob catodoluminescência. Núcleo interno, escuro, de piritas (Py) com agregados de galena, também escuras, circundadas por esfalerita (S) de cor amarela, que aparece também preenchendo poros do dolossiltito. Quartzo (Q) e microclina (M) detríticos podem ser notados dispersos no dolossiltito. Em tons de cinza, uma ampliação do nódulo, observado em luz transmitida. Dimensão vertical do nódulo à direita de 2,4 mm. (Fonte: Misi & Silva, 1996).



Foto 7 – Fotografia em lupa binocular com iluminação vertical de agregados de pirita (Py), aparentemente nodular, e cujo crescimento deforma as laminações do dolossiltito da Unidade B₁, Faz. Rufino, Bacia Irecê. Na porção inferior nota-se um nível de gipsita (Gy) concordante com as laminações do dolossiltito. (Fonte: Misi & Silva, 1996).

Foto 6 – Fotografia em lupa binocular, com iluminação vertical, mostrando pirita pseudomorfa de gipsita, com geminação tipo cauda de andorinha e ponta de seta. Dimensão vertical da foto de 5 mm (Fonte: Misi & Silva, 1996).



3.1.1.2. Ocorrências de Morro do Gomes e Melancias

As ocorrências de Melancias e Morro do Gomes localizam-se nas bordas leste e oeste da Bacia Irecê, respectivamente (Fig. 3). Diferentemente dos outros depósitos minerais, do Grupo Una/ Formação Salitre (Melancias e Irecê) relacionados à seqüência de topo tipo *Shallowing upward* (B₁), o de Morro do Gomes ocorre nos calcários laminados da Unidade B, posicionado imediatamente abaixo dos dolomitos da Unidade B₁ (Figuras 3 e 15). Os sulfetos (galena, esfalerita, calcopirita e pirita) de Morro do Gomes associam-se com quartzo e calcita, e possuem forma lenticular preenchendo espaços interestratais em flancos de dobras concordantes com a estratificação (Fig. 16) (Misi & Silva, 1996). As mineralizações sulfetadas e de barita, em Melancias, estão relacionadas ao topo da sequência regressiva B – B₁, assim como as ocorrências não aflorantes da fazenda Rufino (Irecê) (Misi & Silva, 1996).

Em Melancias a mineralização situa-se numa zona de brecha dolomítica, constituindo-se essencialmente de galena e, secundariamente, esfalerita, pirita, calcopirita e covelita, ocorrendo principalmente na forma estratiforme, associada com barita e dolomita rica em ferro, disseminada ou formando agregados cristalinos. A galena associada com a barita em níveis subconcordantes e em veios preenchendo fraturas ou espaços entre os fragmentos de brecha. Um aspecto zebrado da mineralização também é observado na área, através da intercalação de bandas centimétricas, cujas lamelas claras são formadas por barita e calcita, onde esfalerita e galena formam níveis subconcordantes, e as lamelas escuras por ankerita (Foto 8) (Misi & Silva, 1996). Sobreposta à zona brechada encontram-se calcarenitos com

estratificação plano-paralela e laminitos algais (Souza *et al.*, 1993). As ocorrências relacionam-se com a fácies dolomítica rica em sílica, da Unidade B_1 , cuja sílica ocorre na forma de nódulos de quartzo microcristalino tipo *length slow* (Misi & Silva, 1996).



Figura 16 - Desenho esquemático de uma lente mineralizada (galena) num plano interestratal de uma dobra em Morro do Gomes, Bacia Irecê (Misi & Silva, 1996).



Foto 8 – Amostra exibindo estrutura zebrada, em que as bandas escuras são compostas por ankerita e as bandas claras por barita e calcita, associadas com esfalerita e galena, que formam níveis subconcordantes. Este tipo de amostra encontra-se intercalada em zona de brechas lamelares em dolomitos da Unidade B₁ (Misi, 1999).

3.1.2. Bacia Una-Utinga - Depósito de Nova Redenção

Nova Redenção, localizada no município do mesmo nome (Fig.1), constitui um pequeno depósito (cerca de 2,5 milhões de toneladas a 6% de Pb e 2% Zn) hospedado em carbonatos do Grupo Una, cujas mineralizações sulfetadas de Pb, Zn e Ag com barita foram descobertas pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) durante a execução do mapeamento geológico da Folha Lençóis, através do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB/DNPM) (Bomfim & Pedreira, 1990; Pedreira & Margalho, 1990; Guimarães & Pedreira, 1990). A descoberta dos depósitos se deu em 1987, a partir da observação da presença de gossans associados com dolarenitos silicificados, ooidais ou não, na localidade da fazenda Sete Lagoas, município de Nova Redenção (Fig. 8). A análise química dos gossans revelou teores de 8.000 ppm de Pb, 2.900 ppm de Zn e 1,2 ppm de Ag, justificando a implantação de um programa mais detalhado de prospecção. A partir de então, com a implantação do projeto Nova Redenção (CPRM), foi observado que as ocorrências de sulfetos e grande parte das ocorrências de barita relacionam-se à fácies dolomítica silicificada (Unidade A, de Moraes Filho & Leal, 1990). A reserva total estimada pela CPRM na área principal (setor Sete Lagoas) é de 2.513.470 t de minério, com uma espessura média de 18,01 m e teores médios de 6,35% Pb, 0,50% Zn, 33 ppm Ag e 10 ppm Cd. Além da área Sete Lagoas outros alvos mineralizados (Queimadas do Felipe e Queimadas - Fig. 8) auxiliaram na caracterização do minério e das associações litológicas A e B, descritas por Moraes Filho & Leal (1990).

Delgado & Guimarães (1990), Delgado *et al.* (1990) e Moraes Filho & Leal (1990) assinalaram ainda indícios de barita, relacionados a zonas de fraturas ou falhamentos de direção NW-SE. Delgado & Guimarães (1990) apontam também ocorrências de diversas mineralizações de barita, através de prospecção por concentrado de batéia, ao longo de estruturas alinhadas na direção NW-SE. Na Folha Mucugê, esses autores destacam uma extensa faixa linear com mais de 20 km de extensão por 2 km de largura, a qual coincide com a falha do Rio Una. A presença da barita associada com essas estruturas corta não só os carbonatos do Grupo Una, mas também as litofácies das Formações Tombador e Caboclo (Grupo Chapa Diamantina). Na Folha Utinga, a Falha do Rio Bonito (N50°W) corta tanto o embasamento como as coberturas meso e neoproterozóicas (Pedreira & Guimarães, 1990).

A zona mineralizada em Nova Redenção está condicionada ao topo e meias-encostas de morrotes (Foto 9), estando o depósito principal situado numa elevação com cerca de 20 a 25 m de altura, com extensão aproximada de 40 m, na direção N40°-70°W (Moraes Filho & Leal, 1990).

As litofácies hospedeiras da mineralização são formadas por dolarenitos e dolomitos evaporíticos (Fotos 10 e 11), da Associação A, composta pelas fácies Dolarenitos Laminados e Dolarenito Maciço, posicionados no topo da seqüência carbonática (Fig. 17) (Gomes, 1998). Esta seqüência é correlacionável ao

 $1^{\underline{0}}$ ciclo de sedimentação observado na Bacia Irecê (Formação Salitre) (Gomes *et al.*, 1997), que também abriga mineralizações de Pb-Zn (Ag), na mesma posição estratigráfica.



Foto 9 - Panorama dos morrotes da zona principal mineralizada em Pb-Zn-Ag de Nova Redenção. A zona mineralizada está condicionada ao topo e meias-encostas dos morrotes, numa elevação com cerca de 20 a 25 m de altura, com extensão de 40 m (aproximadamente), na direção N40°-70°W (Gomes, 1998).



Foto 10 – Dolarenito peloidal intraclástico, exibindo o caráter pervasivo da dolomitização e silicificação parcial, registrada pela presença de quartzo pseudomorfo de gipsita geminada (ponta-de-seta), indicando sedimentação rasa com exposição aérea. Fotomicrografia, luz plana (Gomes, 1998).



Foto 11 – Detalhe de nódulo de quartzo microcristalino tipo lutecita (lenght-slow). Feição indicadora de evaporação na fácies Dolarenito Maciço. Fotomicrografia, luz plana (Gomes, 1998).

Vale ressaltar que dentre as duas litofácies do topo, a fácies Dolarenito Maciço detém a maior parte da mineralização com uma variedade de formas, ao passo que na fácies Dolarenitos Laminados, a mineralização ocorre apenas na forma de brecha sílico-ferruginosa.



Figura 17 – Coluna estratigráfica esquemática da região de Nova Redenção (BA), com base em observações de campo e em descrições petrográficas de testemunhos de sondagem (modificado de Gomes, 1998).

A mineralização possui uma paragênese mineral caracterizada pela associação de galena, esfalerita, pirita, e pirrotita (pouco), como minérios primários, além de cerussita (predominantemente), limonita e anglesita que constituem a porção oxidada da mineralização. Os minerais de ganga mais freqüentemente associados são dolomita, quartzo, barita e hematita (Gomes, 1998).

Além do controle litoestratigráfico, o controle estrutural das mineralizações é um fator marcante nesta área, expresso principalmente através de diversos fraturamentos e falhamentos N50°W com mergulhos fortes (90° a 50° SW ou 90° a 70° NE), de caráter extensivo, comumente associados a brechas mineralizadas e zonas de cisalhamento (Fig. 6), e subordinadamente, um sistema de fraturamento NE-SW, com mergulhos, predominantemente, 90° a 65° SE ou 75° NW (Moraes Filho & Leal, 1990). Regionalmente, a presença de mega-estruturas, tais como a Falha do Rio Bonito, na Folha Utinga, (Fig. 8) e o Aulacógeno Espinhaço, são compatíveis com o *trend* NW-SE. Várias estruturas alinhadas nesta direção, que cortam as coberturas foram interpretadas por Franca Rocha & Misi (1993), como sendo herdados do embasamento durante a evolução da sedimentação das coberturas meso e neoproterozóicas. Além disto, a presença de anomalias magnetométricas e geoquímicas (Pb, Zn e Ag), detectadas pela CPRM, possuem a mesma orientação destas estruturas (NW-SE). Deste modo, o controle estrutural das mineralizações é nítido. O teor médio de metais mais alto no minério associa-se com filões de ângulo mais alto em relação aos dolarenitos encaixantes, a exemplo do setor Sete Lagoas. À medida que esta análise é feita em direção ao norte, passando pelos alvos de Queimadas do Felipe e posteriormente por Queimadas, o enriquecimento em metais vai diminuindo e o ângulo dos filões em relação à encaixante também (Moraes Filho & Leal, 1990). Isso sugere que a zona de cisalhamento principal associa-se ao Setor Sete Lagoas.

A mineralização em Nova Redenção (epigenética) está associada à Fácies Dolarenito Maciço, apresentando-se das seguintes formas (Gomes *et al.*, 1997):

•Cimentando brechas, predominantemente sob a forma de galena oxidada (cerussita). As brechas sílico-ferruginosas constituem a forma principal do minério;

•Formando bolsões de sulfetos maciços, parcialmente oxidados – aliado às brechas constituem a principal forma de ocorrência do minério;

- Cimentando oólitos e pelóides, principalmente através da substituição da matriz carbonática, ou disseminada nos espaços porosos dos dolarenitos dessa fácies (Foto 12);
- Formando níveis descontínuos, concordantes a subconcordantes, com a estratificação primária dos dolomitos silicificados (cerussita e limonita sulfetos oxidados) filões de baixo ângulo em relação à estratificação da rocha dolomítica;

• Preenchendo estilólitos e fraturas, formando microvenulações e veios.



Foto 12 – Galena (cor preta) cimentando a matriz de estruturas oolíticas dolomitizadas, substituindo o cimento carbonático. Fotomicrografia em luz plana (Gomes, 1998).

3.2. Depósitos de Chumbo e Zinco Associados ao Grupo Bambuí – Bacia São Francisco

3.2.1. Depósito de Serra do Ramalho (BA) e Montalvânia (MG)

Nesta área de estudo, a principal feição geográfica da região é a Serra do Ramalho (Foto 13), constituída pela seqüência pelito-carbonática do Grupo Bambuí assentada sobre rochas do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico (Conceição Filho *et al.*, 2003). A Serra apresenta um topo relativamente plano e flancos escarpados com estruturas erosionais ruiniformes ou *lapiês*, características de processos de dissolução dos calcários calcíticos (Foto 14), pertencentes à Formação Sete Lagoas.



Foto 13 - Panorama da Serra do Ramalho, principal feição geomorfológica da região, ao fundo da foto (Martins, 2001).



Foto 14 - Afloramento de Campo Alegre, exibindo estruturas ruiniformes de erosão ou lapiês.
Na região de Serra do Ramalho, a litoestratigrafia do Grupo Bambuí foi determinada a partir de estudos prospectivos realizados pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) com base em Dardenne (1978). Estes trabalhos permitiram uma subdivisão da Formação Sete Lagoas, devido às variações litofaciológicas (Conceição Filho *et al.*, 1998 e Conceição Filho *et al.*, 2003), em três subunidades gradacionais da base para o topo (Fig. 10):

•Formação Sete Lagoas – encontra-se em contato discordante com a Formação Jequitaí (Carrancas) sotoposta e em contato concordante com a Formação Serra de Santa Helena, imediatamente sobrejacente. É a formação que tem a maior expressão na área. Devido às variações litofaciológicas que apresenta foi dividida em três subunidades gradacionais, descritas da base para o topo, denominadas de Formação Sete Lagoas 1, 2 e 3;

➢ Formação Sete Lagoas 1 − composta na base por calcilutitos dolomíticos, margosos, com estratificação plano-paralela e intercalações subordinadas de metasiltitos, folhelhos e margas, com níveis descontínuos de calcilutitos laminados e calcarenitos escuros no topo;

➢ Formação Sete Lagoas 2 – essencialmente constituída de calcários calcíticos (calcilutitos, calcarenitos, calcissiltitos e calciruditos) na porção basal, e calcarenitos e dolarenitos oolíticos intraclásticos no topo, com ampla distribuição na área, aflorando principalmente nas encostas escarpadas da Serra do Ramalho.

➢ Formação Sete Lagoas 3 − constituída predominantemente de dolarenitos e dololutitos, ocorrendo ao longo das bordas oriental, ocidental e sul da Serra do Ramalho.

•Formação Serra de Santa Helena – predominantemente pelítica composta por folhelhos com alternância subordinada de siltitos e margas, dispostos nos terrenos acidentados das escarpas orientais e ocidentais da Serra do Ramalho.

•Formação Lagoa do Jacaré – representada pelos 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 estratificaçãoes cruzadas de correntes (Lagoa do Jacaré 1). Em direção ao topo da formação, os calcarenitos tornam-se mais freqüentes e as facies pelíticas tornam-se subordinadas (Lagoa do Jacaré 2). Na região da Serra Pitarana (Montalvânia – MG) esta formação é predominante (Fig. 11).

•Formação Serra da Saudade – é caracterizada pela presença de pelitos alternando-se com calcários pretos e margas.

As ocorrências de Serra do Ramalho e Montalvânia fazem parte das mineralizações denominadas por Dardenne (1978), de mineralizações do Vale do São Francisco (Serra do Ramalho, Cocos, Montalvânia,

Januária e Itacarambí). Os controles estratigráfico e estrutural, e a descrição das mineralizações são destacados por trabalhos desenvolvidos nesta região, tais como, Conceição Filho *et al.* (1998), Dardenne (1978), Misi (1976, 1978), Miranda *et al.* (1976), Beurlen (1973, 1974), Robertson (1963), entre outros.

Um dos primeiros a estudar essas mineralizações foi Beurlen (1973 e 1974), que comparou 3 ocorrências de Pb-Zn-F em Montalvânia com outras 15 ocorrências de metais base encaixadas em carbonatos, dentre as quais Morro Agudo e Vazante fizeram parte. A paragênese mineral principal é constituída por galena, esfalerita e fluorita, ocorrendo apenas na Mina do Joel (Montalvânia) a associação de willemita-fluorita. Essas ocorrências apresentaram características comuns como controle litoestratigráfico através da transição de uma fácies carbonática pura para uma unidade terrígena margosa ou evaporítica, dolomitização e silicificação, e ausência de rochas ígneas. As mineralizações resultam da ação de processos diagenéticos e sin-sedimentares durante o ciclo de sedimentação do Grupo Bambuí, sendo classificadas como de origem singenética, e de endogenética por ter sido gerada no próprio local de sedimentação, tanto para os sulfetos como para as fluoritas (Beurlen, 1973 e 1974). A caracterização singenética foi atribuída principalmente em decorrência da inexistência de mineralizações nas formações que capeiam o Grupo Bambuí e pela semelhança destas mineralizações com relação à fácies de sedimentação.

Segundo Misi (1999), Misi *et al.* (2002) e Conceição Filho *et al.* (2003), as mineralizações conhecidas são controladas, principalmente, por três distintas falhas regionais, de direção N40°- 45°W, denominadas Serra do Ramalho; Cocos – Montalvânia e Januária – Itacarambí, e por um outro sistema de falhas NE-SW. As mineralizações sulfetadas, de modo geral, encontram-se encaixadas na litofácies do topo da Formação Sete Lagoas, nas regiões estudadas (Conceição Filho *et al.* 1998; Conceição Filho *et al.* 2003; Misi, 1999). Para a maioria dos autores (Beurlen, 1973; Dardenne, 1978 e 1979; Dardenne & Freitas-Silva, 1998; Misi *et al.*, 2000) essas mineralizações estão relacionadas com o final do 1° ciclo regressivo de sedimentação carbonática. Dardenne (1978 e 1979) ainda ressalta a importância de um controle tectônico, o qual associaria as ocorrências ao flanco de estruturas anticlinais, limitadas por falhas ativas durante a sedimentação (Fig. 18). Deste modo, algumas características dessas mineralizações foram destacadas pelo autor:

- O nível mineralizado principal está associado a uma discordância erosiva, relacionada a uma superfície de emersão, entre dois níveis dolomíticos, na forma de bolsões. Processos de dissolução, substituição e cimentação foram provocados pela circulação de fluidos mineralizantes ao longo da superfície de discordância. Vários minerais secundários de prata se formaram quando esses bolsões foram intemperizados (Dardenne & Schobbenhaus, 2001).
- As mineralizações de fluorita situam-se, principalmente, no ápice de estruturas anticlinais (brechas) e associadas com sulfetos que localizam-se principalmente nos flancos (Fig. 18).
- A paragênese é formada predominantemente por esfalerita e galena, com quantidades variáveis de pirita e fluorita, sendo rica em prata e cádmio.

4) As concentrações metálicas e de fluorita na zona cratônica foram caracterizadas, inicialmente, por Dardenne (1978) como sindiagenéticas (metálicas) e as fluoritas como tardi-diagenéticas. No entanto, mais recentemente, Dardenne & Schobbenhaus (2001) consideram ambas concentrações como sendo epigenéticas com base em dados geológicos, geoquímicos e isotópicos.



Figura 18 – Mineralização de sulfeto e fluorita de Campo Alegre (Serra do Ramalho), associadas a possíveis estruturas, de acordo com Dardenne (1979).

Segundo Conceição Filho *et al.* (2003), as mineralizações de sulfetos (Pb-Zn-Ag) e fluorita, em Serra do Ramalho, são controladas por falhas de direção NW-SE e encontram-se encaixadas em dolarenitos silicificados, as vezes oolíticos e calcários oolíticos alternados com calcilutitos dolomíticos, ocorrendo predominantemente de modo disseminado, em lentes, bolsões, veios e cimentando brechas. Em Montalvânia, a mineralização (disseminada e em bolsões) ocorre em um veio subvertical, bastante silicificado (silexito), fino a médio, que se encontra encaixado em dolomito oolítico. Em Montalvânia (Fazenda Poções ou de Zé Rocha) a ocorrência da barita associada com pequenos cristais de galena disseminada é registrada pela presença de um veio N80°W, subvertical, com aproximadamente 3 m de espessura, controlada por falhas de direção NW-SE, que cortam os carbonatos.

Misi (1976, 1978) ressalta o controle estratigráfico das mineralizações da Serra do Ramalho e destaca três principais formas de ocorrência dessas:

• Disseminada em dolomitos silcosos na forma de galena e esfalerita. No depósito de Campo Alegre (Serra do Ramalho), nota-se agregados cristalinos de esfalerita em uma camada de dolomito silicoso, cuja espessura máxima aflorante é de 4 metros. O nível dolomítico equivale ao topo da Formação Sete Lagoas.

•Preenchendo brechas sin-sedimentares. Em Campo Alegre, brechas dolomíticas, abaixo do horizonte dolomítico silicoso, têm a matriz preenchida por galena.

•Preenchendo fraturas ou em bolsões (esfalerita e galena), associada com calcita e/ou quartzo, e comumente com fluorita constitui o tipo de mineralização mais comum na Serra do Ramalho. Os sulfetos, de modo geral, possuem baixas concentrações em relação as mineralizações de fluorita, que são tardias (possivelmente remobilizadas), predominantemente cimentando brechas de colapso.

3.2.1.1. Áreas e Alvos Estudados

As áreas estudadas tanto em Serra do Ramalho como em Montalvânia, correspondem a garimpos abandonados.

a) Serra do Ramalho - Campo Alegre e Lajeado de Baixo

As mineralizações estudadas encontram-se encaixadas próximo ao topo da Fm. Sete Lagoas, em rochas dolomíticas, muitas vezes silicificadas (Foto 15), que são fortemente controladas por falhas e fraturas de direção NW-SE (principalmente) e NE-SW. Na região de Campo Alegre, foi possível observar a associação de morros testemunhos de dolarenitos, encaixantes da mineralização de sulfetos e fluorita, repousando sobre uma seqüência de calcário e dolarenito intercalados (Fotos 16 e 17). Não foi observada a presença de sulfatos nessa região. No alvo Lajeado de Baixo, o minério de Pb-Zn-F, ocorre hospedado no dolarenito oolítico.



Foto 15 – Silicificação do calcário oolítico com presença de macroquartzo e calcedônia (quartzo microcristalino fibroso, tipo *lenght-slow*).

A mineralização é constituída, essencialmente, por esfalerita, galena e fluorita, associadas com pirita, quartzo, dolomita e calcita, e sua localização em um intervalo estratigráfico específico atribui a essas uma característica *stratabound*.

O estudo petrográfico das amostras de Serra do Ramalho revelou interessantes relações texturais entre os sulfetos, a fluorita e o carbonato:



Foto 16 - Visão geral de um morro-testemunho de dolarenito, em Serra do Ramalho, Formação Sete Lagoas, alvo Campo Alegre, Bacia São Francisco.



Foto 17 - Detalhe do afloramento do morro testemunho da Formação Sete Lagoas em Serra do Ramalho (Campo Alegre), com indicação da zona mineralizada, na porção superior da foto.



Foto 18 - Amostra-de-mão contendo esfalerita (Sph) disseminada no dolarenito e fluorita (F) cortando grãos de esfalerita (Campo Alegre - Serra do Ramalho).



Foto 19 – Esfalerita estratiforme, em pequenos grãos disseminados no dolarenito, em associação com fluorita na parte inferior da amostra-de-mão (Campo Alegre - Serra do Ramalho).

- Os sulfetos ocorrem disseminados na rocha carbonática (Foto 18), às vezes como resistatos de esfalerita e *boxworks* de galena resultantes dos processos de alteração mineral, como disseminações estratiformes na rocha carbonática (Foto 19), ou ainda disseminados na fluorita (Foto 20);
- Os sulfetos também ocorrem como agregados grossos de esfalerita e galena (Foto 21), na forma de bolsões, e preenchendo fraturas que cortam o carbonato (Foto 22), às vezes associadas com calcita. A freqüência de sulfetos (esfalerita e galena) nas amostras aumenta quando há presença de calcita grossa, sugerindo uma origem hidrotermal para ambas;
- A fluorita ocorre na forma de bolsões, disseminada, veios, e comumente, cimentando brechas carbonáticas associadas com galena e esfalerita (Foto 23), ou numa fase mais tardia, sem associação com sulfetos, quando corta os cristais de esfalerita (Fotos 18 e 24), revelando que os últimos pulsos de fluidos mineralizantes não continham metais. A forma angular dos fragmentos das brechas (Foto 23) indica que estas foram formadas após a litificação;
- Algumas vezes a fluorita ocorre dentro da esfalerita (Foto 25 e 26), sendo predominante à situação invertida (Foto 20), sugerindo uma concomitância entre essas fases minerais. A fluorita também ocorre preenchendo espaços porosos na rocha carbonática em associação com galena lamelar indicando também concomitância entre esses minerais (Foto 27);

Um zoneamento mineralógico pode ser observado em Serra do Ramalho: a esfalerita é mais abundante que a da galena em Campo Alegre; relação essa que se inverte em Lajeado de Baixo. A fluorita é mais abundante a norte (Lajeado de Baixo) que a sul (Campo Alegre).

Os sulfetos são observados, na sua maioria, preenchendo os espaços porosos (Fotos 28 e 29), comumente envolvendo todo o oóide (Foto 29) e preenchendo cavidades com grãos grossos (Foto 29) nos dolomitos encaixantes. Muitas vezes o sulfeto parece substituir parcialmente o carbonato, evidenciado por inclusões de cristais de dolomita (Foto 30). Esses processos provavelmente resultam da dissolução hidrotermal do carbonato.

A silicificação do carbonato pode ser observada pela presença de chert e calcedônia (substituição – quartzo microcristalino fibroso, tipo *lenght-slow*), macroquartzo (Foto 15) e cristais preenchendo cavidades na rocha (Foto 31). Os cristais de quartzo que crescem das bordas para o centro nas cavidades de dissolução dos dolomitos são epigenéticos à rocha. Logo, os sulfetos que preencheram posteriormente essas cavidades, e que passaram a conter os cristais de quartzo inclusos, são também epigenéticos em relação à rocha carbonática. Além de sulfetos e calcitas epigenéticas, dolomitas tardi-diagenéticas à rocha também ocorrem preenchendo essas cavidades de dissolução.

A dolomitização é outro processo que afetou a rocha carbonática, e ocorreu em dois momentos durante a diagênese (precoce e tardia). A dolomitização pervasiva pode ser notada através da distribuição de



Foto 20 – Esfalerita (Sph) dentro da fluorita (F) (Serra do Ramalho - Bacia São Francisco). Fotomicrografia em luz transmitida.



Foto 21 – Esfalerita (Sph) e galena (Ga) mostrando textura *mutual boundary* indicativa de cogeneticidade - Serra do Ramalho/Bacia São Francisco. Fotomicrografia em luz refletida.



Foto 22 – Esfalerita (Sph) na forma de veio cortando o carbonato (C) encaixante em amostra-de-mão (Campo Alegre na Serra do Ramalho / Bacia São Francisco). Foto em lupa binocular com aumento de 8 vezes.



Foto 23 - Brecha de dissolução/colapso com fragmentos angulosos de dolomito cimentados por fluorita roxa e branca (Campo Alegre, Serra do Ramalho).



Foto 24 – Amostra-de-mão de dolarenito com esfalerita disseminada, cortada por veio de fluorita. Foto em lupa binocular, de detalhe da foto 19 (Campo Alegre - Serra do Ramalho, Bacia São Francisco). Aumento de 32 vezes.



Foto 25 – Foto em lupa binocular de fluorita dentro do cristal de esfalerita, disseminado no dolarenito da região de Campo Alegre (Serra do Ramalho), Bacia São Francisco. Aumento de 16 vezes.



Foto 26 – Esfalerita (Sph) disseminada associada com fluorita (F), que ocorre também no seu interior (Serra do Ramalho). Fotomicrografia em luz transmitida e refletida.



Foto 28 – Esfalerita (Sph) preenchendo espaços porosos entre as dolomitas no dolarenito (C), Serra do Ramalho/Bacia São Francisco. Fotomicrografia em luz transmitida.



Foto 27 – Galena (Ga) preenchendo espaços porosos no dolarenito (C) e na forma lamelar associada com a fluorita (F) (Serra do Ramalho - Bacia São Francisco). Fotomicrografia em luz transmitida.



Foto 29 – Esfalerita (Sph) grossa preenchendo espaços porosos (cavidades), e cimentando o oóide (canto inferior direito/ C+Sph) no dolomito (C) encaixante (Serra do Ramalho). Fotomicrografia em luz transmitida.



Foto 30 – Esfalerita (Sph) substituindo parcialmente o dolomito (C), contendo inclusões de pequenos cristais de dolomita (Dol) (Serra do Ramalho). Fotomicrografia em luz transmitida.



Foto 31 – Cristal de quartzo (Q), cristalizado da borda para o centro da cavidade de dissolução no dolomito. A cavidade foi posteriormente preenchida com esfalerita (Sph), que passou a incluir o quartzo (Q), indicando origem epigenética do sulfeto (Serra do Ramalho). Fotomicrografia em luz transmitida.

finos cristais, que mantiveram a textura original da rocha preservada (ex: aloquímicos). As dolomitas mais grosseiras, tardias, associadas ao minério, ocorrem após a estilolitização por compactação, cujos cristais crescem sobre estes (Foto 32), provavelmente gerados pela ação de fluidos durante o soterramento da rocha. Os estilólitos tardios possuem grande amplitude em relação aos precoces, aparecendo comumente de cor escura, possivelmente em associação com óxido de ferro, material orgânico ou insolúvel.

A fluorita epigenética possui pelo menos 2 fases: uma fase em associação cogenética com sulfetos (Fotos 20, 25, 26 e 27) e outra fase, posterior (mais tardia), que corta os sulfetos (Fotos 18 e 24), ou cimenta brechas nas quais não há presença de sulfetos.



Foto 32 – Dolomita (D) fina, pervasiva e cristal de dolomita grossa (Dol), tardia, sobrepondo-se ao estilólito tardio (canto inferior direito da foto).

As fluoritas possuem cores que variam de incolor, branca, cinza à roxa (mais comum). As esfaleritas também possuem diferentes cores, que muitas vezes formam um zoneamento (em faixas micrométricas) variando das bordas para o centro dos grãos: verde (menos freqüentemente), amarelo, castanho avermelhado, castanho escuro, e preto (mais raramente). As zonas castanhas são predominantes. Esse zoneamento de cor resulta, possivelmente, de pequenas variações na composição das fases minerais, devido à presença de diferentes elementos químicos menores e traços, decorrentes de sutis mudanças nas condições físico-químicas do fluido durante a precipitação do minério. As distintas

relações dos elementos químicos menores e traços, em substituição ao Zn na estrutura da esfalerita, de acordo com vários autores (Deer *et al.*, 1967; Moles, 1983; Hagni, 1983; Viets *et al.*, 1992), sugerem variação na cor da esfalerita:

- Castanho escuro/Preto → Fe
- Castanho avermelhado → Sn, In, Ag e Mo
- Amarelo \rightarrow Ge, Ca, Cu, Hg e Cd
- Verde → Co e Fe
- O caráter translúcido da esfalerita decresce com o aumento do conteúdo de Fe.

A associação da esfalerita à galena se faz mais abundante, em muitas amostras, quando a esfalerita possui predomínio das cores amarela e verde em detrimento à castanha, sugerindo uma afinidade físicoquímica na deposição desses sulfetos com os elementos menores e traços que os compõem. Para confirmação dos tipos de elementos traços presentes em cada zona, bem como seu teor torna-se necessário à realização de análises de química mineral (Rocha Total – na encaixante e nos tipos de minério, Microssonda Eletrônica – MSE ou Microscópio Eletrônico de Varredura – MEV).

O quimismo dos sulfetos é uma ferramenta importante no estudo da gênese, pois possibilita uma avaliação do ambiente e das condições de formação do minério (quantificação de T,P, fS_2) (Zaw & Large, 1996). Nos depósitos sulfetados, a esfalerita é um dos minerais mais utilizados na determinação das condições geoquímicas de deposição do minério e de metamorfismo, em função da sua natureza refratária e da capacidade de registrar características físicas e químicas do ambiente deposicional, impressas nas variações da composição química de elementos menores e traços em sua estrutura (Barton, 1970; Scott, 1973).

Em diversos depósitos, tais como Fagundes – Minas Gerais, Brasil; Tri-State, Northern Arkansas e Central Missouri – E.U.A, observa-se que existe uma relação direta entre variações no conteúdo dos elementos químicos menores e traços com as cores das esfaleritas (Moles, 1983; Hagni, 1983 e Viets *et al.*, 1992). No depósito de Fagundes ocorre um zoneamento de cores das esfaleritas (Monteiro, 2002), semelhante àquelas observadas nas esfaleritas de Serra do Ramalho. A autora supracitada mostra, que apesar da distribuição das zonas coloridas ocorrer em diferentes posições relativas, correlações análogas das cores com a concentração dos elementos traços entre o depósito de Fagundes e depósitos MVT são verdadeiras. A química mineral determinada por Monteiro (2002), mediante análise em MSE dos elementos menores e traços, nessas esfaleritas zonadas, encontram-se dispostos na tabela 4. A partir da análise destes é possível notar que:

Apesar de todas as zonas conterem Fe, essas esfaleritas são empobrecidas neste elemento. Na zona laranja (castanho avermelhado) os elementos traços que predominam são Fe, Cu, Ge, Mn, e Pb, enquanto que os menores teores são de Cd e Ag.

2. A zona **marrom** (**castanho escuro**) possui o teor mais elevado de **Ag**, e altos teores de **Fe e Cd** que as outras zonas. Os teores de **Cu** e **Ge** são bem menores que na zona laranja (castanho avermelhado).

3. A zona **amarela** é a que possui os maiores teores de **Cd** e os menores de **Fe** e **Ge**. A **Ag** e o **Cu** ocorrem com baixíssimo teor e o **Mn** não foi registrado.

Assim, extrapolando esta mesma distribuição de elementos químicos menores e traços para os depósitos de Serra do Ramalho, teríamos no núcleo das esfaleritas (cor castanho escuro) um enriquecimento em Fe, Cd e Ag, cujos teores cairiam em direção à borda do mineral, da zona castanho avermelhada (zona intermediária), até a amarela (zona externa - borda), mais empobrecida. Outros elementos como Ge, Cu, Mn e Pb podem também apresentar um enriquecimento na zona castanho avermelhado (intermediária) e um

gradativo empobrecimento até o final da cristalização da esfalerita (zona amarela), sugerindo uma redução desses elementos no fluido mineralizante durante a evolução do processo mineralizador.

Elementos	Esfalerita (II) - Zonada								
	Tardi-diagenética								
	Zona Laranja $(n = 08)$		Zona Amarela $(n = 04)$		Zona Marrom (n = 16)				
	Máx.	Média	Máx.	Média	Máx.	Média			
Fe	0,80	0,52	0,40	0,31	0,72	0,47			
Cd	3420	2654	4580	3850	7510	3791			
Ge	2200	790	400	187	1560	599			
Cu	2650	1616	280	*	820	280			
Ag	550	138	220	*	178	178			
Pb	2180	868							
Mn	530	305	-	-	110	*			

Tabela 4 – Dados da composição média dos elementos menores e traços do depósito de Pb-Zn de Fagundes. Am = amarelo, Fe em % e elementos traços em ppm, * = abaixo do limite de detecção (Monteiro, 2002).

b) Montalvânia – Mina do Zezinho e Fazenda Zé Rocha

Na região da Mina do Zezinho, cerca de 28 km a oeste de Montalvânia, o minério é associado a um veio de silexito hospedado em dolarenito oolítico rosado (Formação Sete Lagoas), com espessura de 12 m e comprimento superior a 150 m, com direção N20°E, mergulhando 85° para SE, indicando forte controle estrutural. Análises realizadas pela CBPM no veio indicaram teores elevados de Zn, variando de 1,1% a 10,5%, Pb de 0,72% a 3,6%, F de 8,6% e Ag com até 19 ppm (Conceição Filho *et al.*, 1998). A coloração rosada do dolarenito decorre da presença do óxido de ferro, especialmente, quando a rocha possui granulometria mais grossa devido a maior permeabilidade da rocha A mineralização de Pb-Zn-F é formada principalmente por esfalerita, galena, freqüentemente alterada para óxidos (cerussita e anglesita), e fluorita, podendo estar associada à calcopirita, pirita e willemita, dentre outros. Os principais minerais de ganga são quartzo, calcita e dolomita. O minério, predominantemente de zinco, encontra-se bastante alterado (Foto 33), sendo a presença da esfalerita registrada através de resistatos disseminados no dolarenito (Foto 34). A galena, mais preservada, ocorre na forma de nódulos disseminados no dolarenito oolítico (Foto 35), associando-se também com fluorita roxa, incolor, branca e alguma malaquita. Vários aspectos texturais-petrográficos entre os depósitos estudados em Serra do Ramalho e Montalvânia mostram semelhanças entre eles:

• Os sulfetos ocorrem disseminados na rocha dolomítica e na fluorita (Foto 20). Por vezes essa relação é invertida, ou seja, a fluorita ocorre disseminada nos sulfetos (Fotos 25 e 26), indicando contemporaneidade entre essas fases minerais (epigenéticas), as quais muitas vezes envolvem cristais de quartzo tardios (Fotos 31, 37a e 37b). Esta relação do sulfeto com quartzo em seu interior,



Foto 33 – Sulfeto alterado, com alto teor de Zn, da Mina do Zezinho (Montalvânia - MG), Bacia São Francisco, em dolarenito oolítico silicificado (C). Foto em lupa binocular com aumento de 12 vezes.



Foto 35 – Galena (Ga), mais preservada, em forma de nódulos disseminados no dolarenito oolítico (C), da Mina do Zezinho (Montalvânia), Bacia São Francisco. Foto em lupa binocular com aumento de 8 vezes.



Foto 37a – Cristais de quartzo (Q) dentro da fluorita (F) que preenche espaços porosos (*vugs*) e cavidades no dolarenito (Montalvânia - Bacia São Francisco). Os cristais de quatzo (Q) dentro da galena só aparecem sob luz refletida (Foto 38b). Fotomicrografia em luz transmitida.



Foto 34 – Resistatos de esfalerita (Sph), disseminada em carbonato oolítico (C), evidenciando o alto grau de oxidação dos sulfetos da Mina do Zezinho (Montalvânia), Bacia São Francisco. Foto em lupa binocular com aumento de 12 vezes.



Foto 36 – Dolomito (C) com bordas corroídas e pedaços inclusos na esfalerita (Sph), sugerindo alteração hidrotermal e sulfeto epigenético (Mina do Zezinho - Montalvânia). Fotomicrografia em luz refletida.



Foto 37b – Cristais de quartzo (Q) dentro da galena (Ga) e da fluorita (F) que preenche espaços porosos (*vugs*) e cavidades no dolarenito (Montalvânia - Bacia São Francisco). Fotomicrografia em luz refletida e transmitida da foto 38a.

também foi verificada na análise em lupa binocular, pela presença de quartzo no interior da galena; Sulfetos com inclusões de dolomita (Foto 30) envolvendo partes da rocha carbonática (Foto 29), e com contato bastante corroído (Foto 36), sugerem uma alteração hidrotermal possivelmente devido à reação do fluido com a rocha ao precipitar o sulfeto;

- A fluorita (branca e roxa) ocorre também na forma de bolsões com disseminações de oxidados de zinco e galena, e preenchendo espaços porosos (*vugs*) e cavidades na rocha carbonática;
- Os sulfetos e a fluorita ocorrem em bolsões, nódulos e preenchendo fraturas.

A silicificação, muito intensa em Montalvânia, ocorre na substituição de oóides, do cimento (às vezes com inclusões de dolomita) e da matriz através de megaquartzo, característico de alteração hidrotermal. Entre os grãos de megaquartzo ocorre preenchimento por calcedônia, fluorita e oxidados de zinco, e galena.

Também em Montalvânia, na fazenda Zé Rocha ou Poções, ocorre uma lente de barita com aproximadamente 3 m de espessura e 1,5 m de comprimento, sub-concordante com lentes de calcário horizontal (Fm. Serra de Santa Helena), controlada por um conjunto regional de falhas normais de direção NW-SE, e cujos cristais de barita exibem formas radiais (Foto 38) e possuem pequenos cristais de galena disseminados.



Foto 38 – Detalhe dos cristais radiais de barita, da lente de barita, da fazenda Zé Rocha em Montalvânia.

3.2.2. Depósito de Januária (MG) e Itacarambi (MG)

Outros pequenos depósitos de metais base encontram-se próximos às localidades de Januária e Itacarambi (Fig. 14). Os pequenos depósitos minerais nessas regiões são caracterizados por associações minerais diferentes: Zn-(Pb-Ag) em Januária e Pb-(Zn-Cu-V-F) em Itacarambí (Cassedanne, 1972; Nobre-Lopes, 2002).

Todas as áreas mineralizadas foram relacionadas pela maioria dos autores a eventos de exposição subaérea resultantes do desenvolvimento de carst meteórico. Robertson (1963) relacionou as mineralizações a uma origem hidrotermal. As mineralizações são classificadas por alguns autores como singenéticas ou sindiagenéticas a epigenéticas com remobilização tardia (Beurlen, 1973; Dardenne, 1979; Lopes, 1979; Rabelo, 1981).

Regionalmente, esses depósitos são controlados por um sistema de falhas NNE-SSW e NNW-SSE, os quais parecem estar relacionados ao soerguimento de blocos do embasamento posicionados sob os sedimentos neoproterozóicos, resultando em significativas diferenças na espessura desses sedimentos devido ao basculamento diferencial dos blocos. A espessura dos pacotes sedimentares é também condicionada pela paleotopografia do embasamento e por falhas mais novas e sin-sedimentares (Dardenne, 1978 e 1979; Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Nobre-Lopes, 2002).

Na região de Januária, foi realizado recentemente um estudo da evolução diagenética dos dolomitos encaixantes (topo da Formação Sete Lagoas) dos depósitos minerais de Zn-Ag por Nobre-Lopes (2002). Os carbonatos estudados pela referida autora apresentam feições de alterações diagenéticas desenvolvidas em ambiente subaéreo (*tepees*, gretas de ressecamento, pequenas cavidades de dissolução meteórica), submarino (cimento isópaco acicular em torno de aloquímicos) e de subsuperfície (compactação, cimentação por calcita espática, dissolução hidrotermal, dolomitização precoce e tardia, sulfetos e silicato de Zn, fluorita, e betume dentre outras). Os dolomitos encaixantes da mineralização são de granulação grossa, brechados e também microcristalinos. Essas rochas resultam de extensiva substituição diagenética dos calcários e cimentos dolomíticos (Nobre-Lopes, 2002).

Segundo Nobre-Lopes (2002), os dolomitos encaixantes da mineralização foram intensamente afetados pela dissolução e colapso que propiciaram a formação de brechas. As cavidades geradas pela dissolução e colapso foram preenchidas principalmente com dolomitas, sulfetos, calcita, fluorita, quartzo e betume. As brechas mineralizadas foram geradas a partir da dissolução em subsuperfície pela ação de fluidos quentes, conferindo um caráter epigenético hidrotermal a mineralização. Deste modo, o minério em Januária, é caracterizado como *stratabound* e ocorre cimentando brechas, preenchendo cavidades, vugs, e em veios, sendo constituído essencialmente por esfalerita e fluorita, associando-se principalmente, com galena, quartzo, dolomita, calcita, óxido de ferro e betume (Nobre-Lopes, 2002). A esfalerita possui alto teor de Ag e outros metais, e baixo conteúdo de ferro, assim como a esfalerita de Fagundes, Vazante e Ambrósia, e contém pequenas inclusões de óleo. Assim como em Serra do Ramalho e Montalvânia a rocha encaixante possui expressiva silicificação, sendo registrada no cimento e na substituição mineral, na forma de chert, calcedônia e megaquartzo preenchendo cavidades.

Um zoneamento mineralógico das mineralizações de Pb-Zn relacionadas ao Grupo Bambuí é destacado por Dardenne (1979) e Dardenne & Freitas-Silva (1998), através da predominância de galena e esfalerita na região sul (Januária e Itacarambi), e de fluorita nas ocorrências mais a norte (Montalvânia e Campo Alegre – Serra do Ramalho).

CAPÍTULO 4

ISÓTOPOS DE ENXOFRE

4. Isótopos de Enxofre

Existem variedades de átomos na natureza que diferem entre si, apenas pelo número de nêutrons presentes em seu núcleo. Deste modo, eles possuem propriedades químicas iguais, mas apresentam diferentes números de massa atômica. Tais conjuntos de átomos são denominados isótopos.

O caráter de maior ou menor estabilidade dos núcleos atômicos é que define dois tipos de isótopos: isótopos radioativos e isótopos estáveis. Os isótopos estáveis são caracterizados pela ausência de modificações perceptíveis no núcleo num considerável intervalo de tempo. Portanto, a composição isotópica desses não é função do tempo (Faure, 1986). Por exemplo, no caso do enxofre, as variações das composições são causadas por dois tipos de processos: (i) redução de íons de sulfato, por ação de bactérias anaeróbicas, para sulfeto de hidrogênio (H₂S) enriquecido em ³²S, e (ii) reações de troca isotópica entre íons de enxofre, moléculas e sólidos, em que o ³⁴S é geralmente concentrado em compostos que possuem estado de oxidação do enxofre muito alto ou grande força de ligação (Bachinski, 1969). Os isótopos radiogênicos serão definidos no capítulo 5.

O estudo dos isótopos estáveis envolve variações na composição isotópica dos elementos (C, H, O, N, S, etc.) de uma grande variedade de substâncias naturais. Diversas características são comuns a estes elementos (White, 1997; Faure, 1986):

- a) Possuem massa atômica baixa;
- b) Grande diferença relativa de massa entre seus isótopos;
- c) Formam ligações químicas com alto caráter covalente;
- d) Existem em mais de um estado de oxidação (C, N e S), formam uma variedade de compostos (O) e são importantes componentes naturais que ocorrem naturalmente em fluidos e sólidos (minerais e rochas) na crosta terrestre, bem como compõem a maioria das formas de vida;
- e) A abundância dos isótopos raros é suficientemente alta para garantir precisas medidas analíticas.

A aplicação dos isótopos de enxofre na interpretação da evolução metalogenética dos depósitos de metais base em rochas sedimentares pode fornecer informações acerca da origem e temperatura dos fluidos mineralizantes, além das condições físico-químicas da deposição mineral (Rye & Ohmoto, 1974).

4.1. Generalidades

Os minerais sulfetados são constituintes importantes na maioria dos depósitos de metais base, por isso, os dados isotópicos de enxofre têm importantes aplicações, dentre as quais podemos destacar (Faure, 1986):

- (i) Informações sobre as condições fisico-químicas de deposição do sistema de formação do minério, obtidas através da determinação das condições de oxi-redução (Eh), atividade orgânica associada, combinação de pH e fO₂ ou pH e δ³⁴S, etc.;
- (ii) Estudo geotermométrico realizado mediante utilização de pares cogenéticos de sulfetos (ex: esfalerita-galena), através do qual pode-se determinar a temperatura aproximada de formação dos sulfetos;
- (iii) Determinação da **fonte do enxofre** por meio dos padrões isotópicos, os quais possibilitam a distinção, por exemplo, entre enxofre de origem ígnea e enxofre proveniente da água do mar. No caso de mineralizações de sulfetos sedimentares, é possível distinguir entre fontes previamente existentes, no próprio local de deposição da concentração mineral, ou fontes residentes fora desse local, a partir do qual o enxofre poderia ser extraído e em seguida, transportado pelas soluções hidrotermais mineralizantes.

O fracionamento isotópico na natureza pode ocorrer entre fases em equilíbrio ou naquelas que participam de reações que acompanham processos biológicos, físicos ou químicos na crosta terrestre. Assim sendo, o fracionamento pode ocorrer entre fluido-mineral, fluido-fluido e mineral-mineral. O estudo deste fenômeno fornece informações a respeito da grande variedade de processos geológicos, associados a estes ambientes (Faure, 1986). Alguns aspectos a respeito do fracionamento isotópico podem ser destacados:

a) O fracionamento depende da temperatura de equilíbrio das fases minerais: quanto maior a temperatura e menor a diferença de massa entre os isótopos envolvidos, menor o fracionamento isotópico (Faure, 1986);

b) Os isótopos leves formam ligações químicas mais fracas que os isótopos pesados e a concentração destes últimos ocorre preferencialmente na fase em que o elemento está ligado mais fortemente. Por exemplo, a esfalerita e a pirita possuem um leve enriquecimento em ³⁴S, enquanto a galena e outros sulfetos são empobrecidos neste (Faure, 1986);

c) O fracionamento depende do pH e da fugacidade de oxigênio (fO_2) do fluido (White, 1997 e Faure, 1986):

A taxa de reação sulfato-sulfeto varia com o pH, visto que baixo pH favorece uma rapidez na reação e também a um aumento na taxa de equilíbrio entre sulfato-sulfeto. O decréscimo no pH (ou seja, aumento na atividade do íon hidrogênio) favorece a formação de $H_2S_{(aq)}$ e HS⁻, ambos com preferência pelo ³⁴S. Portanto, o íon sulfeto torna-se enriquecido em ³²S e os minerais formados em baixo pH são enriquecidos em ³²S comparados com o mesmo mineral formado num alto pH, a partir do mesmo fluido. Além disto, quando há presença de enxofre com valência intermediária, o equilíbrio é atingido mais rapidamente, pois reações entre espécies com estados de valência próximos (ex: sulfato e sulfito) ocorrem rápido, ao passo que com valências diferentes (ex: sulfato e sulfeto) as reações são muito mais lentas;

A alta fugacidade de oxigênio (fO₂) favorece a formação do íon SO₄⁻², o qual concentra ³⁴S (o isótopo pesado possui uma tendência de concentrar-se na fase mais oxidada) e deste modo, enriquece o íon sulfeto em ³²S. Assim, quanto maior a fugacidade do oxigênio, no fluido mineralizador, mais enriquecido em ³²S será o mineral precipitado, em comparação com o mesmo mineral formado à baixa fugacidade de oxigênio.

4.2. Geoquímica do Enxofre

O enxofre é um elemento amplamente distribuído na Terra, podendo ser encontrado nas formas nativa, oxidada como sulfato em oceanos e rochas evaporíticas, ou reduzido como sulfeto em depósitos minerais metálicos associados com rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Assim sendo, o estudo da composição isotópica de enxofre principalmente em depósitos de minério sulfetado é de grande importância para a metalogênese. Os isótopos estáveis de enxofre são quatro: ³²S, ³³S, ³⁴S e ³⁶S, sendo o ³²S e o ³⁴S os mais abundantes (95,02% e 4,21%) respectivamente.

O estudo isotópico de enxofre em sulfetos e sulfatos é baseado no fracionamento do ³⁴S em relação ao ³²S em fases minerais que contêm enxofre decorrente da cristalização em equilíbrio das fases minerais e por reações químicas ou processos biológicos que envolvem fases sulfurosas (Ohmoto & Rye, 1979; Ohmoto, 1972 e 1986). O fracionamento entre isótopos leves e pesados é determinado a partir da obtenção dos valores isotópicos de enxofre, cujas variações são referidas como desvios, em partes por mil ("permil" ou ‰), relativas a razões isotópicas medidas nas amostras e nos padrões (*Troilita do Meteorito Canyon Diablo -* CDT) (Faure, 1986):

$$\delta^{34} S_{amostra} = \left[\left(S^{\frac{34}{S^{32}}}_{amostra} - \left(S^{\frac{34}{S^{32}}} \right)_{padrão} \right] . 1000 \quad (1)$$

Os valores obtidos, quando positivos, refletem razões isotópicas elevadas, ou seja, a amostra em comparação ao padrão, apresenta um enriquecimento de isótopos pesados em relação aos leves. E quando os valores de δ^{34} S são negativos, a amostra é relativamente mais rica em isótopos leves que pesados, em comparação com o padrão.

A variabilidade dos valores de δ^{34} S em minerais sulfetados marinhos, depositados contemporaneamente, pode resultar de diferentes causas (Faure, 1986):

- Enriquecimento variável de ³⁴S no sulfato residual em bacias evaporíticas isoladas devido à redução bacteriogênica para sulfeto;
- (2) Entrada de sulfatos isotopicamente leves através de rios;
- (3) Fracionamento isotópico durante a precipitação de minerais das salmouras.

Os fluidos formadores de minério, com temperaturas abaixo de 500°C, podem conter diferentes espécies carregadoras de enxofre, tais como, S⁻², H₂S, HS⁻, SO₄⁻², HSO₄⁻, KSO₄⁻ e NaSO₄⁻ (Faure, 1986).

A assinatura isotópica do enxofre, dada a partir da determinação do δ^{34} S em sulfetos e sulfatos, permite determinar alguns aspectos importantes a respeito da mineralização:

a) Fonte do Enxofre:

O minério sulfetado pode provir de várias fontes (rochas ígneas, metamórficas, sedimentares) e o fracionamento pode ocorrer durante o transporte e deposição do sulfeto, atribuindo à geoquímica isotópica do enxofre, em minérios, uma grande complexidade (White, 1997).

Os padrões isotópicos permitem determinar origem ígnea ou da água do mar para o enxofre, e no caso da origem na água do mar, distinguir entre fontes existentes no próprio local de deposição ou fora desse local, a partir do qual o enxofre poderia ser extraído e em seguida transportado por soluções hidrotermais (mineralizantes).

De acordo com Faure (1986), o padrão isotópico de S pode indicar a sua fonte (Fig. 19):

• Os valores de $\delta^{34}S_{sulfetos} = 0\%$ com estreita distribuição centrada em torno deste valor, indicam proveniência magmática para o enxofre (primário na forma reduzida) e,

• Os valores de $\delta^{34}S_{sulfetos} < 0$ e maiores que zero, podem ter proveniência sedimentar. A tendência negativa e mais variável do $\delta^{34}S_{sulfetos}$ sugere fonte biogênica para o S, embora nem todos depósitos de sulfetos sedimentares apresentem amplo espalhamento destas razões. O enxofre presente nas rochas sedimentares resulta da reciclagem do enxofre da água do mar;

• Os valores de $\delta^{34}S_{sulfetos} > 0$ indicam uma proveniência do enxofre no sulfato da água do mar (hoje em torno de +20‰, porém variável no passado).

Os valores de δ^{34} S_{sulfatos} podem ser lançados e comparados com as curvas de evolução do enxofre (δ^{34} S) da água do mar de Strauss (1993) e Claypool (1980). A partir desta comparação pode ser inferida uma idade aproximada, das seqüências encaixantes da mineralização em bacias sedimentares marinhas, já que existe um grande controle estratigráfico nas correlações, baseadas em valores dos oceanos de caráter global registradas no tempo geológico (Strauss, 1993).



Figura 19 – Variação do δ^{34} S (CDT) nos diversos materiais geológicos (White, 1997).

Segundo Thode & Monster (1965), os isótopos de enxofre não são fracionados durante a precipitação da gipsita a partir de salmouras ricas em sulfato ($\Delta^{34}S_{gipsita-salmoura} = +1,65 \pm 0,12$ ‰), assumindo-se portanto, que os valores de $\delta^{34}S$, para os sulfatos marinhos representam a composição do S das salmouras a partir das quais foram precipitados.

- b) Processo de redução do enxofre de sulfato para sulfeto o fracionamento de enxofre nos sulfetos em relação aos sulfatos indica o tipo de redução do enxofre do sulfato para formação do sulfeto. Podemos destacar dois principais processos:
 - Bacteriogênico de modo geral, apresenta grande fracionamento isotópico do enxofre e uma preferência a valores negativos de δ^{34} S (rico em isótopo leve 32 S) (Ohmoto, 1972; Hoefs, 1973),
 - Termoquímico preferencialmente exibe pequeno fracionamento isotópico do enxofre e valores positivos de δ³⁴S (rico em isótopo pesado ³⁴S). Neste caso há uma redução inorgânica do sulfato (Trudinger *et al.*, 1985; Hoefs, 1973).

De modo geral, na literatura, a correlação entre valores de $\delta^{34}S_{sulfeto}$ com grande fracionamento, baixas temperaturas (normalmente inferiores a 100°C) e ambiente anóxico são associados à redução bacteriogênica do sulfato, assim como, altas temperaturas e valores de pequeno espalhamento do $\delta^{34}S_{sulfeto}$ são associados com redução termoquímica do sulfato. Entretanto, esta relação não é tão simples assim. Muitos fatores (pH, T, fO_2 , fS_2 , efeito isotópico cinético, etc.), inclusive se o ambiente é aberto ou fechado (para o sulfato e H₂S), influenciam no processo de redução do sulfato. Vale ressaltar, que a determinação apenas do fracionamento não

é fator único, decisivo do tipo de redução. É necessário associar também os valores do δ^{34} S (positivos ou negativos) à temperatura, ou seja, valores baixos de temperatura (normalmente inferiores a 100°C) geralmente, associam-se a redução bacteriogênica. O fracionamento isotópico do enxofre pode ocorrer em várias situações na história do fluido mineralizador (Ohmoto & Rye, 1979):

- a. Durante a separação de fluidos do magma, ou durante lixiviação de sulfetos;
- b. Através do envolvimento da redução do sulfato da água do mar, durante a história de evolução de fluidos hidrotermais;
- c. Durante o resfriamento de fluidos hidrotermais, e
- d. Durante precipitação ou substituição de minerais.

Em mineralizações geradas por processos hidrotermais, o enxofre fixado como sulfeto e/ou minerais sulfatados, têm se originado a partir de fontes ígneas (S carregado no fluido hidrotermal a partir de fonte magmática ou obtido da lixiviação de minerais de rochas ígneas) e/ou da água do mar. Esse enxofre na água do mar ocorre sob a forma de sulfato aquoso podendo ser incorporado a depósitos de sulfetos através de vários caminhos (Ohmoto & Rye, 1979):

- Redução do sulfato para H₂S por meio de bactérias, gerando sulfetos sedimentares que podem ser lixiviados por fluidos hidrotermais, ou serem substituídos por outro sulfeto quando em contato com salmouras ricas em metal;
- 2. Redução não bacteriana dos sulfatos aquosos para sulfetos aquosos por meio de temperaturas mais elevadas (não superiores a 300°C).

A redução por bactérias anaeróbicas (ex: *Desulfovibrio desulfuricans*) gera um enriquecimento de ³²S no sulfeto em relação ao sulfato reduzido, produzindo valores de δ^{34} S negativos ou fracamente positivos. Estas bactérias ganham energia para o seu crescimento, separando o oxigênio dos íons sulfato, em diferentes razões, excretando H₂S mais enriquecido em ³²S relativo ao sulfato, deixando o sulfato residual mais enriquecido em ³⁴S (equação 2) (Hoefs, 1973; Faure, 1986).

$$^{32}\text{SO}^{-2}_{4 (aq)} + \text{H}_2{}^{34}\text{S}_{(g)} \xrightarrow{34}\text{SO}^{-2}_{4 (aq)} + \text{H}_2{}^{32}\text{S}_{(g)}$$
 (2)

A extensão do fracionamento isotópico depende do controle da velocidade nas reações pelas quais o S é metabolizado, e em sistemas inorgânicos a redução do íon sulfato pelo H₂S é função de diferentes graus (fácil ou difícil) em que as ligações S-O são quebradas (Faure, 1986). As ligações ${}^{32}S - O$ são mais facilmente quebradas que as ligações ${}^{34}S - O$, como demonstrado experimentalmente por Harrison & Thode (1957). Deste modo, o primeiro H₂S produzido por redução inorgânica do SO₄⁼ é enriquecido em ${}^{32}S$, cerca de 22‰, em comparação com o sulfato. A redução bacteriogênica do sulfato, então, segundo Harrison & Thode (1958), ocorre através de processos com dois estágios: (1) entrada do sulfato no interior da célula, produzindo uma pequena troca isotópica, e (2) quebra das ligações S – O gerando uma grande mudança (acima de 22‰) na composição isotópica e controle das razões nos processos.

É possível que a maioria do S presente nos depósitos tenha sido inicialmente fixado como sulfeto de ferro através da redução bacteriogênica do sulfato da água do mar, contudo, salmouras tardias de alta temperatura podem ser responsáveis pela formação de outros sulfetos de metais pesados. Por exemplo, após examinar o δ^{34} S da pirita, esfalerita e galena nos depósitos de McArthur River, Williams & Rye (1974) sugeriram que a maioria da pirita tenha sido formada singeneticamente, através da redução bacteriogênica do sulfato da água do mar, mas que toda a esfalerita, galena e alguma pirita resultam de temperaturas em torno de 200°C, por meio de fluidos hidrotermais que obtiveram H₂S, Fe, Zn, Pb através da lixiviação de rochas sedimentares de seqüências sotopostas. Essas relações entre os sulfetos são confirmadas nos muitos tipos de diferentes depósitos minerais, onde se observa desigual quantidade de ³⁴S nos sulfetos coexistentes (Hoefs, 1973). O enriquecimento do ³⁴S, mais comum para coexistência destes sulfetos é pirita > esfalerita > calcopirita > galena, relação esta confirmada em modelos teóricos por Sakai (1968) e Bachinski (1969).

c) Temperatura do fluido mineralizante:

Uma das aplicações mais comuns da geoquímica dos isótopos estáveis é a geotermometria. Para reconhecer o equilíbrio químico e isotópico entre pares de sulfetos coexistentes são utilizados critérios texturais que indiquem cogeneticidade entre os minerais (Barton *et al.*, 1963; Genkin *et al.*, 1984). Porém, nenhuma técnica de detecção destes equilíbrios mostro-se plenamente satisfatória. A concordância da temperatura, de pelo menos, dois pares minerais é a melhor forma de reconhecer se houve ou não equilíbrio. Vale a pena ressaltar que as temperaturas determinadas por termometria isotópica do enxofre devem ser utilizadas em concordância com temperaturas obtidas por outros métodos, a exemplo do estudo de inclusões fluidas em esfaleritas provenientes das mesmas amostras, para que o resultado seja considerado real, haja vista, a grande quantidade de temperaturas irreais obtidas devido a problemas, mencionados a seguir, além de misturas de fases minerais e presença de impurezas durante a amostragem. (Bortnikov *et al.*, 1995).

A determinação das temperaturas de equilíbrio através do uso de pares isotópicos de enxofre em minerais sulfetados ou sulfeto-sulfato coexistentes é de grande importância no avanço do estudo de depósitos de minério. A utilização de pares isotópicos, por exemplo de esfalerita-galena, cogenéticos (minerais formados a partir de um mesmo fluido mineralizador) permite calcular a temperatura de formação destes minerais, e conseqüentemente entender as condições de precipitação dos mesmos (Ohmoto & Rye, 1979). Para tal, se faz necessário que: (a) os fatores de fracionamento entre as fases minerais sejam bem calibrados e dependentes da temperatura; (b) ambas as fases minerais tenham se formado em equilíbrio isotópico; (c) não tenha havido troca isotópica entre as fases minerais analisadas, isto é, a composição isotópica original das fases minerais da época de sua formação deve ser mantida e, (d) as fases minerais sejam puras para análise, ou seja, sem misturas (Ohmoto & Rye, 1979). Quando estas condições são satisfeitas, as temperaturas de equilíbrio isotópico calculadas apresentam uma boa concordância com as temperaturas obtidas através do estudo de inclusões fluidas. A obtenção das temperaturas por diferentes métodos, quando comparadas podem informar sobre a natureza do equilíbrio entre os minerais, entre os minerais e espécies de enxofre no fluido formador do minério, e entre espécies em solução (Ohmoto & Rye, 1979).

Como as temperaturas calculadas são também fortemente dependentes do fator de fracionamento entre as fases minerais estudadas (Groot, 1997), o fracionamento isotópico do enxofre pode também ser analisado através do estudo da termometria isotópica, por meio de pares isotópicos de minerais utilizados como geotermômetros, cuja dependência da temperatura com os fatores de equilíbrio isotópico decrescem na seguinte ordem: pirita-galena, esfalerita-galena, calcopirita-galena, pirita-calcopirita, pirita-pirrotita (ou esfalerita), esfalerita-calcopirita, pirrotita-esfalerita. Dentre estes pares, o mais utilizado é o esfalerita-galena, pois fornece temperaturas muito próximas daquelas obtidas a partir do estudo de inclusões fluidas em ambientes de baixa pressão, se a temperatura de formação foi inferior a 120°C (Ohmoto, 1986). Os valores das temperaturas obtidas são comparados com os dados das temperaturas de homogeneização (TH - temperatura mínima de aprisionamento do fluido), determinados por inclusões fluidas nas mesmas amostras. Os fatores de fracionamento observados entre esfalerita-galena em depósitos gerados à baixa temperatura (T<120°C) são geralmente muito menores que os valores do equilíbrio, ou seja, as temperaturas obtidas por isótopos são muito mais elevadas que aquelas estimadas por outros métodos (Ohmoto & Rye, 1979). Dada à dificuldade em alcançar o equilíbrio isotópico em sistemas de baixas temperaturas, os dados obtidos por geotermometria, nesses sistemas são muito incertos (Ohmoto & Rye, 1979). Em pares minerais que precipitaram sob condições similares, o $\delta^{34}S_{H2S}$ e a temperatura do fluido podem ter variado, daí a dificuldade em se obter boas temperaturas. Ao contrário, minerais claramente não contemporâneos podem fornecer temperaturas realistas devido à uniformidade entre δ^{34} S_{H2S} e a temperatura do fluido (Ohmoto & Rye, 1979).

Nem sempre os pares minerais (sulfeto-sulfeto ou sulfeto-sulfato) estão em equilíbrio. Isto pode ser gerado por três problemas principais (Ohmoto, 1986):

- 1. A formação do par de minerais ocorreu sob uma temperatura baixa (T $< 200^{\circ}$ C);
- 2. Ocorreu variação na composição isotópica do fluido mineralizante, e
- 3. Houve troca isotópica entre as fases minerais após a formação destas.

Segundo Hoefs (1973), Ohmoto (1986) e Bowen (1988), na maioria dos depósitos de minério sulfetado a composição isotópica de enxofre varia, de modo que a galena é mais leve, a esfalerita é intermediária e a pirita mais pesada ($\delta^{34}S_{pirita} > \delta^{34}S_{esfalerita} > \delta^{34}S_{galena}$). O equilíbrio isotópico entre essas fases minerais pode ser indicado pela magnitude da diferença entre as assinaturas de $\delta^{34}S$ destas, a qual normalmente varia em torno de 2 a 5‰, e decresce com o aumento do grau de metamorfismo da rocha encaixante (Hoefs, 1973). Depósitos que apresentam uma superposição (total ou parcial) dos valores de $\delta^{34}S$ entre sulfetos mostram que não houve uma separação completa dos valores de $\delta^{34}S$ para esses minerais (Rye & Ohmoto, 1974).

Um equilíbrio típico entre uma mistura que carrega enxofre (ex: $H_2S e SO_4^{-2}$ em fluidos hidrotermais; ZnS e PbS em depósitos de minério), pode ser escrito através da equação $H_2^{34}S + {}^{32}SO_4^{-2} \longrightarrow H_2^{32}S + {}^{34}SO_4^{-2}$ (Ohmoto & Rye, 1979). Para calcular a temperatura das fases minerais utilizando pares de sulfetos cogenéticos, as equações mais utilizadas são:

- Czamanske & Rye (1974) $\rightarrow \Delta_{ZnS-PbS} = (0,70 / T^2).10^6$ (3)
- Ohmoto & Rye (1979) $\Rightarrow \Delta_{ZnS-PbS} = (0,73/T^2).10^6$, e (4)
- Kajiwara *et al.* (1969) $\rightarrow \Delta_{ZnS-PbS} = (0,90/T^2).10^6$, onde, (5)

 $\Delta_{ZnS-PbS}$ = diferença entre as razões isotópicas obtidas na esfalerita e galena cogenéticas T = temperatura em graus Kelvin

As mineralizações de sulfetos de baixa temperatura possuem uma tendência em exibir ampla variação na distribuição do δ^{34} S, ao passo que os sulfetos de alta temperatura apresentam pequena variação do δ^{34} S (Hoefs, 1973).

As variações das razões isotópicas de chumbo e enxofre em galenas podem ser correlacionadas, de modo que, quando as galenas mais radiogênicas estariam associadas a baixos valores de δ^{34} S, enquanto que galenas pouco radiogênicas relacionariam-se com valores mais altos de δ^{34} S (similares aos da água do mar) (Ohmoto & Rye, 1979, Hoefs, 1973). De acordo com Ohmoto & Rye (1979) este tipo de tendência é dificilmente explicado pelo modelo biogênico, porém facilmente entendido se os metais e enxofre foram derivados essencialmente de duas fontes: evaporitos que sofreram redução orgânica (alto δ^{34} S_{H2S}) e sulfeto de rochas sedimentares lixiviadas (baixo δ^{34} S_{H2S}).

4.3. Resultados Obtidos e Discussão

4.3.1. Isótopos de Enxofre em Sulfetos e Sulfatos

O estudo das razões isotópicas de enxofre foi realizado num total de quarenta e duas amostras, sendo trinta de Serra do Ramalho e doze de Montalvânia, haja visto que em Irecê e Nova Redenção estas análises foram realizadas anteriormente por Kyle & Misi (1997) e Gomes (1998), respectivamente. Destas amostras, dezoito foram de galena (12 de Serra do Ramalho e 06 de Montalvânia) e dezoito de esfalerita (Serra do Ramalho), todas disseminadas, relacionadas às fases sulfetadas principais da mineralização. A barita foi analisada em seis amostras de Montalvânia, devido à ausência de sulfatos (tais como, barita e gipsita) nos depósitos estudados em Serra do Ramalho.

Os valores de δ^{34} S obtidos em baritas de Montalvânia, da Fazenda Zé Rocha, (Tab. 5) são bastante homogêneos e mostraram um grande enriquecimento em isótopos pesados (³⁴S), variando de +48,2 a +50,0‰ CDT, com valor médio de +49,18‰ CDT, relacionado possivelmente a uma restrição local da bacia marinha (Fig. 20). A morfologia da bacia (aberta ou fechada/semi-fechada) tem implicações diretas na taxa de evaporação e no suprimento de sulfato. A bacia fechada não possui um fluxo livre de água com o oceano, fazendo com que a quantidade de SO₄ dissolvido na água seja fixa e decresça continuamente com a precipitação do SO₄ e evaporação da água. Através deste processo tem sido mostrada uma variação da composição isotópica de δ^{34} S do SO₄ residual dissolvido e precipitado, para valores isotópicos pesados, tornando a bacia progressivamente mais rica em ³⁴S, e consequentemente, baritas formadas com valores de δ^{34} S maiores que os da água do mar no mesmo período (Strauss, 1993). Portanto, estes dados de δ^{34} S obtidos nas baritas representariam os valores do enxofre relativos à água do mar no período em que estas se formaram. Além disso, a restrição local (morfologia) da bacia justificaria assim, os altos valores obtidos em comparação com os valores de δ^{34} S relativos às curvas de evolução do enxofre da água do mar do final do Proterozóico (+18 a 34‰ CDT) (Claypool, 1980) e/ou início do Fanerozóico (+27 a 30‰ CDT) (Strauss, 1993), onde ocorrem os maiores picos de δ^{34} S (Fig. 21). Essas curvas são utilizadas como instrumentos geocronológicos, uma vez que representam a evolução dos valores de δ^{34} S relativos à água do mar no tempo geológico. A curva de Strauss (1993) possui maior precisão que a de Claypool (1980), pois foi desenvolvida a partir da análise de traços de sulfatos com forte controle estratigráfico, ao passo que a curva de Claypool (1980) foi construída com base na análise de sulfatos representados através áreas e linhas de dados, o que atribui um maior grau de incerteza na curva. A figura 21 mostra o lançamento, nessas duas curvas, dos valores de δ^{34} S dos sulfatos Montalvânia (Faz. Zé Rocha).

Segundo Strauss (1997 e 1999) o registro mais representativo da composição isotópica da água do mar é obtido através da assinatura isotópica de traços de sulfato aprisionados no retículo cristalino dos carbonatos marinhos na época da deposição. Portanto, a realização de análises de δ^{34} S em traços de sulfato presentes nos dolarenitos encaixantes da mineralização é recomendada para melhor aferir a fonte do enxofre em comparação com aquela obtida das baritas. Entretanto, os dados de enxofre obtidos nas baritas de Montalvânia (Tab. 5 e Fig. 21) têm consonância com os altos valores de δ^{34} S (+38 a +47,5‰ CDT) determinados por Kaufman *et al.*



Figura 20 – Perfil esquemático de bacia restrita e aberta relacionando o tipo da bacia com a composição isotópica do enxofre no sulfeto e no sulfato (Large, 1980).

(2001) nos traços de sulfato, em carbonatos das Pedreiras Sambra e Paraíso (Minas Gerais - topo da Formação Sete Lagoas), indicando a água do mar, de assinatura pesada, como fonte do enxofre. Para esses autores, o enriquecimento muito grande em ³⁴S em minerais sulfatados ou em sulfatos associados а carbonatos seria conseqüência de altas taxas de redução bacteriana em águas anóxicas, que poderiam estar relacionadas à alta proliferação orgânica em períodos pósglaciais.

Tabela 5 - Dados de isótopos de enxofre em galena, esfalerita e barita das regiões de Serra do Ramalho (CA e LBX) e Montalvânia (MZ e ZR).

Número de Amostras	Local	δ ³⁴ S (‰CDT)	Mineral	Descrição					
Campo Alegre – Serra do Ramalho									
	0.4.4								
1	CA-1	+28,0	Estalerita	Disseminada no carbonato					
2	CA-2	+26,9	Estalerita	Disseminada no carbonato					
3		+29,1	Estalerita	Disseminada no carbonato					
4		+28,9	Estalerita	Disseminada no carbonato					
5	CA-5	+28,7	Estalerita	Disseminada no carbonato					
6	CA-6	+29,2	Estalerita	Disseminada no carbonato					
1	CA-7	+29,4	Estalerita	Disseminada no carbonato					
8	CA-8	+29,9	Estalerita	Disseminada no carbonato					
9	CA-9b	+27,8	Estalerita	Disseminada no carbonato					
10	CA-10b2	+30,4	Esfalerita	Disseminada no carbonato					
11	CA-11	+30,0	Esfalerita	Disseminada no carbonato					
12	CA-12b	+29,1	Esfalerita	Disseminada no carbonato					
13	CA-4a	+22,0	Galena	Disseminada no carbonato					
14	CA-9a	+26,2	Galena	Disseminada no carbonato					
15	CA-10a1	+23,2	Galena	Disseminada na fluorita					
16	CA-10a2	+21,2	Galena	Disseminada no carbonato					
17	CA-12a	+23,3	Galena	Disseminada no carbonato					
Lajeado de B	aixo – Serra (do Ramalho							
19	IRV 16	125.9	Ecfolorito	Disseminada na carbonata					
10		+25,0	Estalerita	Disseminada no carbonato					
19		+20,1	Estalerita	Disseminada no carbonato					
20		+27,3	Estaterita	Disseminada no fluorita					
21		+25,4	Estatenta	Disseminada na fluorita					
22		+20,0	Calana	Crosseire discominede no fluorite					
23		+21,1	Galena	Grossena disseminada na nuorna					
24		+21,7	Galena	Grossena disseminada no carbonato					
25		+22,7	Galena	Grosseira disseminada no carbonato					
26	LBX-4a	+19,4	Galena	Disseminada no carbonato					
27	LBX-5	+22,8	Galena	Disseminada na fluorita					
28	LBX-6a	+20,9	Galena	Disseminada no carbonato					
29	LBX-/a	+19,4	Galena	Disseminada no carbonato					
30 Mine de Zezir	LBX-8a	+19,5	Galena	Disseminada na fluorita					
Nina do Zezir	10 – Montan M7-1	432 /	Galena	Disseminada no dolarenito					
32	MZ-1	+32,4	Galena	Nodular, disseminada no dolarenito					
32		+30,0	Galena	Nodular, disseminada no dolarenito					
33 IVIZ-3 + $30,2$ Galena Nodular, disseminada no dolarenito									
34	ZR-1a	+21.4	Galena	Disseminada na barita					
35	ZR-4a	+18.0	Galena	Disseminada na barita					
36	ZR-5a	+17 3	Galena	Disseminada na barita					
37	ZR-1c	+48.5	Barita	Radial					
38	ZR-2c1	+49.5	Barita	Radial branca					
20	7R-2c2	+ <u>4</u> 9,7	Barita	Radial marrom e branca					
<u>4</u> 0	ZR-3	+50.0	Barita	Radial					
_ 1 0 ∕/1	ZR-4c	+⊿0.2	Barita	Radial					
11 10	ZR-50	++3,2 1/2 0	Barita	Radial					
+2	211-00	T40,Z	Dania	maulai					



Figura 21 – Curvas de variação de δ^{34} S da água do mar relativo ao CDT, segundo Claypool *et al.* (1980) (curva em azul) e Strauss (1993) (curva em verde), e lançamento dos valores de enxofre relativos aos sulfatos de Montalvânia em relação aos valores máximos de cada uma das curvas. Em relação à curva de Claypool a idade coincide com o Neoproterozóico e em relação a Strauss a idade associa-se ao Cambriano inferior (Paleozóico).

As assinaturas isotópicas dos sulfetos entre todos os alvos estudados (Tab. 5) apresentam uma distribuição (Figuras 22 e 23) relativamente estreita (~15‰), porém não negligenciável, com dados altamente positivos variando de +17,3 a +32,4‰ CDT, sendo o valor médio de +25,3‰ e a moda de +29‰. Na região de Serra do Ramalho as razões isotópicas de enxofre nos sulfetos (esfalerita e galena) variam de +19,4 a +30,4‰ CDT e o valor médio é de +25,4‰, indicando uma variação das razões da ordem de 11‰, que embora também não seja grande, não pode ser desprezado. Em Montalvânia as assinaturas obtidas em sulfetos referem-se apenas a galena, já que na Mina do Zezinho (MZ) as esfaleritas foram alteradas, restando apenas resistatos, e em ZR a galena é o único sulfeto (ver no capítulo 3). As razões isotópicas de enxofre em MZ variam de +30,2 a +32,4‰ CDT e em ZR de +17,3 a +21,4‰ CDT, atribuindo a Montalvânia os valores mais leves (+17,3‰) e mais pesados (+32,4‰) dos alvos estudados, embora estes dados não se distanciem muito daqueles determinados em Serra do Ramalho.



Figura 22 – Histograma das razões isotópicas de enxofre, com indicação do valor modal (+29‰), em sulfetos de Serra do Ramalho (CA e LBX) e Montalvânia (MZ e ZR), e sulfatos (azul) de Montalvânia (ZR). CA = Campo Alegre, LBX = Lajeado de Baixo, MZ = Mina do Zezinho, ZR = Zé Rocha, Ga = galena, Sph = esfalerita, Ba = barita, e n = total de amostras.



Figura 23 - Comparação dos dados de isótopos de enxofre em sulfetos e sulfatos de Serra do Ramalho (LBX e CA), Irecê e Nova Redenção, todos da Bahia, e Montalvânia (ZR e MZ) em Minas Gerais.

4.3.2. Geotermometria Isotópica

Oito amostras de pares galena-esfalerita cogenéticas (Serra do Ramalho) foram analisadas para fins de geotermometria (Tab. 6). As equações utilizadas foram as de Czamanske & Rye (1974), Ohmoto & Rye (1979) e Kajiwara *et al.* (1969), (equações 3, 4 e 5, respectivamente). Os dados obtidos mostram uma grande variação de temperatura (3° a 477°C).

Tabela 6 - Dados de fracionamento de isótopos de enxofre (δ^{34} S) e temperaturas da mineralização, estimadas utilizando pares galena-esfalerita como geotermômetros. Temperaturas 1 (T₁) = calculadas de acordo com a equação de Kajiwara *et al.* (1969), 2 (T₂) = Calculadas segundo a equação de Czamanske & Rye (1974) e 3 (T₃) = Calculadas segundo a equação de Ohmoto & Rye (1979).

Amostras	Mineral	$\delta^{34}S$	Kajiwara <i>et al.</i> (1969) (0.90 /T ²).10 ⁶ (°C)	Czamanske & Rye (1974) $(0.70 / T^2).10^6$ (°C)	Ohmoto & Rye (1979) (0.73/T ²).10 ⁶ (°C)		
Serra do	Ramalho		T_1	T_2	T_3		
		1					
CA-4a	Galena	22,0	$\Delta = 6,9$				
CA-4b	Esfalerita	28,9	88,2 46		52		
CA-9a	Galena	26,2	$\Delta = 1,6$				
CA-9b	Esfalerita	ita 27,8 477 388		388	402		
CA-10a ₂	Galena	21,2	$\Delta = 9,2$				
CA-10b ₂	Esfalerita	30,4	40	3	9		
CA-12a	Galena	23,3	$\Delta = 5.8$				
CA-12b	Esfalerita	29,1	121	74	82		
LBX-4a	Galena	19,4	$\Delta = 6,4$				
LBX-4b	Esfalerita	25,8	102 58		65		
LBX-6a	Galena	20,9	Δ= 5,2				
LBX-6b	Esfalerita	26,1	143	94	102		
LBX-7a	Galena	19,4	Δ=7,9				
LBX-7b	Esfalerita	27,3	65	25	31		
LBX-8a	Galena	19,5	$\Delta = 5,9$				
LBX-8b	Esfalerita	25,4	118	71	79		

Os valores de $\Delta_{ZnS - PbS}$ obtidos tanto entre os pares de LBX como de CA mostram valores maiores que o proposto por Ohmoto (1986), fornecendo temperaturas muito baixas (3° a 79°C) para as equações (T₂ e T₃), com exceção de um par de CA que forneceu temperatura muito alta (388°C = T₂ e 402°C = T₃). Utilizando a equação de Kajiwara *et al.* (1969), obtemos temperaturas que variam de 102° a 143°C e uma muito alta de 477°C. As temperaturas obtidas a partir da análise por geotermometria isotópica de enxofre mostram uma variação muito grande dos resultados.

A relação de $\delta^{34}S_{ZnS} > \delta^{34}S_{PbS}$ foi observada em todos os pares esfalerita-galena estudados, não sendo a princípio, observado um desequilíbrio isotópico. Segundo Ohmoto (1986), a 150°C o valor de $\Delta_{ZnS - PbS}$ entre os pares isotópicos em condição de equilíbrio é igual a 3,7. Em temperaturas menores, o valor de $\Delta_{ZnS - PbS}$ (no equilíbrio) é maior. Valores menores que 3,7 são encontrados em temperaturas menores quando há desequilíbrio. De modo geral, os valores obtidos das diferenças isotópicas entre as assinaturas de enxofre nos pares esfalerita-galena, em cada depósito, devem ser próximas, indicando que a variação de temperatura foi de tal forma pequena (uniforme), que permitiu a manutenção do equilíbrio isotópico. Depósitos gerados em temperaturas calculadas reflitam um equilíbrio isotópico. Assim, observando as diferenças entre as assinaturas isotópicas dos pares esfalerita-galena estudados nos depósitos de Serra do Ramalho, nota-se que os valores são muito superiores a esse limite (5,2 a 7,9), com exceção de um único par que apresenta valor muito inferior (1,6). Essas relações de $\Delta_{ZnS - PbS}$ podem indicar a ocorrência de variações locais na temperatura do sistema, pH e/ou fO_2 , que por sua vez podem gerar uma maior diferença no fracionamento entre os sulfetos.

É comum a obtenção de pares em desequilíbrio isotópico através desta técnica, principalmente em grandes sistemas hidrotermais, o qual, como tudo indica, pode ser o contexto no qual estes depósitos estão inseridos, sendo necessário um maior número de medidas para a obtenção de pares em equilíbrio. Portanto, os dados de temperaturas obtidas através da geotermometria isotópica de enxofre indicam que os pares esfalerita-galena estudados não podem ser utilizados como geotermômetros, sendo necessária para isso a utilização de uma técnica mais precisa, a qual será abordada no capítulo 6 (estudo de inclusões fluidas).

Em Nova Redenção, os pares de esfalerita-galena analisados por geotermometria isotópica de enxofre forneceram valores de temperatura (145° e 187°C) concordantes com as análises de inclusões fluidas (140° -210°C) realizadas nas esfaleritas. Muito provavelmente essa correlação foi decorrente dos valores de $\Delta_{ZnS - PbS}$ encontrados (3,3 a 4), os quais são compatíveis com a faixa de variação (2 a 4) indicada acima para minerais em equilíbrio isotópico.

CAPÍTULO 5

ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

5. Isótopos Radiogênicos

Os isótopos radioativos não possuem estabilidade dos seus núcleos atômicos, apresentando decaimento radioativo, ou seja, eles modificam-se com o tempo e durante sua evolução dão origem a outros elementos químicos, radiogênicos, até atingir a estabilidade.

No sentido de dar suporte ao modelo metalogenético, foram realizadas análises isotópicas pelos métodos Pb-Pb (galena e pirita) e Rb-Sr (esfalerita e pirita) em amostras de Irecê, Serra do Ramalho (Campo Alegre e Lajeado de Baixo) e Montalvânia (Mina do Zezinho e Fazenda Zé Rocha).

5.1. Isótopos de Chumbo: Generalidades

O chumbo ocorre na natureza sob a forma de quatro isótopos: ²⁰⁸Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁶Pb e ²⁰⁴Pb. Destes, apenas o ²⁰⁴Pb não é radiogênico, sendo considerado um isótopo estável de referência. Os demais decorrem do decaimento radioativo dos elementos U e Th, conforme ilustram as relações abaixo (Faure, 1986):

$$_{92}U^{238} \rightarrow _{82}Pb^{206} + 8_{2}He^{4} + 6\beta^{-} + Q \qquad (^{238}U \rightarrow ^{206}Pb) \qquad (1)$$

$$_{92}U^{235} \rightarrow _{82}Pb^{207} + 7_{2}He^{4} + 4\beta^{-} + Q \qquad (^{235}U \rightarrow ^{207}Pb)$$
 (2)

$$_{90}$$
Th²³² \rightarrow $_{82}$ Pb²⁰⁸ + 6 $_{2}$ He⁴ + 4 β ⁻ + Q (²³²Th \rightarrow ²⁰⁸Pb), (3)

Onde,

Q = quantidade de energia liberada

 β = partícula beta e,

He = partícula alfa (átomo de hélio).

A evolução isotópica do chumbo terrestre (a variação de sua composição isotópica em função do tempo) pode ser avaliada com a utilização das equações abaixo, que descrevem a acumulação do Pb, a partir do decaimento radioativo do U e/ou do Th, num determinado material geológico (rocha total ou mineral) (Faure, 1986):

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{i}} + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda 1t} - 1)$$
(4)

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{i}} + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda 2t} - 1) e$$
 (5)

$$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{i}} + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda 3t} - 1), \quad (6)$$

Onde,

 λ_1 , λ_2 e λ_3 são, respectivamente, as constantes de decaimento do ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th,

T = razão isotópica atual,

i = razão isotópica inicial do Pb incorporado ao mineral no tempo em que se formou, e

t = tempo decorrido desde a formação do mineral com U, Th e Pb e todos os elementos filhos intermediários.

A abundância relativa de isótopos de Pb, nesse caso, depende da história prévia do material a partir do qual os minerais e as rochas foram formados.

5.2. Geoquímica Isotópica do Chumbo

Os isótopos de chumbo são relevantes na modelagem metalogenética, pois a partir do estudo destes, a natureza da fonte da mineralização pode ser determinada. A galena é de grande importância no estudo da composição isotópica do chumbo da fonte do fluido, já que não possui U e Th na sua estrutura cristalina, e assim, não sofre alterações. Devido à fusão parcial e a cristalização do magma, o U e Th vão se concentrando na fase líquida, sendo incorporados nos minerais ricos em sílica. Deste modo, a diferenciação geoquímica do manto superior possibilitou uma concentração destes elementos nas rochas da crosta continental em relação ao manto (Faure, 1986). Dentre as principais informações que podem ser obtidas a partir das razões isotópicas de chumbo podemos destacar:

1. Fonte dos Metais:

As composições isotópicas de Pb, a partir da determinação das razões ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb e ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb fornecem valores, que irão refletir a natureza da fonte. Estas razões quando muito elevadas (radiogênicas) indicam relação parental com a crosta superior, haja visto que os outros ambientes geoquímicos ou reservatórios (manto e crosta inferior) do material-fonte possuem baixas razões de Pb (material empobrecido em U e Th). Ou seja, as razões serão mais radiogênicas quanto maior for à razão U/Pb da fonte ou reservatório. Assim, rochas da crosta inferior serão menos radiogênicas que rochas mantélicas, porque a razão U/Pb na crosta inferior é menor que do manto. O Modelo da Plumbotectônica (Zartman & Doe, 1981) é utilizado para determinar a ambiência geotectônica do material-fonte. Neste modelo, as rochas relacionadas ao ambiente orogênico, são consideradas como sendo resultantes da mistura de material das crostas superior, inferior e oceânica.

2. Idade da Mineralização:

A variação das composições isotópicas do chumbo nos depósitos minerais é também de grande importância na determinação da idade das mineralizações.

Na tentativa de traçar a evolução do Pb foram construídos três principais modelos, a partir dos quais são determinadas idades-modelo (Faure, 1986):

- Estágio Simples ou de Holmes-Houtermans → utilizando dados isotópicos de galenas, esse modelo tem como premissa que a evolução do Pb ocorreu em um estágio único desde a formação da Terra até o presente. Assim, o Pb incorporado aos depósitos minerais resultaria do decaimento radioativo do U e Th na fonte, que foi separado dos seus precussores radioativos. Nesse modelo a idade da Terra é assumida como sendo 4,55 x 10⁹ anos, a partir de quando teria sido iniciado a evolução do Pb.
- Estágio Duplo ou de Stacey & Kramers (1975) → baseia-se na evolução do Pb em dois estágios, onde o primeiro ocorreu entre 4,57 e 3,7 Ga e o segundo de 3,7 Ga até o presente. Esses dois estágios são marcados pela diferenciação geoquímica, na qual há cerca de 3,7 Ga a crosta foi enriquecida em U e Th em relação ao manto, e a partir de então, manteve-se constante até hoje. O modelo foi elaborado com base nos valores médios das composições atuais de Pb da crosta terrestre de sedimentos pelágicos. O uso da curva de evolução de Stacey & Kramers (1975) é amplamente utilizada como referência para determinação de idades a partir da inclinação da reta obtida pelo lançamento das razões de Pb, e no cálculo de idades U/Pb para assumir razões iniciais de Pb comum.
- Cumming & Richards (1975) → esses autores propuseram uma evolução contínua (único estágio) dos isótopos de Pb, onde as razões U/Pb e Th/Pb aumentaram constantemente no tempo. As idades de minérios (principalmente galena) determinadas com esse modelo mostram uma boa concordância com aquelas obtidas pelo modelo de Stacey & Kramers (1975).

As idades estimadas da mineralização e da rocha fonte podem ser determinadas a partir da curva de crescimento de isótopos de Pb, ou através de isócronas secundárias (Doe & Stacey, 1974).

Quando as razões isotópicas de chumbo revelam-se muito radiogênicas ($^{206}Pb/^{204}Pb > 18,7$), não é permitida a determinação de idades modelo, uma vez que estes valores anômalos fornecem idades futuras (Pb tipo J).

Apesar de não permitir a determinação de idades-modelo, o Modelo da Plumbotectônica ou de Zartman & Doe (1981) demonstra a evolução do Pb baseado em grandes reservatórios terrestres (crosta superior, ambiente orogênico, crosta inferior e manto), possibilitando uma correlação com esses ambientes.

5.3. Método Radiométrico Rubídio-Estrôncio em Sulfetos: Generalidades

A determinação da idade das mineralizações de Pb-Zn hospedadas em rochas carbonáticas é de grande importância na prospecção destes metais, porém de extrema dificuldade para grande parte destes depósitos. Uma destas dificuldades é a falta de minerais adequados, com razões isotópicas pai/filho altas ou

variáveis. Assim, tem-se utilizado uma associação de metodologias de datação, tais como Pb-Pb e Rb-Sr em sulfetos.

Recentemente, vários autores têm aplicado o método radiométrico Rb/Sr para datar diretamente minerais de minério. Relevantes dados geocronológicos Rb/Sr para depósitos de Pb-Zn tipo *Mississipi Valley* têm sido obtidos por Nakai *et al.* (1990 e 1993); Brannon *et al.* (1992); Medford *et al.* (1983); Lange *et al.* (1983 e 1985). Os isótopos de estrôncio em sulfetos podem ser utilizados como traçadores da fonte dos metais (Zhou *et al.*, 2001). A análise das razões de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr em esfalerita pode refletir diretamente a composição dos fluidos mineralizantes, se ela não tiver Rb no seu retículo cristalino, isto é Rb/Sr = 0 (Brannon *et al.*, 1991).

Medford *et al.* (1983) obtiveram dados isotópicos de Sr para sulfetos e carbonatos do depósito de Pb-Zn de Pine Point, Canadá, e notaram que a esfalerita pode ter razões Rb/Sr elevadas, o que facilita seu uso na datação radiométrica.

Nakai *et al.* (1990), registram as primeiras datações diretas Rb/Sr em esfaleritas de um depósito tipo MVT e propõem seu uso como uma técnica geocronológica para mineralizações de sulfetos.

O principal problema para datar, diretamente, os minerais de minério é a obtenção de um bom espalhamento no diagrama isocrônico. Para resolver este problema tem sido desenvolvida a técnica de lixiviação. Vários autores, tais como Frei & Pettke (1996), Mellito (1998), Babinski (1993) e Babinski *et al.* (1999), mostraram que o procedimento de lixiviação envolvendo diferentes tipos e molaridades de ácidos têm tido sucesso na datação de sulfetos, rochas carbonáticas e minerais de alteração hidrotermal.

A datação de esfaleritas pelo método Rb/Sr pode ser a chave para elucidar a idade e a gênese de depósitos Pb-Zn. A esfalerita é um mineral comum nestes depósitos, portanto esta técnica pode ser aplicada para determinar a época em que os fluidos formaram os depósitos.

5.4. Geoquímica Isotópica do Rubídio e Estrôncio em sulfetos

O Rb é um metal alcalino, de raio iônico (1,48Å), semelhante ao do potássio (1,33 Å). O Rb é um elemento disperso, que só é encontrado em quantidades detectáveis nos minerais comuns contendo potássio, tais como micas, feldspatos potássicos, alguns minerais de argila e em minerais de evaporitos.

A relação Rb/K é um parâmetro petrogenético importante na avaliação do grau de diferenciação de uma rocha.
O Sr é um metal alcalino terroso, com raio iônico de (1,13 Å), próximo ao do cálcio (0,99 Å). Ele também ocorre em minerais portadores de Ca, tais como plagioclásio, apatita, carbonato de Ca.

Além da datação do minério, a análise isotópica de Rb-Sr em sulfetos constitui também uma ferramenta utilizada para indicação de mistura ou não de fluidos. Este método baseia-se na determinação da composição isotópica de Rb e Sr da fração da inclusão fluida (chamada de **lixiviado**), analisada separadamente do cristal hospedeiro residual (chamado de **resíduo** sólido) (Pettke & Diamond, 1996). A isócrona é obtida a partir de dados de ⁸⁷Rb/ ⁸⁶Sr e ⁸⁷Sr/ ⁸⁶Sr de cada estilo de mineralização sulfetada (esfalerita preferencialmente ou pirita). O lixiviado analisado é comparado com o seu resíduo e lançados, como pares, no gráfico ⁸⁷Sr/ ⁸⁶Sr vs. 1/Sr e ⁸⁷Rb/ ⁸⁶Sr vs. 1/Sr (Pettke & Diamond, 1996).

5.5. Resultados Obtidos e Discussão

5.5.1. Isótopos de Chumbo

Foram analisadas 35 amostras de sulfetos, sendo 16 da região de Irecê, 13 de Serra do Ramalho e 06 de Montalvânia todas em áreas não deformadas. Em Irecê foram estudadas 07 piritas (maciça, lamelar e grossa), 07 galenas (grossa, maciça e disseminada) e 02 esfaleritas (disseminada). Em Serra do Ramalho e Montalvânia foram obtidas razões isotópicas de chumbo apenas em galenas (disseminadas no carbonato, na fluorita e na barita, além de nodular). Vale ressaltar que a galena disseminada na fluorita ou na rocha carbonática encaixante, em Serra do Ramalho, não mostrou mudanças nos valores de isótopos de chumbo obtidos entre estas (Tab. 7), sugerindo equilíbrio isotópico entre esses, tratando-se então de uma mesma fonte.

As razões isotópicas de chumbo obtidas para a área de **Serra do Ramalho** mostraram-se altamente radiogênicas com razões 206 Pb/ 204 Pb variando entre 23,222 e 32,761; 207 Pb/ 204 Pb entre 16,314 e 17,923, e 208 Pb/ 204 Pb entre 41,830 a 53,539 (Tab 7). No entanto, individualmente os alvos não possuem uma grande variação nas razões isotópicas de Pb: **CA** (206 Pb/ 204 Pb = 23,222 a 23,442; 207 Pb/ 204 Pb = 16,314 a 16,378; e 208 Pb/ 204 Pb = 41,830 a 42,068) e **LBX** (206 Pb/ 204 Pb = 30,218 a 32,761; 207 Pb/ 204 Pb = 17,451 a 17,923; e 208 Pb/ 204 Pb = 49,272 a 53,539). As assinaturas isotópicas de chumbo para o depósito de **Irecê** (Faz. Rufino - IL) revelaram-se também bastante radiogênicas cujas razões 206 Pb/ 204 Pb variam de 22,909 a 27,169; 207 Pb/ 204 Pb de 16,443 a 17,050; e 208 Pb/ 204 Pb de 40,995 a 44,209. As galenas de **Montalvânia** forneceram razões bem menos radiogênicas, com composições num intervalo de 18,676 a 18,815 (206 Pb/ 204 Pb); 15,776 a 15,863 (207 Pb/ 204 Pb), e entre 38,524 e 38,7262 (208 Pb/ 204 Pb), bem como **Morro do Gomes** (Irecê), com razões variando de 18,470 a 18,484 (206 Pb/ 204 Pb); 15,825 a 15,839 (207 Pb/ 204 Pb), e entre 39,075 e 39,124 (208 Pb/ 204 Pb).

Amostra	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Material				
Bacia São Francisco								
Serra do Ramalho								
CA-4	23,442	16,327	41,830	Galena disseminada em carbonato				
CA-9	23,403	16,366	42,068	Galena disseminada em carbonato				
CA-10a	23,347	16,315	41,890	Galena disseminada em fluorita				
CA-10b	23,431	16,378	42,049	Galena disseminada em carbonato				
CA-12	23,222	16,314	41,902	Galena disseminada em carbonato				
LBX-1	30,726	17,583	49,748	Galena disseminada em fluorita				
LBX-2	30,972	17,663	50,241	Galena disseminada em carbonato				
LBX-3	30,784	17,574	49,731	Galena disseminada em carbonato				
LBX-4	32,761	17,923	53,539	Galena disseminada em carbonato				
LBX-5	30,228	17,577	49,532	Galena disseminada em fluorita				
LBX-6	30,583	17,655	50,296	Galena disseminada em carbonato				
LBX-7	31,670	17,675	51,034	Galena disseminada no contato entre carbonato e fluorita				
LBX-8	30,218	17,451	49,272	Galena disseminada em fluorita				
Montalvânia								
MZ-1	18,718	15,850	38,726	Galena disseminada no dolarenito				
MZ-2	18,742	15,863	38,721	Galena nodular, disseminada no dolarenito				
MZ-3	18,676	15,776	38,590	Galena nodular, disseminada no dolarenito				
ZR-1	18,815	15,796	38,525	Galena disseminada na barita				
ZR- 2	18,799	15,788	38,575	Galena disseminada na barita				
ZR-4	18,763	15,800	38,524	Galena disseminada na barita				
	1		Bac	ia Irecê				
Irecê								
IL-200-46,25	27,169	17,050	44,209	Pirita maciça				
IL 53 -8.89a	26,986	17,006	43,830	Pirita maciça				
IL 53 -8.89c	26,711	16,901	43,464	Galena maciça				
IL 53 -12.85a	26,731	16,929	43,512	Pirita laminada				
IL 53 -12.85c	25,452	16,739	42,768	Galena maciça				
IL 52 -15.12a	22,932	16,466	41,071	Pirita laminada				
IL 52 -15.12c	22,909	16,443	40,995	Galena fina disseminada				
IL 52 -15.87	26,745	16,950	43,584	Pirita maciça				
IL 53 -17.50a	24,872	16,683	42,179	Pirita grossa, laminada				
IL 53 -17.50b	24,892	16,680	42,170	Esfalerita grossa				
IL 53 -17.70a	26,781	16,923	43,514	Pirita disseminada				
IL 53 -17.70b	26,734	16,934	43,542	Esfalerita disseminada				
IL 53 -17.70c	26,650	16,912	43,451	Galena fina disseminada				
Morro do Gome	s	-	-					
MGa	18,484	15,839	39,124	Galena grossa, com quartzo e calcita				
MGb	18,470	15,825	39,075	Galena grossa, com quartzo				
MGc	18,470	15,825	39,075	Galena grossa, com quartzo				

Tabela 7 - Razões isotópicas de chumbo obtidas nas áreas de Serra do Ramalho (BA), Montalvânia (MG) e Irecê (BA). CA=Campo Alegre, LBX=Lajeado de Baixo, MZ= Mina do Zezinho, ZR=Zé Rocha, IL=Irecê-Lapão, MG=Morro do Gomes.

De acordo com a distribuição geográfica das razões de Pb obtidas para os alvos, nota-se que tanto na Bacia São Francisco ($ZR \rightarrow MZ \rightarrow CA \rightarrow LBX$) como na Bacia Irecê ($MG \rightarrow IL$) há uma tendência de enriquecimento radiogênico no sentido de sul para norte, cujo aumento do caráter radiogênico do Pb é representado pelo tamanho dos círculos cor de rosa (Fig. 24).

Uma correlação isotópica é observada entre os depósitos estudados com relação às assinaturas de enxofre e de Pb medidos nas galenas (Fig. 25). Esse comportamento relativo entre as assinaturas isotópicas de S e Pb ocorre de modo similar em alguns depósitos, principalmente naqueles que possuem grandes variações de δ^{34} S, a exemplo do distrito de Southeast Missouri (Ohmoto & Rye, 1979; Leach & Sangster, 1993) e o distrito de Virburnum (Sverjensky, 1981). Os dados lançados no gráfico ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. δ^{34} S mostram que apesar das razões isotópicas de enxofre possuírem uma distribuição relativamente pequena entre os alvos, podem ser distinguidos dois *trends*, caracterizados pela associação de assinaturas isotópicas de enxofre mais leves (valores de δ^{34} S mais baixos) com razões mais radiogênicas de Pb:

(1) Um dos *trends* é marcado por uma maior variação nas razões isotópicas de Pb em relação às de S, delimitado no gráfico da figura 25 por uma elipse vermelha. Essas relações mostram ainda a existência de uma relação de sul para norte, na bacia São Francisco (com exceção de ZR), onde as razões de Pb tornam-se mais radiogênicas e as de S mais leves (MZ→CA→LBX). Na figura 25 foram lançados todos os dados obtidos de galenas que possuem análises concomitantes de Pb e S.

(2) O outro *trend* pode ser observado (NR \rightarrow ZR, MG), onde as assinaturas de Pb pouco radiogênicas, com razões muito próximas têm associação com dados de δ^{34} S mais pesados, e mais variáveis relativamente (elipse azul no gráfico da Figura 25).

As características dos fluidos mineralizantes das áreas estudadas apresentadas no capítulo 6 e discutidas posteriormente (capítulo 7), sugerem que os dados obtidos de MZ possuem melhor correlação com os dados relativos as áreas de estudo contidas na elipse vermelha. Por isso MZ não foi associada com a elipse azul.



Figura 24 – Representação dos principais depósitos de Pb-Zn das coberturas neoproterozóicas do Cráton São Francisco, com indicação dos locais amostrados de acordo com a tabela 7. Os círculos em rosa representam o caráter mais radiogênico das razões de Pb, proporcionais aos tamanhos destes, e que crescem de sul para norte tanto na Bacia São Francisco (ZR \rightarrow MZ \rightarrow CA \rightarrow LBX), como na Bacia Irecê (MG \rightarrow IL). Modificado de Misi (1999).



Figura 25 - Correlação entre os valores das assinaturas isotópicas de enxofre e chumbo relativos às galenas nos depósitos de Campo Alegre (CA), Lajeado de Baixo (LBX), Mina do Zezinho (MZ), Zé Rocha (ZR), Irecê (IL), Morro do Gomes (MG) e Nova Redenção (NR), que mostram uma relação do Pb radiogênico com os valores mais leves de enxofre. Essas relações mostram dois trends: um com pequena variação do S em relação à de Pb (MZ→CA→IL→LBX) associada à elipse vermelha, e outra com maior variação de S em comparação com o de Pb, que tem variação bastante discreta (MZ→ZR→NR), delimitada pela elipse azul. As razões isotópicas obtidas nas áreas estudadas foram lançadas nos diagramas ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/ ²⁰⁴Pb (figuras 26 a 28), sendo os interceptos que cortam a curva de Stacey & Kramers (1975) geradas através do programa ISOPLOT de Ludwig (1990). Todos os dados obtidos encontram-se apresentados na figura 26, através de uma distribuição linear, e um zoneamento nas bacias São Francisco (ZR→MZ→CA→LBX) e Irecê (MG→IL), que se tornam mais radiogênicos de sul para norte. Os valores de Serra do Ramalho mostraram um bom espalhamento (Fig. 27A), gerando uma isócrona secundária que associa a fonte dos fluidos transportadores de Pb como de idade arqueana (embasamento). Entretanto, as razões de Montalvânia, bem menos radiogênicas não tiveram um espalhamento suficiente para gerar uma isócrona, contudo, pelo fato das suas razões isotópicas estarem acima da curva de evolução de Stacey & Kramers (1975), é possível sugerir uma fonte com razão ²³⁸U/²⁰⁴Pb relativamente alta (Fig. 27B).

As amostras de Irecê, no diagrama ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/ ²⁰⁴Pb, exibem uma fonte de idade paleoproterozóica (Fig. 28A). Embora as amostras de Nova Redenção (Bacia Una-Utinga) não mostrem um espalhamento suficiente para gerar uma isócrona, o caráter pouco radiogênico dessas amostras se assemelham com os de MG da Bacia Irecê e MZ da Bacia São Francisco (Fig. 28B – últimos dados em vermelho).



Figura 26 - Correlação entre os valores das assinaturas isotópicas de ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs. ${}^{207}\text{Pb}/$ ${}^{204}\text{Pb}$ relativos às galenas de todos os alvos estudados: Campo Alegre (CA), Lajeado de Baixo (LBX), Mina do Zezinho (MZ), Zé Rocha (ZR), Irecê (IL), Morro do Gomes (MG) em comparação com os de Nova Redenção (NR – Gomes, 1998). Este diagrama mostra que as razões nas Bacias São Francisco (ZR→MZ→CA→LBX) e Irecê (MG→IL) possuem valores mais radiogênicos na direção de sul para norte destas, além dos valores a sul serem próximos (ZR, MZ e MG).





Figura 27 – Diagrama (A) de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/ ²⁰⁴Pb das galenas de Serra do Ramalho contendo Pb radiogênico definem uma reta que intercepta a curva de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975) há cerca de 2650 Ma. No gráfico B de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/ ²⁰⁴Pb as galenas de Montalvânia contendo Pb não radiogênico associados com os dados de LBX e CA interceptaram a curva de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975) há cerca de 500 Ma e 2100 Ma. As isócronas foram determinadas usando o programa ISOPLOT de Ludwig (1990).





Figura 28 – No diagrama ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/ ²⁰⁴Pb (A), a partir de galenas e piritas de Irecê foi definida uma idade de 2138 Ma, enquanto que no gráfico B com os dados de Nova Redenção não há espalhamento suficiente dos dados para gerar uma isócrona.

Portanto, de modo geral, devido à natureza radiogênica dos dados obtidos, esses demonstram proveniência da crosta superior, e as diferentes razões obtidas para cada alvo indicam fontes distintas (embasamento e/ou sedimentos) com idades arqueana (SR), paleoproterozóica (Irecê) e podendo ter contribuição de fontes mais novas ou não radiogênicas (MZ, ZR e NR – mistura com sedimentos) para os metais transportados pelo fluido mineralizador. Além disto, esse caráter radiogênico impossibilita a determinação de idades-modelo das mineralizações, já que essas fornecem idades futuras (Pb tipo J).

5.5.2. Isótopos de Rubídio - Estrôncio

Foram realizadas análises em 02 amostras de sulfetos, sendo uma da região de Irecê e outra de Serra do Ramalho. Em Irecê (IL) foi estudada uma amostra de pirita maciça e em Serra do Ramalho (CA) uma amostra de esfalerita disseminada no dolomito. Em ambas amostras foram analisados lixiviados e resíduo (Tab. 8).

SPR	No. Campo	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Erro	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erro
14610/RT	CA-13	Esfalerita	0,189	5,077	0,1078	0,0009	0,71176	0,00024
14610/L1	CA-13	Esfalerita	2,381	36,473	0,1890	0,0021	0,71103	0,00011
14610/L2	CA-13	Esfalerita	3,434	34,803	0,2857	0,0032	0,71224	0,00031
14610/L3	CA-13	Esfalerita	1,155	7,778	0,4299	0,0037	0,71522	0,00071
14610/L4	CA-13	Esfalerita	0,032	1,323	0,0711	0,0006	0,71075	0,00013
14610/L5	CA-13	Esfalerita	0,016	0,580	0,0822	0,0006	0,71143	0,00037
14609/RT	IL-1	Pirita	0,834	72,049	0,0335	0,0005	0,71678	0,00023
14609/L1	IL-1	Pirita	0,899	1279,861	0,0020	0,0012	0,71690	0,00064
14609/L2	IL-1	Pirita	3,500	1397,946	0,0073	0,0040	0,71684	0,00053
14609/L3	IL-1	Pirita	14,543	865,520	0,0487	0,0005	0,71661	0,00032
14609/L4	IL-1	Pirita	20,141	386,344	0,1510	0,0019	0,71707	0,00096
14609/L5	IL-1	Pirita	1,529	6,376	0,6948	0,0124	0,71960	0,00047

Tabela 8 - Razões isotópicas Rb/Sr em pirita e esfalerita associadas a dolomito.

Os valores dos lixiviados e resíduo obtidos na esfalerita (Serra do Ramalho) e pirita (Irecê), quando lançados no diagrama ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mostram-se bastante semelhantes, não permitindo um espalhamento no diagrama isocrônico, impedindo assim, a obtenção de uma idade isocrônica, já que a idade obtida foi de 661± 560 Ma. Adicionalmente, os dados de Campo Alegre (CA) apresentam um pequeno intervalo de distribuição das razões isotópicas, e uma falta de alinhamento devido à maior variação nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, podendo estar relacionado com uma mistura nos fluidos amostrados.

As razões isotópicas de Rb-Sr obtidas em piritas da região de Irecê através da técnica de lixiviação, mostraram um alinhamento que sugere uma idade de 300 ± 100 Ma. Assim, essa idade não é confiável, pois o espalhamento das razões isotópicas é pequeno não permitindo obtenção de uma isócrona precisa. Esse alinhamento das razões isotópicas se deve possivelmente ao maior enriquecimento em Sr (principalmente), na pirita que na esfalerita de CA, o que forneceu valores menos imprecisos. As rochas de Campo Alegre e Irecê não se encontram deformadas para que pudesse justificar um distúrbio no sistema isotópico Rb-Sr.

Portanto, as análises de Rb/Sr de lixiviados em sulfetos utilizadas para determinação da idade da mineralização foi uma técnica que não atingiu seu propósito nos depósitos estudados.

As altas razões iniciais de 87 Sr/ 86 Sr (0,7102 \rightarrow CA e 0,71660 \rightarrow IL) corroboram os dados de Pb, que indicam proveniência dos metais da crosta continental superior.

CAPÍTULO 6

INCLUSÕES FLUIDAS

6. Inclusões Fluidas

6.1. Introdução

O estudo de inclusões fluidas (IF's) destina-se principalmente à determinação de dados de temperatura e composição do fluido mineralizador. A temperatura do fluido determinada, na realidade é uma temperatura mínima de formação (Th) do mineral hospedeiro, obtida a partir do aquecimento das inclusões fluidas. A composição do fluido é refletida através da salinidade calculada com base nos dados de temperatura de fusão dos últimos sólidos formados durante o congelamento das inclusões. A definição das condições PT de formação das inclusões são definidas através de isócoras (curvas de iso-volume) calculadas utilizando-se os dados de Th e salinidade obtidos na microtermometria.

No estudo de depósitos minerais, as inclusões fluidas têm fornecido importantes dados para o entendimento dos seus ambientes físicos e químicos. Inclusões presentes nos minerais-minério (esfalerita, fluorita, topázio, cassiterita, etc.) e na ganga (quartzo principalmente) podem ser usadas para caracterizar os tipos de soluções mineralizantes e definir áreas onde estes fluidos tendem a se concentrar. Dessa forma, o estudo de inclusões fluidas constitui uma importante ferramenta na formulação de um modelo metalogenético, principalmente quando associado a estudos petrográficos e isotópicos.

Na análise das inclusões fluidas realiza-se primeiramente uma etapa de petrografia visando definir as diferentes populações de inclusões fluidas presentes e determinar a população representativa dos fluidos mineralizantes. As inclusões escolhidas dessa população são então objeto de estudos microtermométricos e análises microespectrométricas Raman, que constituem as técnicas básicas do referido estudo.

O estudo de inclusões fluidas foi realizado em esfaleritas (Serra do Ramalho), fluoritas (Serra do Ramalho e Montalvânia) e baritas (Montalvânia – Faz. Zé Rocha). As fluoritas de Serra do Ramalho analisadas encontram-se associadas com a esfalerita (vide capítulo 3). Em Montalvânia, Mina do Zezinho, a forte alteração das esfaleritas (presença de raros resistatos – Foto 34) impediu a realização desse estudo, sendo, portanto, analisadas apenas as fluoritas presentes nas mesmas amostras. Com respeito aos minerais de ganga, a dolomita e a calcita não foram analisadas em decorrência do diminuto tamanho das inclusões fluidas (< 5μm) que impossibilitaram o estudo microtermométrico.

Onze lâminas bi-polidas foram confeccionadas para análise das esfaleritas de Irecê. Porém, a granulometria fina e a cor escura dos grãos impossibilitaram a visualização das inclusões nesta área.

O estudo microtermométrico foi realizado no Laboratório de Inclusões Fluidas do Centro de Pesquisa de Geofísica e Geologia da UFBA. A platina de aquecimento-resfriamento utilizada foi da marca *Linkam* THMSG 600, calibrada por inclusões sintéticas da Fluid Inc., acoplada a um microscópio *Olympus* BX-60, equipado com objetivas *Olympus* de 50x e 100x. O aparelho é controlado através de microcomputador por meio do software LinkSys, que inclui um sistema de captura de imagem e armazenagem dos dados.

A reprodutibilidade das medidas de temperatura, atestadas pela repetição de medidas de transição de fases conhecidas de inclusões sintéticas, foi de $\pm 0,1$ °C. Foram construídas curvas de calibração para corrigir os dados de temperaturas obtidas, através das seguintes equações:

$$\Gamma h = (Th_{lido} + 0.6)/1,073$$
(1)

$$T_{\text{resfriamento}} = (T_{\text{lida}} - 0,038256)/1,0109$$
(2)

onde,

Th = temperatura de homogeneização, e

 T_{lida} = temperatura medida durante o resfriamento ($T_{eutética} e/ou T_{fusão do gelo}$)

6.2. Tipologia, Distribuição e Cronologia das Inclusões Fluidas

6.2.1. Esfaleritas

As inclusões estudadas nas esfaleritas possuem dimensões reduzidas (de 5 a 15 µm) com formas octaédricas (cristais negativos - Fotos 39 a 41), alongadas (Foto 40), irregulares e mais raramente pontiagudas (Foto 42). As inclusões são de natureza primária, pseudo-secundária e secundária. A distribuição das inclusões no interior dos grãos de esfalerita ocorre aleatoriamente (disseminadas primárias - Fotos 39 a 42) ou formando trilhas de inclusões fluidas (TIF's intragranulares - pseudosecundárias) subordinadas e paralelas aos planos de clivagem da esfalerita (Foto 43). São raras as inclusões transgranulares, ou seja, aquelas relacionadas a microfissuras que recortam mais de um grão de esfalerita (inclusões secundárias). De modo geral, os planos de fratura encontram-se escurecidos, sem associação de IF's, tratando-se possivelmente de fraturas recentes, onde não há envolvimento de fluidos.

Quanto ao conteúdo fluido à temperatura ambiente, as inclusões se dividem em bifásicas aquosas (L + V) primárias (GP¹ \cong 0,85 - 0,95 - Fotos 39 a 43) e secundárias (GP \cong 0,90 - 0,95), e raramente monofásicas

¹ GP = Grau de Preenchimento, ou seja, a razão L/V)



Foto 39 – Inclusões fluidas bifásicas aquosas (tipo Lw), predominantemente octaédricas (cristais negativos) dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade na esfalerita (Lajeado de Baixo – Serra do Ramalho).



Foto 41 – Inclusões fluidas bifásicas, octaédricas (cristais negativos), escuras (hidrocarboneto ?), disseminadas na esfalerita de Lajeado de Baixo – Serra do Ramalho. (Fotomicrografia em luz plana).



Foto 40 – Inclusões fluidas bifásicas aquosas (tipo Lw), octaédricas (cristais negativos) e alongadas dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade na esfalerita (Lajeado de Baixo – Serra do Ramalho).



Foto 42 – Inclusões fluidas bifásicas, dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade na esfalerita de Lajeado de Baixo – Serra do Ramalho. Notar o zoneamento da esfalerita com o centro castanho avermelhado e as bordas amarelas. (Fotomicrografia em luz plana).



Foto 43 – Trilha de inclusões fluidas (TIF) bifásicas, octaédricas, pontiagudas e alongadas orientadas paralelamente à direção do plano de clivagem na esfalerita de Lajeado de Baixo – Serra do Ramalho. Notar zoneamento nas cores, que passam de castanho avermelhado no centro para amarelo nas bordas. (Fotomicrografia em luz plana).

(L e/ou V). Grande parte das inclusões é muito escura, o que impediu a obtenção de algumas medidas microtermométricas. Entretanto, apesar de escuras, muitas vezes foi possível observar o caráter bifásico das mesmas (Foto 41).

6.2.2. Fluoritas

As inclusões estudadas nas fluoritas, de natureza primária e secundária, apresentam formas que variam de arredondadas a irregulares e pontiagudas (Fotos 44 a 48) e possuem dimensões maiores (de 10 a 60 μ m) que àquelas associadas as esfaleritas. As inclusões se distribuem aleatoriamente (disseminadas primárias - Fotos 44, 45 e 48) ou formando TIF's pseudo-secundárias subordinadas e paralelas aos planos de clivagem da fluorita (Fotos 46 e 47), ou ainda em TIF's secundárias acompanhando planos de microfraturas.

Quanto ao conteúdo fluido à temperatura ambiente as inclusões dividem-se em bifásicas aquosas (L + V) primárias (GP \cong 0,85 - 0,95 - Fotos 44 a 45) e secundárias (GP \cong 0,90 - 0,95), e menos freqüentes monofásicas (L e/ou V - Foto 47).

6.2.3. Baritas

O estudo de inclusões fluidas nas baritas foi desenvolvido em inclusões de natureza primária e secundária, as quais apresentaram dimensões bastante reduzidas (2 a 10 μ m) e formas que variaram de pontiagudas, arredondadas a irregulares, distribuídas aleatoriamente (disseminadas - Foto 49), em TIF's pseudosecundárias paralelas aos planos de clivagem e em TIF's secundárias associadas aos planos de fratura.

Quanto ao conteúdo fluido à temperatura ambiente as inclusões dividem-se em bifásicas aquosas (L + V) primárias (GP \cong 0,60 - 0,95 - Foto 48) e secundárias (GP \cong 0,90 - 0,95), além de monofásicas (L e/ou V - Foto 49).

6.3. Microtermometria

O principal objetivo do estudo microtermométrico realizado, reside na caracterização das inclusões bifásicas aquosas descritas acima. As inclusões monofásicas não mostraram transição de fases durante o resfriamento, só podendo ser estudadas por microespectrometria Raman e serão objeto de futuros estudos.

Durante o desenvolvimento do estudo microtermométrico em todos os minerais analisados, a temperatura de cada inclusão foi obtida mais de uma vez, a fim de confirmar a veracidade da medida e inexistência de *stretching*.



Foto 44 – Inclusões fluidas bifásicas, dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade na fluorita de Campo Alegre – Serra do Ramalho. (Fotomicrografia em luz plana).



Foto 46 – Trilha de inclusões fluidas (TIF) bifásicas, intragranular (pseudo-secundária), orientada paralelamente ao plano de clivagem da fluorita (Mina do Zezinho – Montalvânia).



Foto 45 – Inclusões fluidas bifásicas aquosas (tipo Lw), arredondadas e irregulares dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade na fluorita (Mina do Zezinho – Montalvânia).



Foto 47 – Trilhas de inclusões fluidas bifásicas e monofásicas (mais raras, à esquerda), orientada paralelamente ao plano de clivagem da fluorita (Mina do Zezinho – Montalvânia).



Foto 48 – Inclusões fluidas bifásicas aquosas (tipo Lw), irregulares, disseminadas na fluorita, possivelmente contendo hidrocarboneto (Mina do Zezinho – Montalvânia).



Foto 49 – Inclusões fluidas bifásicas aquosas (tipo Lw), e monofásicas, irregulares, dispostas aleatoriamente (primárias) em vários pontos de profundidade na barita (Zé Rocha – Montalvânia).

6.3.1. Transição de Fases no Aquecimento

A única transição de fase observada no aquecimento das inclusões foi à homogeneização total (TH), que ocorreu para a fase líquida nas amostras dos três minerais (esfalerita, fluorita e barita), com exceção de duas inclusões primárias na barita, que homogeneizaram para vapor. Os valores obtidos das temperaturas de homogeneização total (temperatura mínima de aprisionamento) apresentados na tabela 9 encontram-se representados nos diagramas de distribuição de freqüência referentes a cada espécie mineral (Figuras 29 a 32).

Em Serra do Ramalho as temperaturas de homogeneização total obtidas nas fluoritas variam de 132,3° a 221,7°C com moda em 150°C, e nas esfaleritas distribuem-se num intervalo de 150,4° a 212,2°C com moda em 160°C (Fig. 29 e Tab. 9). Essas faixas de variação revelam uma grande superposição entre os dados, apesar das fluoritas possuírem temperaturas (TH) ligeiramente menores e maiores que as determinadas nas esfaleritas.

As inclusões fluidas secundárias que compõem TIF's apresentam valores de TH mais baixos, variando de 112,3° a 148,3°C nas esfaleritas e de 124,2° a 140,3°C nas fluoritas (Fig. 29).

Serra do Ramalho										
Localidade	Temperatura de Homogeneização (TH - °C)									
Campo Alegre	Esfalerita				Fluorita				Barita	
	Média Intervalo		Moda	Média	Intervalo		Moda			
СА	181° 157,8° a 212,2°		170°	166,6°	145,8° a 221,7°		150°	-		
Lajeado de Baixo										
LBX	168,3° 150,4° a 191,7°		° a 191,7°	160°	152,1°	132,3° a 170,4°		150°	-	
Montalvânia										
Localidade	Temperatura de Homogeneização (TH - •C)									
Mina do Zezinho	Esfalerita Fluo			rita Barita						
		Média		Inter	rvalo Moda		Média	Intervalo		Moda
MZ	-		163,4°	163,4° 135,7° a 189,6° 1		160°		-		
Zé Rocha										
ZR	-			-			214,3°	181,4°	a 265,7°	190°

Tabela 9 – Intervalo de temperaturas de homogeneização total (Th) e valores modais obtidos a partir da análise de inclusões fluidas primárias desenvolvida nas áreas de estudo de Serra do Ramalho e Montalvânia.



Figura 29 - Diagrama de distribuição de freqüência das temperaturas de homogeneização total (TH) das inclusões fluidas em esfalerita (Sph) e fluorita (FF) da área de Serra do Ramalho (alvos Campo Alegre e Lajeado de Baixo).



Figura 30 - Diagramas de distribuição de freqüência de temperaturas de homogeneização total (TH) das inclusões fluidas em esfalerita (Sph) e fluorita (FF) da área de Serra do Ramalho, representando as medições dos alvos Campo Alegre - CA (Figura A) e Lajeado de Baixo – LBX (Figura B).

Em Montalvânia, a análise das inclusões fluidas em fluoritas do alvo Mina do Zezinho (MZ) mostrou temperaturas de homogeneização que variaram de 135,7° a 189,6°C com moda em 160°C. (Fig. 31). Nas baritas do alvo Fazenda Zé Rocha (ZR) a variação de TH foi de 181,4° a 265,7°C com moda em 190°C. As inclusões fluidas secundárias mostraram TH entre 80 e 120°C (Fig. 32).



Figura 31 - Diagrama de distribuição de freqüência de temperaturas de homogeneização total (TH) das inclusões fluidas primárias e secundárias (sec) em fluorita (FF) da área de Montalvânia - alvo Mina do Zezinho - MZ.



Figura 32 - Diagrama de distribuição de freqüência de temperaturas de homogeneização total (TH) de inclusões fluidas em barita da área de Montalvânia, alvo Fazenda Zé Rocha (ZR).

6.3.2. Transição de Fases no Resfriamento

Através do estudo das transições de fases durante o resfriamento das inclusões fluidas é possível determinar a composição do fluido que gerou o mineral estudado. Inclusões fluidas monofásicas não exibiram nenhuma mudança de fase durante o resfriamento, sendo provavelmente constituídas por voláteis (CH₄ ?, N₂ ?, H₂S ?) associados ou não a pequena quantidade de CO₂, ou podem estar vazias.

Algumas inclusões monofásicas presentes apenas na barita (Montalvânia), exibiram o desenvolvimento de uma fase sólida entre -44,9° e -53°C, tratando-se assim de inclusões aquosas líquidas. As inclusões bifásicas (barita) congelaram em torno de -50° a -60°C, com poucas exceções entre -33° e

-48°C, sendo várias destas associadas a inclusões secundárias. As inclusões primárias com GP = 0,60 foram as únicas que se homogeneizaram para vapor. As inclusões monofásicas, durante o congelamento, não mostraram nenhuma mudança de fase.

Durante o reaquecimento natural das inclusões que foram congeladas, a primeira fusão de sólidos observada é registrada como a temperatura eutética (Te) do sistema estudado. A obtenção destas temperaturas é freqüentemente dificultada em decorrência do fenômeno de metaestabilidade, o qual pode acarretar na determinação de um abaixamento da temperatura eutética do sistema (Goldstein & Reynolds, 1994). Deste modo, estudos experimentais, determinaram temperaturas eutéticas estáveis e metaestáveis, relativas a fluidos bacinais mais comuns apresentados na tabela 10.

Sistema	Te (°C)	Te metaestável	Te observada	
NaCl-H ₂ O	-21,2	-28	-21,1 a -21,2	
NaCl-KCl-H ₂ O	-22,9	-28	-23,0 a -23,4	
			-33 a -40	
NaCl-MgCl ₂ -H ₂ O	-35	-37 a -55 e -80	-45 a -50	
			-70 a -80	
			-47 a -53	
NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O	-52	-70	-70 a -85	
			-90	

Tabela 10 – Temperaturas eutéticas estáveis e metaestáveis para diferentes sistemas aquosos (Goldstein & Reynolds., 1994).

As temperaturas eutéticas medidas (Tab. 11 e Figura 33) nas esfaleritas de Serra do Ramalho do alvo CA variaram de -24,4° a -83,9°C, enquanto no alvo Lajeado de Baixo (LBX), a variação foi de -31,5° a -57,6°C.

As fluoritas de Serra do Ramalho do alvo CA mostraram Te de -44,6, e as do alvo Lajeado de Baixo (LBX) a variação foi de -21,9° a -88,4°C. Em Montalvânia, no alvo Mina do Zezinho a Te das fluoritas variou de -49,7 a -90,1 (Tab. 11 e Figura 33).

Para as Te das baritas do alvo Fazenda Zé Rocha a variação foi de -35,3° a -87,5°C (Tab. 11 e Figura 33).

Tabela 11 – Dados de temperaturas eutética (Te), de fusão do gelo (Tfg) e salinidades obtidas a partir do estudo microtermométrico em inclusões primárias nas áreas de estudo, calculadas com base no programa Bulk de Bakker (2003).

	Mineral		Tfg (°C)		Salinidade					
Alvo		Te (°C)			(% eq. peso NaCl + CaCl ₂)					
			Intervalo	Moda	Média	Intervalo	Moda			
Serra do	Serra do Ramalho									
Campo Alegre										
CA	Esfalerita	-24,4; -49,6 e -74,9 a -83,9	-5,7 a -9,4	-7,6	11,3	8,8 a 13,4	10			
	Fluorita	-44,6	-6,3 a -7,5	-6,3	9,9	9,6 a 11,1	9			
Lajeado de Baixo										
LBX	Esfalerita	-31,5 a -57,6	-8,1 a -10,8	-9,0	12,8	11,8 a 14,8	12			
	Fluorita	-21,9 a -88,4	-5,6 a -11,6	-7,0	11,2	8,6 a 15,7	10			
Montalvânia										
Mina do Zezinho										
MZ	Fluorita	-49,7 a -90,1	-6,9 a -10,6	-8,3	12,7	10,4 a 14,1	12			
Fazenda Zé Rocha										
ZR	Barita	-35,3 e -58 a -87,5	-6,9 a -11,5	-11,3	13,5	10,4 a 15,5	15			



Figura 33 – Representação gráfica da Temperatura eutética (Te) de todos os alvos estudados. CA = Campo Alegre; LBX = Lajeado de Baixo, Sph = esfalerita, FF = fluorita; ZR = Faz. Zé Rocha e MZ = Mina do Zezinho.

As temperaturas finais de fusão de gelo para as esfaleritas do alvo CA de Serra do Ramalho, variaram de $-5,7^{\circ}$ a $-9,4^{\circ}$ C com moda em torno de $-7,6^{\circ}$ C, enquanto para as esfaleritas do Alvo Lajeado de Baixo ficou entre $-8,1^{\circ}$ e $-10,8^{\circ}$ C com moda em torno de $-9,0^{\circ}$ C (Tab. 11, Fig. 34).

As temperaturas finais de fusão de gelo para as fluoritas do alvo CA de Serra do Ramalho, variou de $-6,3^{\circ}$ a $-7,5^{\circ}$ C com moda em torno de $-6,3^{\circ}$ C, enquanto que no Alvo Lajeado de Baixo ficou entre $-5,6^{\circ}$ a $-11,6^{\circ}$ C com moda em torno de $-7,0^{\circ}$ C. Para as fluoritas do alvo Mina do Zezinho, em Montalvânia, as Tfg variaram entre $-6,9^{\circ}$ a $-10,6^{\circ}$ C, com moda em $-8,3^{\circ}$ C (Tab. 11, Fig. 34).

As temperaturas finais de fusão de gelo para as baritas do alvo Fazenda Zé Rocha variaram de -6,9° a -11,5°C com moda em -11,3°C (Tab. 11, Fig. 34).



Figura 34 – Representação gráfica das temperaturas de fusão do gelo dos alvos estudados. CA = Campo Alegre; LBX = Lajeado de Baixo, Sph = esfalerita, FF = fluorita; ZR = Faz. Zé Rocha e MZ = Mina do Zezinho.

6.3.3. Interpretação dos Dados Microtermométricos

6.3.3.1. Salinidade

Um modelo composicional para as inclusões estudadas pode ser definido a partir da determinação das temperaturas eutéticas. Segundo Davis *et al.* (1990), Oakes (1997) e Goldstein & Reynolds (1994), o registro de baixas temperaturas eutéticas (inferiores a -40° C) são principalmente consistentes com as topologias dos sistemas NaCl+CaCl₂+H₂O e NaCl+MgCl₂+H₂O. Entretanto, em geral, a metaestabilidade das

inclusões salinas torna difícil o reconhecimento da Te, já que os valores medidos podem estar relacionados a mudanças físicas dos sólidos formados, tais como recristalização e devitrificação.

O estudo comparativo entre os dados de Te obtidos (Tab. 11) e os valores das temperaturas eutéticas determinadas para cada sistema aquoso (Tab. 10), mostra que essas Te obtidas são muito baixas para pertencerem ao sistema NaCl-H₂O, implicando na presença de outros cátions nos fluidos, como os cátions bivalentes Ca^{+2} e/ou Mg⁺². Segundo Goldstein & Reynolds (1994) e Goldstein (2001), apesar de que os fluidos presentes em grandes profundidades em bacias sedimentares possam ser muito complexos e podendo ter muito mais componentes, o sistema NaCl+CaCl₂+H₂O serve como um bom modelo para a composição de muitas salmouras sedimentares. Em geral, na maioria dos fluidos crustais os cátions dominantes são Na, K e Ca, seguidos pelo Fe e Mg, enquanto o ânion dominante é quase sempre o Cl⁻, com pequenas quantidades de SO_4^{2-} , HCO_3^- e NO_3^- . A abundância do Cl⁻ é crítica para a maioria das soluções mineralizantes, pois ele é um dos principais ligantes para a maioria dos metais, especialmente os metais-base.

Uma inclusão fluida do sistema H_2O -NaCl-CaCl₂ ao se congelar produz uma assembléia de vapor + gelo + hidrohalita +antarcticita. A temperatura do eutético estável na qual a antarcticita se funde é -52°C. O grau de dificuldade de se reconhecer a temperatura de fusão da antarcticita depende do tamanho da inclusão e no modo como ela se congela. A observação mais fácil para se caracterizar a inclusão no sistema ternário NaCl-CaCl₂-H₂O é verificar alguma evidência de fusão em qualquer temperatura inferior a -40°C (Goldstein & Reynolds, 1994).

A trajetória na qual uma inclusão desse sistema segue durante o reaquecimento é mais facilmente visualizada no diagrama ternário da figura 35. Então, à -52°C (ponto A, Fig. 35), ocorre a reação eutética e a antarcticita se funde, deixando a associação vapor + hidrohalita + líquido + gelo. Com a continuação do reaquecimento, a composição do líquido se desenvolve segundo a curva cotética (A-B) que separa o campo do gelo + líquido do campo hidrohalita + líquido, ou seja, gelo e hidrohalita iriam se fundir ao longo dessa curva.

Se a inclusão tem baixa salinidade, o gelo seria o último sólido a se fundir. Assim, o próximo sólido a se fundir completamente depois da antarcticita seria a hidrohalita (ponto B, Fig. 35 A e B). Esta temperatura de fusão intermediária é importante porque ela define as quantidades relativas de CaCl₂ e NaCl na inclusão fluida. Dessa forma, a inclusão entra no campo gelo + líquido, e com o reaquecimento o gelo continua a fundir, diluindo a concentração do líquido, mas deixando a razão NaCl/NaCl +CaCl₂ constante. Finalmente, o último cristal de gelo se fundiria em torno do ponto C (Fig. 35 B). A temperatura na qual a fusão do gelo ocorre tem que ser combinada com a temperatura de fusão intermediária para se determinar a salinidade total da inclusão. Nesse caso, o ponto de interseção da linha que define a razão NaCl/NaCl +CaCl₂

com a isoterma da Tf_g no campo gelo + líquido (que passa pelo ponto C), define a salinidade em termos de eq. em peso de NaCl + CaCl₂. Goldstein & Reynolds (1994) chamam a atenção para a dificuldade de reconhecer a fusão da hidrohalita, e que o erro nessa medida pode acarretar em erro na definição da razão NaCl/NaCl + CaCl₂ e, conseqüentemente na definição da salinidade.



Figura 35 - Equilíbrio de fase para o sistema H_2O -NaCl-CaCl₂. L = Líquido; Ant = antarcticita; HH = hidrohalita. B é o campo expandido delimitado em A. Fonte: Goldstein & Reynolds, 1994.

As salinidades da tabela 11 foram determinadas com base no sistema de composição NaCl-CaCl₂-H₂O, sendo considerado o gelo como último cristal a fundir (cristais arredondados – Fotos 49 e 50). O cálculo foi realizado utilizando o programa Bulk (Bakker, 2003). Nesse programa escolhemos: (1) o modelo termodinâmico específico ("Modelos de Solução Eletrolítico baseado em Coeficientes Osmóticos"), (2) o modelo de interação iônica de Bakker (1999) (NaCl-KCl-CaCl₂-MgCl₂), e (4) a equação de estado de Oakes *et al.*(1990: H₂O-NaCl-CaCl₂). A partir da determinação da temperatura de a fusão de hidrohalita, da ordem de -22,5°C, foi possível obter a razão de 0,85 para o sistema NaCl/NaCl+CaCl₂ através da interseção dessa temperatura com a curva cotética na figura 35. De posse dessa razão o programa permitiu calcular as salinidades (Tab. 11), que foram iguais às determinadas através do sistema NaCl+H₂O no programa PVTX, indicando que a contribuição da hidrohalita é preponderante no fluido.



Foto 50– Etapa de reaquecimento natural durante etapa de resfriamento da Inclusão fluida bifásica, disseminadas na fluorita mostrando o gelo como último cristal a fundir. Mina do Zezinho – Montalvânia. (Fotomicrografia em luz plana).



Foto 51 – Etapa de reaquecimento natural durante o resfriamento da inclusão fluida bifásica, disseminadas na esfalerita mostrando o gelo como último cristal a fundir. Campo Alegre – Serra do Ramalho. (Fotomicrografia em luz plana).

6.3.3.2 Condições de Aprisionamento das Inclusões Fluidas

A moda da temperatura de homogeneização das inclusões é considerada a temperatura mínima de aprisionamento daquela população de inclusões fluidas. A temperatura real de aprisionamento depende da composição da inclusão, densidade (isócora ao longo do qual a inclusão foi aprisionada) e de um parâmetro independente como o gradiente geotérmico em que a inclusão foi aprisionada.

Um método utilizado para a determinação da temperatura de aprisionamento consiste na aplicação de uma correção de pressão aos dados Th. Para tanto, deve-se determinar um parâmetro independente que intercepte a isócora calculada para aquela inclusão representativa de uma população, e definir as condições P-T na qual a inclusão foi aprisionada (Fig. 36). A comparação da temperatura de homogeneização com geotermômetros isotópicos é um método largamente empregado que se baseia na premissa que o coeficiente de partição entre duas fases é dependente somente da temperatura. A técnica mais popular é aquela baseada nos isótopos de enxofre. Esta técnica requer uma seleção de pares minerais a serem utilizados, desde que o par mineral represente espécies em equilíbrio no tempo de deposição e que não tenham sofrido modificações das suas composições (isotópicas e químicas) desde sua formação (Ohmoto, 1986).

O reconhecimento de associações minerais em equilíbrio isotópico pode ser muito difícil. Várias linhas de evidência de equilíbrio existem. Um dos critérios mais utilizados é o estudo das feições texturais, já que pares minerais depositados simultaneamente estão em equilíbrio porque precipitaram em equilíbrio com

o fluido. Entretanto, evidências de equilíbrio textural indicam equilíbrio químico em muitos depósitos, mas a existência de equilíbrio químico não implica necessariamente em equilíbrio isotópico.



Figuras 36 – Exemplo de estimativas de pressão baseadas na pressão de vapor do fluido à TH e à utilização de um geotermômetro independente em conjunto com uma isócora (Shepherd *et al.*, 1985).

Temperaturas isotópicas são algumas vezes quase idênticas a temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas primárias em esfaleritas. Em outros casos elas podem ser significativamente mais elevadas do que a TH das inclusões, e assim podem ser utilizadas em conjunto com as isócoras para se obter o valor da pressão (Fig. 36). Para se utilizar as temperaturas isotópicas e de homogeneização de inclusões fluidas na determinação da pressão de aprisionamento, os sulfetos e as inclusões fluidas devem ser verdadeiramente cogenéticos. Infelizmente, os dados de temperaturas da mineralização a partir de isótopos de enxofre (δ^{34} S) estimadas utilizando pares galena-esfalerita como geotermômetros (tabela 6) revelaram geralmente, valores bem mais baixos do que as temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas, e por isso não podem ser utilizados como geotermômetros independentes.

Um método alternativo consiste em aplicar a correção de pressão baseada no gradiente geotermal hidrostático/litostático. Por exemplo, uma correção de pressão para inclusões fluidas aquosas aprisionadas em condições hidrostáticas é da ordem de algumas dezenas de graus, enquanto para inclusões aprisionadas em condições próximas a condições litostáticas a correção de pressão é em torno de 75°C (Goldstein &

Reynoldos, 1994). Estabelecer a pressão reinante na época de aprisionamento das inclusões é uma tarefa muito complicada, pois depende principalmente de reconstruções de histórias de soterramento, o que é muito difícil de se realizar, bem como definir se o gradiente de pressão tem mudado ao longo do tempo, etc. Assim, a opção mais utilizada é se construir uma hipótese sobre que tipo de pressão ocorria na época de formação das inclusões.

No presente estudo optou-se por utilizar a pressão litostática como gradiente geotermal. O programa PVTX da LinKam foi utilizado para o cálculo da curva do gradiente de pressão. Misi *et al.* (2005) enfatizou a presença de um alto paleo-gradiente geotermal para a Bacia do São Francisco gerado pelas rochas do embasamento fortemente radioativas. Dessa forma foi utilizado um gradiente geotermal de 50°C/km para modelarmos as condições PT das mineralizações.

Para a região de Serra do Ramalho, nos alvos Campo Alegre e Lajeado de Baixo, foram construídos dois diagramas P-T utilizando o gradiente geotermal (Figuras 37 e 38, respectivamente). A partir da construção das isócoras e intersecção com o gradiente geotermal, as faixas de condições P-T são praticamente idênticas: para o alvo Campo Alegre as temperaturas estão na faixa 170° – 190°C para pressões entre 300 e 350 bars, o que corresponde a profundidades em torno de 3 a 3,5 km. Para o Alvo Lajeado de Baixo, as temperaturas ficaram mais baixas, agrupadas, em torno de 170° e 180°C para pressões entre 300 e 325 bars, o que corresponde a profundidades em torno de 3 km.

Para a região de Montalvânia, como só existem dados para a esfalerita (Mina do Zezinho) e barita (Alvo Fazenda Zé Rocha), utilizou-se a intersecção entre as isócoras calculadas e o gradiente geotermal (Figuras 39 e 40, respectivamente). Assim, para o Alvo Mina do Zezinho as condições P-T definidas pela interseção da isócora com o gradiente geotermal são 190°C e 600 bars, o que corresponde a uma profundidade de 6 km, enquanto para o alvo Fazenda Zé Rocha as condições são mais elevadas, em torno de 215°C e 750 bars, o que equivale a uma profundidade próxima de 8 km.

6.4. Considerações sobre a Presença de Hidrocarboneto nas Inclusões Fluidas Estudadas

O Neoproterozóico é caracterizado por vários períodos de glaciação que foram provavelmente tão intensos que podem ter provocado o congelamento das águas superficiais dos oceanos, o que pode ter dizimado a maioria das formas de vida e diminuído a biomassa. Conseqüentemente, a deposição de rochas geradoras de petróleo deve ter ocorrido principalmente no proterozóico entre as glaciações. O exemplo mais importante onde óleo e gás têm sido descritos é a Super-Bacia Centralian, na Austrália (Peters *et al.*, 2005).



Figura 37 – Diagrama P-T para inclusões aquo-salinas do alvo Campo Alegre (Serra do Ramalho) mostrando as isócoras calculadas para as inclusões representativas em fluoritas e esfaleritas, o limite do campo líquido (L) e vapor (V) e s curva do gradiente litostático de 50°C/km. A caixa preta encerra as condições P-T de formação das inclusões.



Figura 38 – Diagrama P-T para inclusões aquo-salinas do alvo Lajeado de Baixo (Serra do Ramalho) mostrando as isócoras calculadas para as inclusões representativas em fluoritas e esfaleritas, o limite do campo líquido (L) e vapor (V) e s curva do gradiente litostático de 50°C/km. A caixa preta encerra as condições P-T de formação das inclusões.



Figura 39 – Diagrama P-T para inclusões aquo-salinas do alvo Mina do Zezinho (Montalvânia) mostrando a isócora calculada para as inclusões representativa em fluoritas, o limite do campo líquido (L) e vapor (V) e s curva do gradiente litostático de 50°C/km. A intersecção da isócora com a curva do gradiente litostático define as condições P-T de aprisionamento das inclusões.



Figura 40 – Diagrama P-T para inclusões aquo-salinas do alvo Fazenda Zé Rocha (Montalvânia) mostrando a isócora calculada para as inclusões representativa em fluoritas, o limite do campo líquido (L) e vapor (V) e s curva do gradiente litostático de 50°C/km. A intersecção da isócora com a curva do gradiente litostático define as condições P-T de aprisionamento das inclusões.

Na Super-Bacia Centralian as rochas geradoras mais velhas têm idades entre 800 e 750 Ma, sendo representadas por carbonatos, margas e folhelhos. Óleo e gás foram reportados no poço Magee N° 1 da Formação Bitter Springs. Folhelhos pós-glaciais da Formação Rinkabeena são responsáveis pelo gás dos poços Ooraminna N° 1 e Davis N° 1. O poço de Ooraminna N° 1 é historicamente significante porque foi considerado, em 1963, o primeiro poço de exploração que descobriu hidrocarbonetos em rochas Précambrianas. O poço penetrou estratos proterozóicos a 465 m de profundidade e continuou até cerca de 1860 m. Folhelhos geradores de qualidade moderada e gás-húmido recuperado em teste de formação realizado em calcário dolomítico provaram a existência de um sistema petrolífero completo. Atualmente, as rochas geradoras da Super-Bacia Centralian contêm tipicamente < 1% em peso de Carbono Orgânico Total (COT) e Índice de Hidrogênio (IH) abaixo de 100 mg HC/g COT, o que confere um baixo potencial de geração e rochas supermaduras. O querogênio foi caracterizado como do tipo I/II e os biomarcadores e dados de distribuição isotópica na matéria orgânica das rochas geradoras indicam um *input* marinho algal (Peters *et al.,* 2005).

Na Bacia São Francisco têm sido reportados freqüentemente a existência de exsudações de gás em rios ou em poços perfurados. Por exemplo, em 1970 houve a constatação de exsudações de gás em um poço perfurado pelo DNOCS para água e em fontes superficiais de água nas proximidades de Montalvânia (Fugita & Clark Filho, 2001). A Petrobras no período 1986-1997 perfurou quatro poços sendo que três deles apresentaram indícios de gás (Romeiro-Silva & Zalán, 2005). Estes indícios de gás têm sido reportados em litologias fraturadas, (principalmente calcários) que são considerados os reservatórios esperados em bacias de avançada idade geológica.

A confecção de três poços profundos (1-RC-1-GO, 1-MA-1-MG e 1-RF-1-MG) em rochas carbonáticas (Grupo Bambuí) e em folhelhos negros ricos em matéria orgânica (Grupos Bambuí e Paranoá) forneceu exsudações de gás termoquímico, atestando a ocorrência de um sistema petrolífero, instalado em algum momento da evolução tectono-sedimentar da Bacia São Francisco (Fugita & Clark Filho, 2001).

Os folhelhos betuminosos com alto teor de matéria orgânica, identificados em poços da CPRM (Projeto Sondagem do Bambuí) e nas minas de Vazante (Fm. Vazante) e Paracatu (Formação Paracatu) devem ter sido as rochas geradoras. As trapas poderiam ser os anticlinais mais suaves ocorrentes no Grupo Bambuí enquanto que os selos seriam as rochas de natureza mais pelítica freqüentemente intercaladas com calcários e quartzitos (Fugita & Clark Filho, 2001; Romeiro-Silva & Zalán, 2005). Segundo análises geoquímicas realizadas pelo CENPES na época da perfuração dos poços, os indícios de gás seriam originados por redução termoquímica a partir da matéria orgânica ou craqueamento termal do óleo a altas temperaturas (Coelho, C.E.S. com. verbal).

A hipótese da presença de óleo e/ou betume é reforçada por registros de inclusões fluidas em diferentes áreas da Bacia São Francisco. Inclusões fluidas bifásicas (Fotos 52, 53 e 48) e/ou monofásicas (inclusões muito escuras - Fotos 41) e preenchimento de *vugs* no dolomito de coloração marrom escuro e preto foram registrados nesse trabalho, tanto na região de Serra do Ramalho (esfalerita e fluorita) como em Montalvânia (fluorita). Monteiro (2002) mostrou a presença inclusões fluidas de cor marrom a amarela, também de composição desconhecida, relacionadas a esfaleritas do depósito de Vazante. Freitas-Silva & Dardenne (1998) identificaram características semelhantes em willemitas de Vazante e em esfaleritas de Morro Agudo, que caracterizaram como betume e/ou hidrocarboneto. Estudos realizados na área de Januária por Nobre-Lopes (2002) também notificam a presença de esfaleritas contendo pequenas inclusões de óleo e *vugs* no dolomito preenchidos com betume preto e amarelo, associados as mineralizações sulfetadas de Zn-Pb.



Foto 52 – Inclusões fluidas bifásicas, escuras (hidrocarboneto ?), disseminadas na esfalerita de Campo Alegre – Serra do Ramalho. (Fotomicrografia em luz plana).



Foto 53 – inclusão fluida bifásica escura possivelmente preenchida por hidrocarboneto disseminada em esfalerita de Campo Alegre – Serra do Ramalho. (Fotomicrografia em luz plana).



Foto 54 – Inclusões fluidas monofásicas (?), escuras (hidrocarboneto ?), disseminadas na fluorita de Campo Alegre – Serra do Ramalho. (Fotomicrografia em luz plana).

Além do registro dessas inclusões fluidas na Bacia de São Francisco, poucos registros de inclusões de petróleo aprisionadas em rochas proterozóicas têm sido descritos na literatura: (i) na Formação Matinenda, Elliot Lake, Canadá, de idade mesoproterozóica aprisionadas entre 250° e 330°C (Dutkiewicz *et al.*, 2003), e (ii) na Formação Lalla Rookh, Pilbara (3,0 Ga) aprisionadas entre 200° e 300°C (Dutkiewicz *et al.*, 1998).

Roedder (1984) e Kontak (1998) registraram a preservação do petróleo em inclusões fluidas com TH superiores a 150°C em diversos depósitos de Pb-Zn relacionados a seqüências carbonáticas. A preservação do petróleo em condições de temperaturas superiores a 150°C pode estar associada a implicações no regime termal do sistema hidrotermal.

A preservação de inclusões de petróleo líquido em rochas do Arqueano e Proterozóico em temperaturas no fim do estágio de Catagênese (~ 150° a 200°C) desafia o conceito de que o óleo torna-se instável e se decompõe para metano e pirobetume (Tissot & Welte, 1984; Hayes, 1991; Waples, 2000).

Entretanto, estes limites podem ser aplicados somente a sistemas abertos sob baixas pressões, onde os fluidos e substratos catalíticos podem interagir com o óleo, tais como em reservatórias e espaço poroso das rochas reservatórios. Em pressões elevadas e sistemas fechados como as inclusões fluidas em rochas hospedeiras inertes, a cinética da degradação do hidrocarboneto é suficientemente baixa para permitir a sobrevivência do óleo a altas temperaturas por períodos consideráveis de tempo (Giggenbach, 1997). Por exemplo, hidrocarbonetos de cadeia longa têm sido conservados em inclusões fluidas em veios de quartzo hidrotermal devoniano onde as temperaturas atingiram temporariamente entre 300° e 450°C (Hoffmann *et al.*, 1988).

Assim, em função das temperaturas obtidas em esfaleritas (150° a 200°C) e fluoritas (130° a 220°C) que contêm inclusões escuras, o hidrocarboneto e/ou betume podem ter decorrido da ação de fluidos hidrotermais (>150°C) em contato com a matéria orgânica dos folhelhos das Formações Sete Lagoas ou Santa Helena, rochas geradoras de acordo com Fugita & Clark Filho (2001), e terem sido aprisionados em inclusões fluidas na esfalerita e fluorita a partir da migração e do rápido resfriamento do fluido hidrotermal (contato com águas meteóricas de mais baixas temperaturas) rico em salmouras metalíferas ao encontrar rochas com condições físico-químicas, porosidade e permeabilidade propícias para precipitar os minerais. O rápido resfriamento pela mistura de fluidos do sistema hidrotermal possibilitaria a preservação do óleo.

CAPÍTULO 7

DISCUSSÕES

7. Discussões

A integração dos dados apresentados e discutidos nos capítulos anteriores se faz necessário para determinação de feições e aspectos comuns, que justifiquem um modelo metalogenético evolutivo integrado ou não.

A proposta desse trabalho é que houve um grande evento mineralizador proporcionado pela geotectônica extensional do pré-Brasiliano (antigas falhas e fraturas do embasamento), que sofreram reativação durante o evento Brasiliano/Panafricano, possibilitando a colocação em diferentes tempos de minérios de Pb-Zn-Ag-F no Cráton do São Francisco. As evidências para tal serão discutidas a seguir.

7.1. Ambiente de Sedimentação das Rochas Encaixantes das Mineralizações

O ambiente de sedimentação dos carbonatos encaixantes das mineralizações para todas as áreas é equivalente à planície de maré. Períodos de exposição subaérea são indicados pela presença de estruturas sedimentares como gretas de ressecamento, estromatólitos e nódulos de sílica microcristalina fibrosa, tipo *length-slow*, que possivelmente correspondem a antigos sulfatos. Os processos de silicificação e dolomitização (interação de águas continentais e marinhas), assim como a dissolução e colapso propiciando a formação de brechas, algumas vezes mineralizadas em fluoritas com e sem sulfetos, também são comuns. As mineralizações estariam então relacionadas com o final de um mega-ciclo transgressivo-regressivo (nos topos das Formações Sete Lagoas/Bacia São Francisco e Salitre/Bacias Irecê e Una-Utinga). A associação com falhas e fraturas para facilitar a circulação dos fluidos e o contraste de permeabilidade das rochas sedimentares para retardar a circulação do fluido e permitir a deposição parecem ter sido de fundamental importância no processo de mineralização. Esses aspectos são também comuns nos depósitos de Nova Redenção (Bacia Una-Utinga), Januária e Itacarambí.

7.2. Controle Estrutural das Mineralizações

Uma feição muito marcante em todas as áreas estudadas é a relação das mineralizações com fraturas e falhas predominantemente N10°-50°W, tratando-se provavelmente de estruturas profundas herdadas do embasamento, que estiveram ativas durante e após (reativação) a sedimentação da bacia carbonática, evidenciada através da presença de minério sinsedimentar (Irecê e Morro Agudo) e tardi-diagenético a epigenético (todos os depósitos inclusive Irecê, e Morro Agudo). Em Januária, embora não tenha correlações temporal com a mineralização, importantes sistemas de falhas e fraturas (NNE-SSW e NNW-SSE)

sinsedimentares ativos durante a sedimentação da Formação Sete Lagoas são registradas por diversos autores (Nobre-Lopes, 2002; Lopes, 1979), que ressaltam a importância destas no movimento vertical de blocos do embasamento, os quais propiciaram importantes diferenças no espessamento dos sedimentos depositados. A deposição dos minérios associados às rochas carbonáticas dos Grupos Bambuí e Una relacionam-se com o final do 1º ciclo de sedimentação (*shallowing upward*), sejam essas mineralizações singenéticas ou epigenéticas, o que sugere a existência de vários pulsos de circulação do fluido mineralizante durante e após a formação da rocha carbonática. Entretanto, vale a pena ressaltar, que como a predominância de ocorrência dos minérios nas diversas áreas do Cráton São Francisco e da Faixa Unaí-Vazante é tardi-diagenética a epigenética, é de se esperar que tenha ocorrido uma maior mobilização de fluidos mineralizantes numa fase mais tardia em que, as rochas do 1º ciclo de sedimentação, com maior permeabilidade, tenham servido de trapa para esses fluidos, permitindo a formação do minério.

Fraturamentos e falhas originadas de uma tectônica extensiva, que marca a história de evolução geotectônica do planeta, podem relacionar-se a estruturas de longa vida como reportado por Sawkins (1990). As direções dessas mega-estruturas são compatíveis com a estruturação regional, quando comparados com a falha do Rio Bonito (Fig. 8, Cap. 2), enxames de diques máficos na Bahia (Corrêa Gomes *et al.*, 1996), e o Aulacógeno do Espinhaço, indicando uma associação com a tectônica extensional instalada no Neoproterozóico, que provocou a reativação de antigas estruturas. Essa idéia da reativação e circulação de fluidos mineralizantes através de estruturas profundas e rochas permeáveis também é corroborada pela obtenção de idades Ar-Ar de ca. 520 Ma, a partir de muscovitas (Cunha *et al.*, 2003a) associadas com a mineralização sulfetada hospedada em rochas dolomíticas da Fm. Caboclo (Mesoproterozóico).

7.3. Composição e Temperatura dos Fluidos Mineralizantes

O estudo das inclusões fluidas dos alvos estudados em Serra do Ramalho e Montalvânia mostrou que as inclusões são de composição relativamente simples, aquosas bifásicas com temperaturas eutéticas menores que -40°C, o que indica a presença de outros cátions além de Na (Goldstein & Reynolds, 1994) fornecendo salinidades moderadas (10 a 15% eq. em peso de NaCl + CaCl₂ – tabela 11), associadas a temperaturas de homogeneização moderadas (150° – 170°C), que de modo geral, foram aprisionados em uma faixa de temperatura variando entre 170° e 190°C e pressões em torno de 300 a 350 bars, correspondendo à cerca de 3 km de profundidade (Figuras 37 a 40).

Os resultados apresentados no capítulo 6 revelam em relação aos alvos da região de Serra do Ramalho, que o fluido mineralizante associado às ocorrências mais a norte (Lajeado de Baixo) têm salinidades ligeiramente superiores às encontradas a sul (Campo Alegre), relação essa observada nos pares esfalerita-fluorita estudados nas mesmas amostras de cada alvo, indicando maior restrição da bacia a norte
que ao sul. O fato de que o intervalo de salinidade obtido entre esses pares se sobrepõe tanto no que se refere aos alvos individualmente como entre eles, indica possivelmente, a ação de um mesmo fluido mineralizante.

Em Montalvânia, na Mina do Zezinho, os dados de temperaturas e salinidades associados as fluoritas praticamente coincidem com aqueles relativos as esfaleritas de LBX e CA, indicando tratar-se possivelmente do mesmo fluido mineralizante. Uma salinidade ligeiramente mais alta pode-se dever ao fato de que este alvo se situa provavelmente a uma maior profundidade do que os alvos na Serra do Ramalho, propiciando um maior tempo de interação fluido-rocha.

Ainda em Montalvânia, as baritas da Fazenda Zé Rocha exibiram temperaturas de homogeneização moderadas a altas (181,4° a 265,7°C com moda de 190°C) e salinidades maiores que as dos outros alvos. A dispersão linear dos dados de temperatura de homogeneização (Fig. 41) indica a ação de processos de reequilibrio das inclusões por *stretching* durante as análises microtermométricas, devido à baixa dureza que facilita o aumento das cavidades das inclusões durante os procedimentos sucessivos de resfriamento/aquecimento, tornando estes dados inúteis para futuras interpretações. Entretanto, vale ressaltar que esse processo não ocorreu, haja vista que durante as análises foi realizada mais de uma medida para cada inclusão e conseqüente confirmação dos dados de temperatura obtidos. Os valores determinados que apresentaram variação (*stretching*) foram descartados.

Assim, os dados obtidos nesse estudo não permitem considerações a respeito dos processos envolvidos na evolução desses fluidos, pelo menos na escala destes dois distritos, pois possuem praticamente um mesmo fluido.



Figura 41 – Representação gráfica da Salinidade vs. Temperatura de Homogeneização (TH) de todos os alvos estudados. CA = Campo Alegre; LBX = Lajeado de Baixo, Sph = esfalerita, FF = fluorita; ZR = Faz. Zé Rocha e MZ = Mina do Zezinho.

Fluidos semelhantes, com diferenças apenas nas temperaturas de homogeneização e salinidade, traduzida pela presença de inclusões fluidas relativamente simples, bifásicas, de composição predominantemente próxima ao sistema NaCl-CaCl₂-H₂O, hospedadas em esfaleritas e fluoritas são encontrados em outros depósitos do Cráton São Francisco e da Faixa Unaí-Vazante:

- •Nova Redenção na Bacia Una-Utinga (Gomes, 1998; Gomes et al., 2000);
- Irecê na Bacia Irecê (Kyle & Misi, 1997);
- •Na Bacia São Francisco: Mina do Joel (Montalvânia Martins, 2001), Serra do Ramalho (Morro Preto, Morro dos Porcos, Santo Antônio e Campo Alegre Martins, 2001), Januária (Nobre- Lopes, 2002);
- •Na Faixa Unaí-Vazante: Morro Agudo (Cunha, 1999), Vazante, Fagundes e Ambrósia (Monteiro, 2002).

A variação das salinidades calculadas e temperaturas de homogeneização medidas para os depósitos supracitados encontram-se dispostas na tabela abaixo.

Tabela 12 – Dados de temperatura de homogeneização (TH) e salinidade de diferentes depósitos de Pb-Zn encaixados em carbonatos no Brasil. **Referências**: (1) Gomes (1998), Gomes *et al.* (1998), Gomes *et al.* (2000); (2) Kyle & Misi (1997); (3) Monteiro (2002); (4) Cunha (1999), Cunha *et al.* (1998), Cunha *et al.* (2000); (5) Martins (2001); (6) Nobre-Lopes (2002).

Depósito	Mineral	Salinidade (% eq. peso NaCl)	Moda	Temperatura (°C)	Moda (°C)
Nova Redenção ¹	Esfalerita	10,3 a 25,3	23	140° a 210°	185°
Irecê ²	Esfalerita	3 a 10		140° a 200°	
Vazante ³	Esfalerita	15,3 a 23		170° a 232°	
Fagundes ³	Esfalerita	5,8 a 11,8		140° a 265°	190°
Ambrósia ³	Esfalerita	14,6 a 21,9		167,8° a 281,6°	
Morro Agudo ⁴	Esfalerita	5 a 8 (corpos N e GHI)		120° a 144°	
		11,7 (corpo M)		100° a 158°	
		13,9 (corpo JKL, mais salino próximo à falha)		122° a 283° - bloco A	170°
				148° a 160° - bloco B	
				80° a 168° - bloco C	155°
				zoneamento termal em relação à falha principal.	
Mina do Joel	Fluorita	9.1 a 10.5	0.8	120° a 310°	210°
(Montalvânia) ⁵	Tuoma	7,1 a 10,5	2,0	120 a 510	210
Serra do Ramalho ⁵	Fluorita	7,8 a 15,9	12,3	140° a 240°	197°
Januária ⁶	Fluorita	-	-	172° a 178° e 190°	-

Com base nos dados obtidos e nos apresentados na tabela acima, constata-se que os depósitos de Pb-Zn hospedados em carbonatos Neoproterozóicos do Cráton São Francisco mostram fluidos hidrotermais com salinidades e temperaturas de homogeneização variadas, podendo ser agrupados em 2 grandes tipos:

- A. Fluidos de temperatura moderada a alta (122° a 283°C) e salinidade moderada a alta (12 a 25,5 % eq. peso NaCl) → Vazante, Fagundes (esfaleritas), Morro Agudo (corpo JKL e M), Ambrósia, Zé Rocha (ZR) e Nova Redenção; e
- B. Fluidos de temperatura moderada (100° a 210°C) e salinidade baixa a moderada (3 a 15% eq. peso NaCl) → Campo Alegre e Lajeado de Baixo (esfaleritas e fluoritas para ambos), Mina do Zezinho (fluorita), Serra do Ramalho (fluoritas Martins, 2001), Morro Agudo (esfaleritas: corpos GHI e N); Mina do Joel (fluoritas), e Irecê (esfaleritas).

Assim, os depósitos das Bacias São Francisco e Irecê (Fluido B) relacionam-se a fluidos diferentes daqueles associados com a Faixa Unaí-Vazante (Fluido A). O Fluido B é caracterizado por ser mais tardio, porém relativamente quente, e de salinidade baixa a moderada, e o Fluido A por ser precoce, quente com salinidade moderada a alta, melhor portador de metal. Estes processos foram bem definidos nos depósitos de Vazante, Ambrósia e Fagundes (Monteiro, 2002) e Morro Agudo (Corpo JKL e M– Cunha, 1999). Nas áreas de Montalvânia-Serra do Ramalho, os dados de temperatura e composição obtidos neste estudo e aqueles mostrados na tabela 12, caracterizam fluidos de mais baixa temperatura e salinidade (Fluido B), que são muito semelhantes entre si, impossibilitando a determinação de qualquer consideração sobre o tipo de processo de evolução dos mesmos.

Além disso, os dados de temperaturas moderadas e de composição dos fluidos (sistema NaCl-CaCl₂-H₂O) com salinidades baixas a moderadas (Fluido B), determinados em dolomitas (Nobre-Lopes, 2002), fluoritas (Nobre-Lopes, 2002 e presente trabalho) e esfaleritas (este trabalho e Kyle & Misi, 1997) são muito similares. Nos depósitos da Faixa Unaí-Vazante os fluidos mineralizantes possuem temperatura e salinidade moderada a alta, assim como o da Bacia Una-Utinga (Gomes, 1998), caracterizando um tipo de fluido diferente (Fluido A) em relação aos relacionados com os depósitos da Bacia São Francisco e Irecê (Fluido B). Essas características conferem ao fluido A maior poder para lixiviar e transportar cátions básicos. Vale a pena salientar, que os dados isotópicos de Pb entre esses tipos de fluidos também são diferentes, e no caso do fluido A, os dados obtidos por Cunha *et al.* (2003) em Morro Agudo, Vazante, Ambrósia e Fagundes se assemelham aos de Nova Redenção (Gomes, 1998).

A depleção de δ^{18} O em direção à base dos Grupos Bambuí e Una (Misi, 1999) reiteram a passagem de fluidos quentes que afetaram as rochas carbonáticas permeáveis das Formações Sete Lagoas e Salitre.

Na figura 42 é possível observar a relação entre diversos depósitos associados à cobertura carbonática das bacias neoproterozóicas do Cráton São Francisco com os principais tipos de depósitos de metais-base em sedimentos. A maior parte dos dados referentes a cada depósito se localiza quase totalmente no campo dos depósitos tipo IRISH, enquanto que uma pequena parte dos dados de Nova Redenção se situa

no campo dos depósitos tipo MVT. Quanto aos depósitos tipo SEDEX, apenas uma parte dos dados de Serra do Ramalho (CA) e de Montalvânia (ZR) caem neste campo.



Figura 42 – Comparação entre as temperaturas de homogeneização e as salinidades obtidas a partir de inclusões fluidas em esfaleritas e fluoritas das áreas de estudo e em esfaleritas de Nova Redenção (Bacia Una-Utinga) confrontando com os depósitos tipo MVT (Roedder, 1984 e Goodfellow *et al.*, 1993), SEDEX (Sangster *et al.*, 1998 e Goodfellow *et al.*, 1993) e IRISH (Hitzman, 1995). Nova Redenção (Gomes, 1998; Gomes *et al.*, 1998; Gomes *et al.*, 2000), Irecê (Kyle & Misi, 1997) e presente trabalho; SR = Serra do Ramalho, MZ = Mina do Zezinho, ZR = Zé Rocha.

7.4. Fonte do Enxofre e Mecanismo de Precipitação dos Sulfetos e da Fluorita

Nos depósitos estudados da Bacia São Francisco, apenas em Zé Rocha (Montalvânia) há presença de sulfato. Os resultados obtidos a partir da análise de δ^{34} S neste sulfato (barita) mostram valores fortemente positivos (+48,2 a +50,0‰ CDT), possivelmente relacionados com uma restrição da bacia (fechada/semi-fechada), gerando um enriquecimento progressivo em enxofre pesado (³⁴S) como mostrado por Strauss (1993). Assim, a morfologia local da bacia (fechada/semi-fechada) justificaria a elevação destes valores, em comparação com os de δ^{34} S relativos às curvas de evolução do enxofre da água do mar do final do Proterozóico determinados por Claypool (1980) ou Strauss (1993). Contudo, o caráter epigenético dessa mineralização (barita) não é compatível com uma formação contemporânea à deposição do carbonato, e logo não poderiam representar os valores do enxofre relativos à água do mar no período em que estas se formaram. Porém, Strauss (1997 e 1999) registra que os valores mais representativos da composição isotópica da água do mar são obtidos em traços de sulfato aprisionados no retículo cristalino dos carbonatos marinhos na época da deposição. As assinaturas isotópicas das baritas de Montalvânia têm uma concordância

com os altos valores obtidos por Kaufman *et al.* (2001) nos traços de sulfato (+38 a +48‰CDT), nos carbonatos das Pedreiras Sambra e Paraíso (Minas Gerais – topo da Formação Sete Lagoas), indicando que estas elevadas razões de enxofre são compatíveis com a origem na água do mar relacionadas ao Neoproterozóico. Esses autores atribuem esse enriquecimento de ³⁴S a altas taxas de redução bacteriana em águas anóxicas, que podem estar associadas à alta proliferação orgânica em períodos pós-glaciais. Portanto, o enxofre da barita de Montalvânia foi possivelmente incorporado aos fluidos hidrotermais ricos em bário que percolaram pela rocha carbonática. Para ratificar a relação das elevadas assinaturas de enxofre da barita e do carbonato encaixante é importante à realização de estudos futuros, em que seja realizada a análise de traços de sulfato nas rochas carbonáticas encaixantes, confirmando o enriquecimento de ³⁴S nas razões isotópicas da água do mar da época da deposição.

Comumente, na maioria dos depósitos, os valores de δ^{34} S das esfaleritas são maiores que o das galenas (Hoefs, 1973; Ohmoto, 1986 e Bowen, 1988). Dentro de cada depósito estudado em Serra do Ramalho (CA e LBX) existe uma relação entre a composição isotópica de enxofre e o tipo de mineral, caracterizado pelo decréscimo no conteúdo de ³⁴S da esfalerita (S mais pesado) para a galena (S mais leve). Essa relação indica, aparentemente, um equilíbrio termodinâmico durante a formação dos sulfetos (Kuhlemann *et al.*, 2001), pois ocorre uma completa separação dos valores de δ^{34} S entre os sulfetos de cada depósito. Em outros depósitos esta relação não é verificada, sendo observada uma superposição, geralmente parcial, desses dados (Rye & Ohmoto, 1974).

De modo geral, as assinaturas isotópicas dos sulfetos estudados em Serra do Ramalho e Montalvânia mostraram razões homogêneas (distribuição estreita de ~15‰) e altamente positivas (+17,3 a +32,4‰ CDT com valor modal de +29‰ CDT – figura 22). A análise individual da distribuição das assinaturas isotópicas de δ^{34} S relativas a cada alvo (CA e LBX) de Serra do Ramalho (Fig. 23), também mostra uma uniformidade e homogeneidade nas composições de S para cada alvo, e uma separação completa dos valores de δ^{34} S em relação à esfalerita e a galena, compatível com um ambiente de deposição em equilíbrio químico. Porém, se essa mesma análise for realizada entre os valores de cada alvo (CA e LBX) de Serra do Ramalho, bem como destes com relação aos de Montalvânia (MZ e ZR), nota-se uma superposição parcial entre esses valores (Figuras 22 e 23), indicando uma relação de concomitância temporal do evento mineralizador, ou seja, um único evento mineralizante atuando em ambas as áreas.

O equilíbrio isotópico entre esfalerita e galena pode ser indicado pela magnitude da diferença entre as assinaturas de δ^{34} S destas, a qual, segundo Hoefs (1973) normalmente varia em torno de 2 a 5‰. Desse modo, se compararmos as diferenças entre os máximos e mínimos (magnitude) das assinaturas isotópicas de S nas mesmas espécies minerais (esfalerita e galena) entre cada alvo de Serra do Ramalho, seus valores serão da mesma ordem (1,5), porém menores que os valores no equilíbrio indicados por Hoefs (1973) ou seja,

Campo Alegre (CA):
$$(\delta^{34}S_{ZnS\ maximo} - \delta^{34}S_{ZnS\ minimo}) - (\delta^{34}S_{PbS\ maximo} - \delta^{34}S_{PbS\ minimo}) = 1,5\%$$
 (5)

Lajeado de Baixo (LBX):
$$(\delta^{34}S_{ZnS\ máximo} - \delta^{34}S_{ZnS\ mínimo}) - (\delta^{34}S_{PbS\ máximo} - \delta^{34}S_{PbS\ mínimo}) = 1,5\%$$
 (6)

E ainda, se compararmos as diferenças entre os máximos e mínimos (magnitude) das assinaturas isotópicas de S entre as mesmas espécies, com relação aos alvos de Serra do Ramalho, seus valores serão da mesma ordem (1,6‰), ou seja,

$$CA \left(\delta^{34}S_{ZnS \text{ máximo}} - \delta^{34}S_{ZnS \text{ mínimo}}\right) - LBX \left(\delta^{34}S_{ZnS \text{ máximo}} - \delta^{34}S_{ZnS \text{ mínimo}}\right) = 1,6\%$$
(7)

$$CA (\delta^{34}S_{PbS \ maximo} - \delta^{34}S_{PbS \ minimo}) - LBX (\delta^{34}S_{PbS \ maximo} - \delta^{34}S_{PbS \ minimo}) = 1,6\%,$$
(8)

A coincidência das diferenças das magnitudes nas assinaturas isotópicas de S entre esfalerita e galena em Serra do Ramalho, tanto em relação a cada alvo, como entre eles, aliado a desvios padrões muito pequenos de cada alvo, corrobora a indicação de um equilíbrio químico e homogeneidade do fluido mineralizador, sugerindo uma concordância temporal na formação das mineralizações estudadas, ratificado pelo estudo de inclusões fluidas que indica um mesmo fluido para estes depósitos.

O fracionamento entre o sulfato (barita), representante da composição isotópica da água do mar (como discutido anteriormente), e o sulfeto varia em cada alvo: ZR = 30%, MZ = 18%, CA = 22% e LBX = 26‰. Tais resultados revelam uma alta taxa de fracionamento entre o sulfato e o sulfeto, que com exceção de ZR, aumentam para norte. A associação dos valores mais leves de enxofre com depósitos de níveis estratigráficos mais elevados (ZR encaixado na Fm. Serra de Santa Helena), e assinaturas de δ^{34} S mais pesadas com depósitos de nível estratigráfico em posição mais inferior (LBX, CA e MZ encaixados na Fm. Sete Lagoas), são consistentes com os valores obtidos (Viets & Leach, 1990). Além dessa associação referente à estratigrafia, uma correlação com irregularidades no paleo-relevo (altos do embasamento – Porsani & Fontes, 2001) e subsidência diferencial de blocos resultaria numa variação da espessura dos sedimentos (Nobre-Lopes, 2002), e na profundidade de sul para norte (ratificada pelos dados de T-P determinados pelo estudo de inclusões fluidas do capítulo 6) e de oeste para leste, consistente com dados obtidos de poços perfurados, levantamentos geofísicos e análises isotópicas (carbono e oxigênio):

- Levantamentos gravimétricos, sísmicos e magnéticos revelaram uma profundidade crescente da bacia em sul-sudoeste com relação à topografia do embasamento, e uma complexidade maior nas estruturas presentes (Marinho, 1993; Porsani & Fontes, 2001);
- Dados de δ¹³C realizados em diversos pontos da bacia (distribuição geográfica) exibem um enriquecimento gradual (0 a 5‰ PDB) para norte-nordeste, e para oeste essas razões apresentam uma constância em torno de 0‰ (Martins, 1999). Com relação à profundidade, os valores de δ¹³C são mais negativos na base do Grupo Bambuí (~ -5‰ PDB), onde associa-se a dolomitos vermelhos (*cap dolomites*) sobrepostos a sedimentos glaciogênicos, o que reflete mudanças globais na composição da água do mar em decorrência do degelo Neoproterozóico (Torquato & Misi, 1977; Misi, 1993; Iyer *et al.*, 1995; Misi & Veizer, 1998; Kaufman, *et al.*, 2001; Misi, 2001 e Kaufman, *et al.*, 2003). Acima desses carbonatos basais os valores são próximos a 0‰ e

atingem até 8‰ no topo da Fm. Sete Lagoas, a partir da qual os valores tornam-se fortemente positivos (até 16‰) em direção ao topo do Grupo Bambuí, indicando a mudança rápida no padrão de circulação oceânica, típica de oceano ventilado para estratificado com preservação de matéria orgânica causada pela anoxia prolongada (Chang, 1997). Esses valores de δ^{13} C muito positivos podem associar a seqüência superior do Grupo Bambuí com ambientes marinhos confinados gerados por processos tectônicos (Chang *et al.*, 1993; Chang, 1997).

As altas razões de δ^{13} C podem ser decorrentes do mecanismo de enriquecimento isotópico através da evaporação de salmouras e/ou processo de metanogênese (geração de metano com carbonos leves a partir da decomposição bacteriana da matéria orgânica: matéria orgânica \rightarrow ¹²CH₄ + ¹³CO₂), cujo CO₂ resultante é enriquecido em ¹³C, que tende a ser incorporado aos carbonatos (Iyer *et al.*, 1995).

As razões isotópicas de δ¹⁸O também apresentam um enriquecimento progressivo em direção ao topo do Grupo Bambuí, possivelmente devido a altas taxas de evaporação (tende a concentrar ¹⁸O nas salmouras e o ¹⁶O no vapor d'água) em relação à precipitação (Marshall, 1992), em condições bacinais mais rasas e restritas (Torquato, 1980; Chang *et al.*, 1993; Iyer *et al.*, 1995; Misi, 1999; Misi, 2001; Misi *et al.*, 2002a; Misi *et al.*, 2003), concordantes com a paleotopografia de rampa distalmente escarpada com áreas rasas ricas em microbialitos – estratos laminados com influência microbiana em sua sedimentação (Martins, 1999).

Portanto, o *trend* crescente do fracionamento sulfato-sulfeto ($\Delta \delta^{34}$ S) nos alvos estudados associados a uma diminuição de profundidade da Bacia São Francisco de sul para norte (MZ = 18‰, CA = 22‰ e LBX = 26‰), mostra uma constância entre os valores das diferenças dos fracionamentos ($\Delta \delta^{34}$ S) obtidos para cada alvo (~ 4‰), consistente com um paralelismo e proporcionalidade entre os aumentos das assinaturas de δ^{34} S nos sulfatos e nos sulfetos (Hartmann & Nielsen, 1969), ou seja, um fracionamento crescente a uma taxa constante de redução sulfato-sulfeto, e logo, um sistema uniforme e em equilíbrio físico-químico, fechado para o sulfato e aberto para H₂S ou HS⁻ (quando H₂S ou HS⁻ é continuamente removido do sistema para formar os minerais sulfetados) (Ohmoto & Rye, 1979) em direção ao norte (bacia mais rasa em concordância com o aumento do δ^{13} C). O alvo ZR posicionado estratigraficamente acima dos demais alvos, apesar de encontrar-se mais a sul em relação aos demais alvos, possui um fracionamento sulfato-sulfeto de 30‰, mantendo também a variação de 4‰ em comparação com LBX, o que corrobora a indicação de um sistema fechado e em equilíbrio físico-químico.

Comparando as assinaturas isotópicas de enxofre dos sulfatos de Montalvânia com Nova Redenção (Gomes, 1998) e Irecê (Misi & Kyle, 1994) (Fig. 23), apesar de todas essas áreas possuírem um enriquecimento em ³⁴S, nota-se nessa ordem um decréscimo nas razões isotópicas, o que pode sugerir

maiores condições de restrição de norte para sul do Cráton São Francisco (Bacia Irecê → Bacia Una-Utinga
→ Bacia São Francisco).

Se compararmos o *trend* geográfico das assinaturas isotópicas de enxofre obtidas nos depósitos de Serra do Ramalho e Montalvânia estudados, cujos valores tornam-se mais pesados para sul, com as razões determinadas por Iyer *et al.* (1992) em pequenas ocorrências de Montalvânia (MM3, 5 e 6), observamos que os dados não são tão pesados como em MZ (~30‰). Esses possuem valores leves como os de ZR (~18‰) e outros um pouco mais pesados (~23 e 25,6‰).

Estendendo ainda essa comparação com relação a alguns dados obtidos por Iyer et al. (1992), em diferentes ocorrências de Itacarambí (MM1, 2 e 4), e outros pequenos depósitos próximos à região de Sete Lagoas (MM 9, 10 e 16) e a sudoeste dessa (MM7, 8 e 12), os dados ficam torno de 26‰ e 27‰ com algumas quedas para 18‰. Vale ressaltar que no total foram obtidos 13 dados por esses autores, um para cada pequena ocorrência de Montalvânia e da região sul da Bacia São Francisco. Dessas amostras, 3 ficam em torno de 18‰ e uma em 35‰ CDT, sendo a tendência geral com moda em ~26‰ CDT. Contudo, tais dados não possuem muita representatividade, haja vista que os autores não se referem à descrição do tipo(s) de minério(s), e para cada ocorrência (levando-se em conta a escala da figura que mostra o posicionamento das amostras), há apenas um dado de enxofre, enquanto no presente trabalho são apresentados vários dados com controle petrográfico, portanto mais confiáveis. O ideal para observar se essa tendência de distribuição de razões de enxofre ocorre na Bacia São Francisco é fazer uma amostragem nesses diversos pontos, com controle petrográfico e geográfico, em que um número representativo de coletas de minério seja feito para que haja uma confiabilidade na representação desses dados. Caso o trend das razões isotópicas de enxofre em Serra do Ramalho e Montalvânia não seja verificado ao longo de toda bacia, os dados obtidos nesse trabalho representariam processos de escala local, ocorrentes apenas nessas áreas, enquanto que, a confirmação dessa tendência, através de um maior número de dados obtidos com mais critério, ao longo de toda a bacia, criaria uma nova perspectiva quanto à exploração de metais base na Bacia São Francisco (maior probabilidade de encontrar depósitos maiores ao sul, os quais tenderiam a possuir assinaturas de S mais pesadas nos sulfetos).

A assinatura isotópica do enxofre relativa à barita, compatível com valores dos traços de sulfato presentes na encaixante do minério (Fm. Sete Lagoas) refletem a assinatura mais representativa da composição isotópica da água do mar no Neoproterozóico. O íon sulfato, (traços) ao ser incorporado aos fluidos hidrotermais, quando percolaram pela rocha, teria sofrido uma redução termoquímica devido à temperatura moderada reinante (maioria de 150° a 200°C) precipitando os sulfetos, que guardariam as elevadas razões de enxofre da fonte. Esta condição tem uma implicação direta na prospecção, já que por tratar-se de traços de sulfato no carbonato o suprimento de enxofre seria limitado e pequeno para gerar grandes depósitos de sulfetos. Apesar da ausência de sulfatos nas áreas estudadas na Bacia São Francisco

(exceção ZR) é possível que tenha existido evaporito, os quais teriam sido dissolvidos e incorporados pelos fluidos hidrotermais. A disponibilidade desses, também possui implicação direta no estoque de enxofre para formar os sulfetos.

Entretanto, a interpretação com base na análise dos dados isotópicos de chumbo e enxofre, sugere que uma parte do enxofre também viria transportada junto com o fluido hidrotermal de uma outra fonte (sulfetos de outras rochas por onde o fluido passou) e contribuiria com razões mais baixas de enxofre, gerando sulfetos mais leves que aqueles formados sem essa mistura de fonte, resultando em diferenças nas razões entre os depósitos (Ohmoto & Rye, 1979). Ou seja, numa porção mais rasa com menor espessura dos sedimentos, haveria uma contribuição mais efetiva de S do embasamento (assinaturas de δ^{34} S mais leves que aqueles relativos à água do mar). Além disso, de acordo com Ohmoto (1986), quando a rocha encaixante de um sistema mineralizador contendo bastante chumbo é pobre em pirita, o fluido hidrotermal tende a adquirir enxofre reduzido de outro fluido ou fonte quando migra em direção ao sítio de deposição.

Portanto, as condições físico-químicas de deposição para os depósitos de Serra do Ramalho e Montalvânia são compatíveis com alto pH e baixa fO_2 , já que essas relações favorecem a incorporação de ³⁴S (Faure, 1986; White, 1997). De acordo com Figueiredo (2000), os fluidos hidrotermais normalmente são levemente alcalinos a pouco ácidos. As condições de deposição a partir de soluções hidrotermais, que transportam metais através de complexos clorados (if s) se dá em condições de aumento do pH (devido a reações com rochas carbonáticas), diminuição das temperaturas (originalmente moderadas), diminuição da atividade do Cl através da diluição por águas meteóricas circulantes (redução dos valores de δ^{18} O) ou reações de pareamento do Cl com cátions do tipo Ca⁺², e aumento de concentração de H₂S ou da atividade de S₂ (fS) (Figueiredo, 2000). Segundo Gulson (1986), essas condições de alto pH e baixa fO_2 também favorecem a precipitação de esfalerita e galena em detrimento à pirita. Esta relação é observada nos depósitos da Bacia São Francisco, onde quase não há pirita (Fe), sendo que, ora predomina a galena (Pb - LBX) em certas ocorrências, ora a esfalerita (Zn- CA, MZ), associação essa que sugere rochas fonte distintas para cada depósito.

O comportamento geoquímico do flúor é controlado, principalmente, por seu grande poder de reatividade e de tender a formar complexos estáveis em solução. O poder de solução está intimamente ligado à solubilidade da fluorita. Soluções salinas (até 40% eq. peso de NaCl) e com temperaturas baixas a moderadas (70° a 170°C) possuem importante papel no transporte do flúor, de modo que a solubilidade da fluorita aumenta diretamente proporcional à temperatura em soluções contendo NaCl (Richardson & Holland, 1979). A presença do cálcio em fluidos a baixas temperaturas reduz em muito a solubilidade da fluorita, segundo os autores anteriormente mencionados. Eles demonstraram experimentalmente, que a fluorita se deposita pelo decréscimo de temperatura, de pressão, pela diluição através de misturas de fluidos ou mudança composicional, ou pelo aumento do pH decorrente da interação dos fluidos mineralizantes com

as rochas encaixantes. Essa análise corrobora a indicação dos parâmetros físico-químicos mencionados na análise do enxofre (composição do fluido, pH, temperaturas), e muito provavelmente, reitera a relação das temperaturas das fluoritas serem um pouco menores que as relacionadas com as esfaleritas. Condições de mistura de dois fluidos em zona de falha, aumento do pH da solução associados com a dissolução dos carbonatos e precipitação do minério são propostas para os depósitos tipo IRISH. Entretanto, a mistura de fluidos não se confirma através dos estudos de inclusões fluidas nos depósitos de Serra do Ramalho e Montalvânia. Segundo Hitzman (1995), um dos fluidos, rico em metais, transporta pequena quantidade de enxofre e provavelmente é saturado em sílica em decorrência da passagem por seqüências do embasamento. Esta última condição corresponde provavelmente às condições do fluido de Serra do Ramalho e Montalvânia.

7.5. Fonte dos Metais

7.5.1. Isótopos de Chumbo

Razões isotópicas de Pb muito radiogênicas foram obtidas a partir de galenas das áreas de **Serra do Ramalho** e **Irecê** – **IL**, indicando proveniência da crosta superior. Razões isotópicas pouco radiogênicas foram determinadas nas galenas de **Montalvânia** (²⁰⁶Pb/ ²⁰⁴Pb = 18,676 a 18,815; ²⁰⁷Pb/ ²⁰⁴Pb = 15,776 a 15,863) e **Morro do Gomes** na Bacia Irecê (²⁰⁶Pb/ ²⁰⁴Pb = 18,470 a 18,484; ²⁰⁷Pb/ ²⁰⁴Pb = 15,825 a 15,839). Todos esses dados mostram o caráter homogêneo das assinaturas de Pb em cada alvo, com exceção de Irecê (IL), que exibe uma maior variação. Segundo Vaasjoki & Gulson (1986), a homogeneidade isotópica do minério de Pb nos depósitos é favorecida, quanto maior for a espessura dos sedimentos da bacia (profundidade), e consequentemente, menor for a proximidade das rochas do embasamento (fonte dos metais) dos carbonatos encaixantes da mineralização, pois os fluidos mineralizantes teriam tempo suficiente, para durante o transporte, promover o retrabalhamento físico-químico dentro das zonas de deposição. Ao passo que a diminuição da homogeneidade isotópica é observada com a proximidade das rochas de embasamento (bacia mais rasa).

As diferenças entre as assinaturas obtidas com relação ao caráter mais e menos radiogênico entre as áreas estudadas, indicam tratar-se de fontes distintas para os metais. Isto incorre possivelmente, em função da história de evolução geotectônica do planeta, que a partir de vários processos de fissão e fusão, ocorridos diacrônicamente, resultou em variados tipos de rochas com assembléias minerais e histórias evolutivas diferentes compondo o embasamento.

O grande enriquecimento das razões ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb nas galenas, de Montalvânia em direção a LBX em Serra do Ramalho (MZ→CA→LBX), indica diferenças significativas nas razões ²³⁸U/²⁰⁴Pb das rochas fonte para esses depósitos. Em Irecê (IL), as altas razões de Pb foram obtidas a partir de galena, pirita e esfalerita.

Os valores mais radiogênicos são relativos às piritas, embora esta também possua valores menos radiogênicos compatíveis com os da esfalerita e galena (Tab. 7). Assim, há uma preferência da pirita em conter razões de Pb mais radiogênicas (geralmente a ordem é Py>Sph>Ga), de modo que as mais precoces (laminadas pseudomorfas de sulfato) mostram uma tendência em conter razões menos radiogênicas. Isso pode indicar que o enriquecimento de chumbo radiogênico ocorreu na ordem inversa de sucessão paragenética (Py \rightarrow Sph \rightarrow Ga) determinada por Kyle & Misi (1997), ou seja, os primeiros sulfetos formados (Py \rightarrow Sph) tiveram uma tendência a possuir assinaturas mais radiogênicas que os últimos (Ga), ou então, a pirita incorporou U na sua estrutura e por isso gerou Pb radiogênico. As piritas, geralmente contêm baixas razões de U/Pb e Th/Pb e por isso podem apresentar razões menos radiogênicas que os outros sulfetos (Krahn & Baumann, 1996). A maior parte das razões isotópicas de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb em Irecê (IL), possui valores mais elevados que as de CA, e mais baixos que as de LBX. Entretanto, dois destes dados são menores que os de CA, e as razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb associadas a esses são maiores, indicando rochas fonte diferentes, mais ricas em razões ²³⁵U/²⁰⁴Pb, ou heterogêneas.

De modo geral, apesar dos valores muito radiogênicos das razões de chumbo obtido fornecerem idades futuras para a mineralização (Pb tipo J – razões ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb >20) foi possível determinar a provável idade da fonte. O lançamento dos dados de Pb relativos às galenas de Serra do Ramalho no gráfico ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/ ²⁰⁴Pb (Fig. 27 A), mostrou um espalhamento suficiente para gerar uma "isócrona secundária", a qual intercepta a curva de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975) em cerca de 2.600 Ma, indicando o embasamento Arqueano como fonte dos metais. Ao contrário, os dados referentes a Montalvânia não ofereceram espalhamento suficiente capaz de gerar uma isócrona. Em Irecê o espalhamento das assinaturas de Pb no diagrama ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb forneceu idade de 2.138 Ma, relacionando a fonte com rochas Paleoproterozóicas (Fig 28 A). Essas relações de idade para as rochas fonte dos metais são compatíveis com os dados obtidos por Babinski et al. (1999) e D'Agrella-Filho et al. (2000), para assinaturas isotópicas de Pb a partir de carbonatos (Fm. Sete Lagoas) da porção sul da Bacia São Francisco, e por Trindade et al. (2004) para as rochas carbonáticas da Formação Salitre (Grupo Una). Segundo esses autores, as razões isotópicas de Pb referentes às regiões centrais da bacia não afetadas pela deformação Brasiliana, mostram assinaturas crustais radiogênicas, cuja fonte é compatível com embasamento Arqueano/Paleoproterozóico, o que sugere que esse Pb foi incorporado pelos carbonatos através da percolação de fluidos, que propiciaram a reinicialização do sistema isotópico e magnético dessas rochas há cerca de 520 Ma (dados de isótopos de Pb e remagnetização) durante a fase tardia do Evento Brasiliano. Essa idade de 520 Ma também é reiterada por dados de Ar-Ar determinados por Cunha et al. (2003a). A similaridade entre as assinaturas de Pb nos carbonatos e sulfetos indica fluidos comuns associados à mineralização e remagnetização (Trindade et al., 2004). Esses efeitos são muito provavelmente responsáveis pela obtenção de diferentes idades determinadas por diversos autores para os carbonatos dos Grupos Bambuí e Una, a partir de distintas técnicas de datação, e em diferentes locais do Cráton São Francisco, mesmo em regiões não deformadas pelo Evento Brasiliano-Panafricano (Babinski, 2005). A

distribuição linear de elevadas razões isotópicas de Pb de todos os dados obtidos no gráfico ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (Fig. 26) permite uma interpretação clássica, na qual é associada à mistura de chumbo do embasamento Precambriano com a extração de um componente radiogênico secundário de materiais mais jovens. Essa distribuição é muito comum em depósitos Tipo MVT (Sangster, 1990; Large *et al.*, 1983).

A distribuição geográfica das razões isotópicas de Pb obtidas nas áreas estudadas, dentro de cada bacia, mostra uma tendência de enriquecimento radiogênico no sentido de sul para norte. Em **Serra do Ramalho** (Bacia São Francisco), **CA** (206 Pb/ 204 Pb = 23,222 a 23,442; 207 Pb/ 204 Pb = 16,314 a 16,378; e 208 Pb/ 204 Pb = 41,830 a 42,068) possui assinaturas isotópicas de Pb menos radiogênicas que **LBX** (206 Pb/ 204 Pb = 30,218 a 32,761; 207 Pb/ 204 Pb = 17,451 a 17,923; e 208 Pb/ 204 Pb = 49,272 a 53,539), e na **Bacia Irecê**, o furo IL-53 apresenta razões de Pb mais radiogênicas que IL-52 que fica a sudoeste do primeiro (Tab. 7), além de possuir razões isotópicas de Pb mais radiogênicas que em Morro do Gomes (Sigla **MG**), como mostrado anteriormente. Em Montalvânia as assinaturas isotópicas de Pb em **MZ** e **ZR** são muito próximas, sendo em ZR ligeiramente maiores (diferença máxima de 0,087). Assim, um *trend* de enriquecimento radiogênico do Pb de sul para norte é observado à nordeste da Bacia São Francisco, cuja tendência ocorre no sentido Montalvânia \Rightarrow Serra do Ramalho (MZ \Rightarrow CA \Rightarrow LBX), e na Bacia Irecê, de Morro do Gomes em direção a Irecê (MG \Rightarrow IL). Esse zoneamento do Pb pode decorrer da presença de diferentes composições isotópicas das rochas fonte, ou da rocha-fonte ao sul ser mais antiga (Krahn & Baumann, 1996).

Em Nova Redenção, na Bacia Una-Utinga, embora as razões isotópicas de chumbo ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18,585 a 19,667$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,894 a 16,336$; e $^{208}Pb/^{204}Pb = 37,966 a 40,130$) determinadas por Gomes (1998) não mostrem um espalhamento suficiente para gerar uma isócrona, o caráter pouco radiogênico dessas amostras se assemelham com o de Morro do Gomes (sigla **MG**), da Bacia Irecê, e **MZ** da Bacia São Francisco, que possuem as assinaturas menos radiogênicas das áreas estudadas (Fig. 26). O caráter pouco radiogênico de Nova Redenção também é semelhante ao padrão isotópico de Pb determinado por Cunha *et al.* (2003) em Morro Agudo, Vazante, Ambrósia e Fagundes.

Assim, um zoneamento das assinaturas de Pb é notado à medida que existe uma tendência dos dados obtidos em tornarem-se mais radiogênicos de sul para norte, na Bacia Irecê e na porção nordeste da Bacia São Francisco. Esse caráter provavelmente está associado com a existência de rochas-fonte mais radiogênicas (embasamento Arqueano/Paleoproterozóico) a norte que ao sul, e/ou com uma mistura de Pb menos radiogênico a sul, decorrente da contribuição de sedimentos (mais espessos) da porção mais profunda da bacia (dados gravimétricos e aeromagnetométricos de Marinho, 1993), que na porção norte, mais rasa, e logo, mais próxima das rochas do embasamento.

Entretanto, se levarmos em conta as razões isotópicas de Pb obtidas na Bacia São Francisco, de norte (Montalvânia) a sul (oeste de Belo Horizonte), por Iyer (1984) e Iyer *et al.* (1992), esse zoneamento não é

totalmente confirmado. Apesar dos escassos dados obtidos por esses autores para cada ocorrência na bacia supracitada (sem referência petrográfica), as razões de Pb mostram nos trechos mais ao norte (Montalvânia), intermediário (entre Três Marias e Itacarambí), e ao sul (oeste de Belo Horizonte) uma tendência no enriquecimento dessas assinaturas de sul para norte. Porém, é necessário que seja realizado um estudo mais criterioso, cuidadoso e sistemático de norte a sul, ao longo de toda a bacia, abrangendo um número representativo de amostras (sulfetos e encaixante) de cada ocorrência (inclusive com controle de deformação das encaixantes), para que seja confirmada ou não a presença de um grande sistema hidrotermal, que migrou de sul para norte, semelhante aos depósitos MVT. Caso esse zoneamento não se confirme ao longo de toda a bacia, esses *trends* podem sugerir a existência de células menores de ação dos fluidos mineralizantes, que atuaram localmente no transporte dos metais.

Com relação à Faixa Paracatu-Vazante, o zoneamento isotópico de chumbo caracterizado por Iyer (1984) e Iyer *et al.* (1992), deve ter provavelmente uma relação da migração dos fluidos mineralizates com o sentido oposto à fronte de colisão da faixa de dobramento Brasília.

Portanto, de modo geral, devido à natureza radiogênica dos dados obtidos, e principalmente das altas razões de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb e ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb determinadas em todos os depósitos estudados, essas assinaturas são típicas da crosta superior (Doe & Zartman, 1979), e as diferentes razões obtidas para cada alvo indicam fontes distintas (embasamento e/ou sedimentos), com idades arqueana (SR) - paleoproterozóica (Irecê), podendo haver contribuição de fontes mais novas ou não radiogênicas (MZ e ZR – mistura com sedimentos) para os metais, transportadas pelo fluido mineralizador.

Isoladamente, os depósitos estudados não exibem claramente uma correlação entre as assinaturas isotópicas de enxofre e de chumbo obtidos de galenas (figuras 25 e 43), indicando que ambos possuem fontes diferentes. A homogeneidade dessas assinaturas relativa a cada área estudada é consistente com uma única fonte para cada um desses, ou com múltiplas fontes bem homogeneizadas. Entretanto, se analisarmos os depósitos entre si, percebemos que existe uma correlação entre esses elementos, de modo que, as razões isotópicas de Pb mais radiogênicas tendem a relacionar-se com valores de δ^{34} S mais leves, através de dois *trends* indicados por elipses azul e vermelha (Figuras 23 e 43). Os depósitos relacionados com a elipse vermelha possuem uma variação das razões de Pb maior que a de S, e aqueles relativos à elipse azul têm a relação inversa. No entanto, as diferenças entre os valores máximos e mínimos de enxofre relativos a cada elipse são iguais e da ordem de 13‰ CDT. Além da relação inversamente proporcional entre o ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. δ^{34} S, os depósitos da elipse azul possuem valores modais de salinidades e temperaturas mais elevados (ZR =15% e 190°C e NR =23% e 185°C), que os de LBX (12% e 160°C), IL (3 a 10% e 140° a 200°C), CA (10% e 170°C) e MZ (12% e 160°C) da elipse vermelha, o que confere aos fluidos de ZR e NR uma condição mais efetiva para lixiviação e transporte de metais, inclusive em minerais com razões isotópicas mais baixas de Pb ligados mais fortemente à estrutura do mineral hospedeiro (ex: Pb no k-feldspato). Embora

como já discutido, o Pb e o S tenham assinaturas de fontes distintas, a relação inversamente proporcional entre estes pode indicar que uma pequena parte do enxofre pode ter sido transportado junto com os metais e que o evento mineralizador foi de grande escala, guardando as particularidades inerentes a cada ambiente de deposição. Essas relações entre Pb e S mesmo quando comparadas com os dados de outros depósitos, obtidos em estudos pretéritos (Gomes, 1998 – Bacia Una-Utinga; Iyer *et al.*, 1992 – Bacia São Francisco), acompanham este mesmo comportamento (Fig. 43).

De acordo com Ohmoto & Rye (1979), esse tipo de *trend* é dificilmente explicado por um modelo biogênico, mas facilmente entendido se tanto o enxofre como os metais forem derivados de uma fonte mais radiogênica e outra menos radiogênica. As temperaturas obtidas através de inclusões fluidas inviabilizam um processo bacteriogênico.



Figura 43 - Correlação entre os valores das assinaturas isotópicas de enxofre e chumbo relativos às galenas nos depósitos de: Campo Alegre (CA), Lajeado de Baixo (LBX), Mina do Zezinho (MZ), Zé Rocha (ZR), Nova Redenção (NR), Irecê (IL), Morro do Gomes (MG), Montalvânia - MM (MM3, 5 e 6 - Iyer *et al.*, 1992), Itacarambí - Ita (MM1, 2, 4 e I - Iyer *et al.*, 1992), e porção sul da Bacia São Francisco - BSF (MM7 a 10, 12 e 16 - Iyer *et al.*, 1992). Esses dados mostram uma relação do Pb radiogênico com os valores mais leves de enxofre, segundo dois trends: um com pequena variação do S em relação à de Pb associada à elipse vermelha, e outra com maior variação de S em comparação com o Pb, delimitada pela elipse azul.

7.5.2. Isótopos de Rubídio e Estrôncio

Na água do mar, as razões de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr variam ao longo do tempo geológico e são controladas, principalmente, pela mistura de estrôncio de rochas siálicas da crosta continental, rochas vulcânicas e carbonatos marinhos, além da circulação hidrotermal ao longo das dorsais meso-oceânicas (Faure, 1986). A

composição isotópica de Sr nos carbonatos marinhos é considerada como representativa da água do mar no tempo de sua deposição (Veizer, 1983). A representação dos valores obtidos de 87 Sr/ 86 Sr e δ^{13} C nas amostras mais preservadas relativas ao Supergrupo São Francisco referente às áreas de Serra do Ramalho, Montalvânia, Irecê, Nova Redenção, Vazante e Morro Agudo, por Misi *et al.* (2002a), encontram-se ilustrados na figura 44.



Figura 44 – Gráficos mostrando a variação isotópica de 87 Sr/ 86 Sr e δ^{13} C da água do mar durante os últimos 800 Ma (Kaufman, 1998). Os triângulos indicam as glaciações estimadas ao longo do tempo geológico e os retângulos em vermelho representam os valores obtidos nas amostras mais preservadas de carbonato do Supergrupo São Francisco por Misi (1999) e Misi *et al.* (2002a).

Análises de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr realizadas por Martins (2001) em **fluoritas**, mostraram assinaturas mais elevadas em Montalvânia (0,71498 a 0,72015), que em Serra do Ramalho (0,70839 a 0,71248). As fluoritas de Serra do Ramalho são relativas aos depósitos de Campo Alegre (0,71078), Morro Preto, Morro dos Porcos e Santo Antônio, e as de Montalvânia foram obtidas da Mina do Joel. Se esses dados forem comparados com os obtidos na **esfalerita** de Campo Alegre (0,71070 a 0,71522), notaremos uma correlação com as faixas de valores das **fluoritas** de Serra do Ramalho e Montalvânia, embora haja um enriquecimento de Sr na esfalerita, em relação as fluoritas de Serra do Ramalho. Os dados de Sr obtidos nas fluoritas de Campo Alegre (Martins, 2001) são perfeitamente concordantes com as assinaturas relativas as esfaleritas da mesma área. Essas assinaturas de estrôncio mais elevadas em Montalvânia que em Serra do Ramalho podem estar

associadas com uma maior interação fluido-rocha, devido à maior profundidade na parte sul da bacia carbonática, permitindo uma maior tempo de interação, como sugerido pelos dados de inclusões fluidas.

Diversas razões de Sr foram obtidas nas rochas carbonáticas da Fm. Sete Lagoas (Kawashita, 1998; Kaufman et al., 2001; Misi & Veizer, 1998; Powis et al., 2001; Nobre-Lopes, 2002) e Fm. Salitre (Misi & Veizer, 1998). As calcitas que mostraram maior concentração de Sr apresentaram razões isotópicas de Sr mais baixas (Powis et al, 2001). De modo geral, os autores supracitados obtiveram razões menos radiogênicas em calcitas que nas dolomitas, demonstrando a influência da dolomitização nas razões isotópicas. Razões isotópicas de Sr relativas aos calcários (topo da Formação Sete Lagoas), determinadas por Misi & Veizer (1997); Kawashita (1998) e Kaufman et al. (2001), são bem menos radiogênicas (0,70755 a 0,70891) que as obtidas a partir das mineralizações (fluoritas e esfaleritas). Razões muito similares às do topo foram determinadas por Nobre-Lopes (2002) para os calcários da base da Formação Sete Lagoas (0,70756 a 0,70798), e valores mais enriquecidos também foram encontrados nas dolomitas. Similarmente, Powis et al. (2001) obtiveram razões mais radiogênicas nos dolomitos (0,71042 a 0,71204), as quais mostram valores compatíveis com os obtidos nas fluoritas e esfalerita. Essa relação indica que fluidos hidrotermais mineralizantes (salmouras) interagiram com rochas mais radiogênicas, provavelmente do embasamento e/ou sedimentares terrígenas (decorrentes do retrabalhamento do embasamento), e antes de atingirem a unidade carbonática lixiviaram cátions (Pb, Sr, Zn, F, etc.), que participaram dos processos de dolomitização, silicificação, dissolução/colapso e mineralização da rocha encaixante, evidenciando caráter epigenético desses processos. De acordo com Savard & Kontak (1998), os fluidos portadores de metais semelhantes aos de salmouras bacinais são mais radiogênicos que a água do mar e que as rochas encaixantes contemporâneas. Assim, a migração dos fluidos hidrotermais fortemente radiogênicos por sedimentos clásticos pode ter contribuído com pelo menos uma parte dos metais. Kessen et al. (1981) indicam que minerais formados posteriormente à encaixante tendem a possuir razões isotópicas de Sr mais radiogênicas que a hospedeira.

Em relação a Irecê (IL), as razões de Sr determinadas na **pirita** tardia (0,71661 a 0,71960) são mais altas em comparação com as assinaturas do **calcário** do Grupo Una (0,70752 a 0,71173), obtidas por Misi & Veizer (1998), indicando também a participação de fluidos hidrotermais transportadores de ⁸⁷Sr e metais, que mineralizaram a rocha tardiamente (tardi a epigenético). De modo similar aos depósitos estudados na Bacia São Francisco, as razões isotópicas de Sr da pirita são compatíveis com as assinaturas relativas aos **dolomitos** (0,71385 a 0,71776 - Misi & Veizer, 1998) do Grupo Una, sugerindo que os fluidos mineralizantes tiveram participação na dolomitização da rocha encaixante.

As assinaturas isotópicas de Sr da esfalerita e fluorita, quando confrontadas com as razões de Pb das galenas de Serra do Ramalho e Montalvânia, mostram uma relação inversa, ou seja, em Montalvânia as razões de Sr são mais radiogênicas e as de Pb são menos, ao passo que em Serra do Ramalho essas relações

são invertidas. Esse aspecto reforça a indicação de diferentes rochas-fonte para cada área, e/ou a mistura de fluidos, já que as salmouras teriam carreado cátions (Sr, F, Pb, Zn, etc.) do embasamento e/ou rochas sedimentares terrígenas ao interagirem com essas, com diferentes padrões radiogênicos. Entretanto, o estudo de inclusões fluidas mostra não ter ocorrido mistura de fluidos, o que permite relacionar esses dados com a contribuição de diferentes rochas-fonte para cada área. Assim, compatibilidade entre si das elevadas razões de estrôncio encontradas em sulfetos (esse trabalho), fluoritas (Martins, 2001) e dolomitas da rocha encaixante (Kawashita, 1998; Kaufman *et al.*, 2001; Misi & Veizer, 1998; Powis *et al.*, 2001; Nobre-Lopes, 2002), corroboram a indicação de diferentes rochas-fonte dos metais para cada depósito estudado na Bacia São Francisco.

As razões isotópicas iniciais de estrôncio obtidas nos carbonatos foram utilizadas por Misi (1999) para correlacionar quimioestratigraficamente as litologias dos Grupos Bambuí e Una, a partir de amostras bem preservadas (Fig. 45).



Figura 45 – Correlações quimioestratigráficas utilizando as médias das razões de estrôncio entre as rochas dos Grupos Bambuí, Una e Vazante (Misi, 1999).

A confecção de diagramas de 87 Rb/ 86 Sr vs. 87 Sr/ 86 Sr, a partir da análise de sulfetos vem sendo utilizado no auxílio da determinação das idades das mineralizações. As razões de 87 Rb/ 86 Sr e 87 Sr/ 86 Sr obtidas da esfalerita (Serra do Ramalho – CA) e da pirita (Irecê – IL) não forneceram um espalhamento suficiente para permitir a determinação de uma idade isocrônica precisa. Idades de 661± 560 Ma e 300 ± 100 Ma, foram obtidas para Serra do Ramalho e Irecê, respectivamente, as quais mostram erros muito altos. O erro obtido em Irecê foi relativamente menor, possivelmente devido à melhor dispersão dos pontos em relação à reta.

7.6. Mecanismo de Circulação dos Fluidos

Modelos de geração do sistema hidrotermal ainda são muito controversos nos depósitos MVT e IRISH. A expulsão de salmouras bacinais pela compactação dos sedimentos, segundo Bethke (1985), não representa um mecanismo capaz de produzir altas razões de descarga fluidal necessária para gerar calor compatível com temperaturas superiores a 200°C. Normalmente, as temperaturas geradas pelo modelo de migração regional de fluidos por gravidade, a partir de blocos crustais soerguidos em flancos de bacias até porções mais profundas, quando associados aos depósitos MVT, resultam em temperaturas dos fluidos mineralizantes, geralmente inferiores a 150°C (Warren, 2000). Entretanto, o fluxo direcionado pela tectônica compressional através de zonas permeáveis é capaz de permitir o fluxo episódico de fluidos quentes (T >250°C) e pressurizados, que migram lateralmente para fora da zona de colisão e verticalmente por falhas e fraturas (Warren, 2000). A utilização desse modelo tem sido mencionada para explicar a formação de depósitos de Pb-Zn relacionados com a orogenia Variscan (Sardínia, Boni et al., 2000; Ramsbeck -Alemanha, Wagner & Boyce, 2001), Herciniana (Irlanda, Hitzman et al., 1998) e Pan-Africana (Kabwe, Zâmbia; Tsumeb, Kombat, Khusib, Namíbia; Pirajno & Joubert, 1993; Kampunzu et al., 1998; Kamona et al., 1999; Chetty & Frimmel, 2000). Esse mecanismo, segundo Monteiro (2002) e Bettencourt et al. (2001) são compatíveis com os depósitos da faixa Unaí-Vazante, que exibem inclusive uma zonalidade de dados isotópicos da fronte de colisão em direção à zona cratônica (Iyer, 1984; Iyer et al., 1992).

Temperaturas geralmente mais elevadas que 150°C são compatíveis com o modelo convectivo proposto para os depósitos tipo IRISH (Russell, 1978), que associa as mineralizações com falhas e fraturas condutoras dos fluidos mineralizantes. Esses mecanismos são relacionados com sistemas extensionais em grande escala.

Para as áreas estudadas, porém, um modelo utilizado na circulação do sistema hidrotermal pode ser decorrente do soterramento e diagênese das coberturas sedimentares (fonte de calor), que proporcionariam a migração dos fluidos mineralizantes através das falhas e fraturas até rochas permeáveis (dolomitos formados em ambientes rasos – 1° ciclo de sedimentação) em contato com unidades impermeáveis (rochas pelíticas) que serviram de selo. Esse tipo de mecanismo de geração de sistema hidrotermal é associado a modelos clássicos que contêm depósitos de metais em seqüências sedimentares, nos quais salmouras bacinais são expulsas pelo soterramento e compactação das rochas sedimentares (Jackson & Beales, 1967). As condições de paleo-temperatura alta e pressão elevada (300 a 600 bars) sugerem profundidades (3 a 8 km), determinadas pelo estudo de inclusões fluidas para esses depósitos, que corroboram essa idéia. Esse mesmo processo de circulação hidrotermal é descrito por Leach & Sangster (1993) para os depósitos MVT. Nobre-Lopes (2002) atribui ao soterramento e diagênese a ocorrência de vários processos (compactação, estilolitização, dissolução hidrotermal, dolomitização, deposição de sulfetos, fluorita, silicatos e betume) relacionados aos depósitos de Januária (M.G.). A autora salienta que a ausência de rochas ígneas, o controle

da mineralização por falhas e fraturas em associação com unidades com contraste de permeabilidade funcionaram como armadilhas, que permitiram a circulação dos fluidos hidrotermais, imprimindo um padrão regional de dolomitização, o desenvolvimento de brechas de dissolução/colapso e a mineralização.

Para Misi (1999), a presença de vários baixos de anomalias Bouguer (-65 mGal) de formas circulares e ovaladas no Cráton São Francisco, detectadas por Ussami (1993), sugere padrões representativos da existência de corpos graníticos ricos em urânio. Segundo Misi (1999), Misi *et al.*(2000), Misi *et al.*(2005), esses plutões graníticos (HHP- *high heat production granites*) podem reter calor por longos períodos de tempo e liberá-lo durante um episódio de fraturamento, gerando correntes de convecção suficientes para promover a circulação de águas meteóricas em larga escala (Fig. 46). Esses autores destacam ainda que esse modelo de circulação de fluidos proposto para as mineralizações dos Grupos Bambuí e Una são semelhantes ao desenvolvido por Spirakis & Heyl (1996) e Sangster *et al.*(1998) para alguns depósitos de Zn-Pb dos EUA e Canadá.



Figura 46 – Modelo genético esquemático e simplificado para os depósitos de Pb-Zn das coberturas proterozóicas do Cráton São Francisco (Misi, 1999; Misi *et al.*, 2002; Misi *et al.*, 2005).

Entretanto, a fonte de calor responsável pelo aquecimento dos fluidos e o processo que produziu a circulação dos mesmos nas coberturas do Cráton São Francisco e na Faixa Unaí-Vazante ainda são pontos controversos, que necessitam de dados mais consistentes para que seja determinada com maior solidez. Mesmo considerando que granitos ricos em urânio possam liberar calor por longo tempo, com base em idades mínimas de sedimentação (690 Ma) determinadas por Babinski *et al.* (1999) é difícil de se esperar que essas fontes de calor permaneçam por cerca de 1,0 Ga com decaimento radioativo alimentando o sistema

com calor. Os estudos de inclusões fluidas desse trabalho indicam que a associação de T-P pode ser resultante do soterramento dos sedimentos da bacia, como proposto por Nobre-Lopes (2002). Além disso, as razões de Pb muito radiogênicas determinadas nesse estudo, apontam idades arqueanas e paleoproterozóicas (2600 e 2138 Ga, respectivamente) para as fontes dos metais, que são mais antigas que os granitos de 1,7 Ga propostos por Misi (1999), Misi et al. (2000), Misi et al. (2002) como fonte dos metais e de calor. Babinski et al. (1999) e D'Agrella-Filho et al. (2000), obtiveram assinaturas isotópicas de Pb associadas aos carbonatos da Fm. Sete Lagoas, que corroboram a indicação do embasamento Arqueano/Paleoproterozóico como fonte dos metais. As assinaturas anômalas de chumbo obtidas tanto nos carbonatos encaixantes como nas mineralizações sulfetadas indicam fontes comuns para os fluidos mineralizantes e remagnetização (Trindade et al., 2004), e que o Pb foi incorporado pela encaixante durante os processos de resetting do sistema isotópico e remagnetização (ca. 530-500 Ma) das rochas, que muito provavelmente acarretaram na obtenção de diferentes idades para os carbonatos dos Grupos Una e Bambuí pelos diferentes métodos, inclusive em regiões deformadas pelo Evento Brasiliano (Babinski, 2005). Trindade et al. (2004) afirmam que as remagnetizações ocorridas no interior do Cráton São Francisco são contemporâneos ou levemente posteriores à fase de tardia do Evento Brasiliano, e que a reta de regressão das razões isotópicas radiogênicas e não radiogênicas de Pb dos carbonatos encaixantes interceptam a curva de evolução de Stacey & Kramers (1975) em 520 e 2100 Ma, implicando numa forte influência da orogênese Paleoproterozóica (ca. 2,1 Ga) como fonte dos fluidos, até a introdução destes fluidos nos carbonatos. Portanto, esses autores relacionam os eventos de mineralização e remagnetização correlacionados temporalmente associados ao resetting do sistema isotópico no Cambriano, sugerindo que fluidos salinos (determinados por estudos de inclusões fluidas – Gomes, 1998; Gomes et al. 2000; Coelho et al. 2002; Cunha, 1999; Cunha et al. 2000; Martins, 2001; Kyle & Misi, 1997; Monteiro, 2002; Nobre-Lopes, 2002) migraram através das bacias por volta de 520 Ma no final do Evento Brasiliano.

Como as mineralizações estão sem sombra de dúvida controladas por falhas e fraturas, e tendo em vista a ocorrência dos eventos de fusão e dispersão do Gondwana possuírem períodos de superposição temporal (entre 450 e 550 Ma e descontinuamente de 700 a 950 Ma – Condie, 2002) caracterizando o diacronismo desses eventos, é possível que o evento mineralizador tenha ocorrido sob a influência dos dois eventos. Alguns autores (Iyer, 1984; Iyer *et al.*, 1992; Monteiro, 2002; Bettencourt *et al.*, 2001; Chang, 1997), alegam o efeito da orogênese Brasiliana como responsável pela reativação de antigas estruturas do embasamento, e pela migração dos fluidos em direção contrária à fronte de colisão das placas (das margens de dobramento em direção às regiões cratônicas), muito provavelmente relacionadas com as mineralizações da Faixa Unaí-Vazante. Outros autores defendem a idéia de que a tectônica extensional é responsável pelos eventos mineralizadores (Misi, 1999; Misi *et al.*, 2002; Misi *et al.*, 2005), condição essa que parece relacionar-se com os depósitos de Pb-Zn posicionados nas bacias carbonáticas da zona cratônica do São Francisco.

7.7. Comparação com outros depósitos de Pb-Zn encaixados em carbonatos

Na literatura é comum a caracterização tipológica de depósitos de Pb-Zn hospedados em rochas carbonáticas associar-se a clássicos modelos metalogenéticos (Tab. 13). A tentativa exaustiva em associar os depósitos estudados com aqueles clássicos, tem acarretado muitos problemas na construção de modelos exploratórios, levando muitas vezes a simplificações que desviam a real expectativa do potencial mineral.

Tipo da epigenética e <i>stratabound</i> epigenético, <i>stratabound</i> singenético, estratificado e	singenético, estratificado e stratabound	
Mineralização		
Rochas Hospedeiras Dolomitos, raramente calcários Dolomitos e calcários Folhelhos, siltitos, calcário	s, dolomitos	
Ambientemarinho pouco profundo, flancos de marinho raso / bacinallacustre (águas rasas) o	lacustre (águas rasas) ou marinhos	
bacia restritos		
Contextobacia de foreland (plataformasbacias marginaisRiftesoceânicosativo	s e riftes	
Geotectônico cratônicas indeformadas) continentais reativados		
IdadeProterozóico, FanerozóicoCarbonífero InferiorProterozóico		
Controles Principais Paleokarsts, paleoaltos Estratigráficos, estruturais (falhas destruturais (falhas normais) estratigráficos, paleogeográficos, paleogeogeogeogeogeogeogeogeogeogeogeogeoge	ı, ificos	
Texturas etextura em zebra, preenchimento deSubstituição e preenchimento da rxSedimentares - bandamento	is	
Estruturas espaços vazios (disseminada e (disseminada e maciça). hospedeira composicionais (entre enca	ixante e	
maciça), brechas de colapso. dos sulfetos minério e laminações cruza	das)	
Metamórficas - recristaliza	;ão,	
mobilização por dissolução	sob pressão,	
transposição		
AlteraçõesDolomitização e brechação,Pré-mineralização - dolomitizaçãoSin-mineralização - silicifi	cação,	
Hidrotermaisdissolução da hospedeira,e silicificaçãosericitização, substituição p	or siderita e	
cristalização de feldspato e argilas <u>Sin-mineralização</u> - dolomitização ankerita, turmalinização		
Temperatura 70° a 150°C 70° a 250°C 200° a 300°C		
Salinidade15 a 35% eq. peso de NaCl10 a 25% eq. peso de NaCl8 a 14% eq. peso de NaCl		
Origem do S Água do mar, evaporitos, matéria Sulfatos da água do mar e Sulfatos da água do mar		
orgânica com enxofre hidrotermal		
Origem dos Metais Fontes crustais (embasamento) Embasamento logo abaixo dos Embasamento, seqüências	sedimentares	
depósitos, <i>red beds</i> (crosta) derivadas		
Geração do Sistema Compactação através de fluxo Convecção profunda dirigida por Convecção profunda ou b	ombeamento	
Hidrotermal contínuo ou episódico por gradiente extensão (falhas e fraturas) sísmico por meio de falh	as normais e	
de pressão, ou gravidade (tect. fraturas		
placas)		
Mecanismos de Mistura de fluidos (metais e S Mistura de fluidos e aumento de pH Mistura de fluidos (descar	ga do fluido	
Precipitação transportados juntos no mesmo devido à dissolução dos carbonatos. metalífero no fundo oceân	ico e mistura	
fluido) e mudanças físico-químicas. Redução do S: orgânica e com a coluna d'água re	eduzida com	
Redução do S: bacteriana e inorgânica H_2S).		
inorgânica Redução do S: orgânica e i	ıorgânica	

Tabela 13 - Principais características dos depósitos tipo SEDEX, MVT e IRISH (Modificado de Monteiro, 1997).

Os depósitos de Pb-Zn de Montalvânia-Januária-Itacarambí foram previamente comparados aos depósitos do Tipo Mississippi Valley (MVT) por Robertson (1963), Amaral (1968), Dardenne (1978), Iyer (1984), Iyer *et al.* (1992), Dardenne & Schobbenhaus (2001), e sin-sedimentar a diagenético por Beurlen (1973). Os depósitos das bacias carbonáticas do Cráton São Francisco e os da Faixa Unaí-Vazante foram considerados mais semelhantes aos do Tipo IRISH por Misi (1999), Misi *et al.* (2002), Misi *et al.* (2005). Os depósitos da Faixa Vazante-Paracatu foram também comparados aos depósitos MVT (Amaral, 1968; Rigobello *et al.*, 1988; Iyer *et al.*,1992), aos tipos SEDEX (Misi *et al.*, 1996; Freitas-Silva & Dardenne, 1997) e aos tipos IRISH (Hitzman, 1995; Hitzman, 1997; Cunha, 1999; Cunha *et al.*, 2000; Misi *et al.*, 1999; 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2001). O depósito de Vazante, diferentemente dos outros depósitos da Faixa Unaí-Vazante possui minério willemítico, sendo por isso classificado como "Tipo Vazante" por Monteiro (2002).

Diversas ocorrências de Pb-Zn-F associadas aos Grupos Bambuí e Vazante foram estudadas por Beurlen (1973; 1974), que observou em todas elas a transição de uma fácies carbonática pura para uma unidade terrígena margosa ou evaporítica, evidenciando um forte controle estratigráfico. Segundo este autor, as mineralizações resultaram de processos diagenéticos e sin-sedimentares durante o ciclo de sedimentação Bambuí.

Os depósitos de Pb-Zn do Grupo Bambuí possuem mineralizações de esfalerita e galena, associada com fluorita, e eventualmente barita, com proporções variáveis em cada área, caracterizando um zoneamento mineralógico com predomínio de galena e esfalerita à sudoeste, próximo a Januária e Itacarambí, e de fluorita em Montalvânia e Serra do Ramalho (Dardenne, 1979; Dardenne & Freitas-Silva, 1998). As principais características desses depósitos, que levaram os diversos autores a classificá-los como MVT é a associação de mineralizações epigenéticas de chumbo e zinco encaixadas em carbonatos. De acordo com Iyer (1984), Iyer *et al.* (1992), Dardenne & Freitas-Silva (1998), Dardenne & Schobbenhaus (2001), a reunião de características geológicas, geoquímicas e isotópicas desses depósitos permite a comparação com os depósitos MVT. Um modelo de circulação de fluidos semelhante ao de fluxo por gravidade relacionado aos depósitos MVT é proposto por Chang (1997), no qual uma infiltração de fluidos meteóricos teria ocorrido durante e após o evento compressivo.

Em Itacarambí, na Mina do Fabião, estudos de inclusões fluidas em fluorita realizados por Dardenne & Freitas-Silva (1998) caracterizam fluidos de natureza aquo-carbônicas, com salinidades altas (15 a 30% eq. peso de NaCl), e temperaturas moderadas (100° a 200°C).

Estudos anteriores realizados por Martins & Coelho (2001) em fluoritas de Serra do Ramalho e Montalvânia, indicaram fluidos moderadamente salinos (~12 e 10% eq. peso NaCl, respectivamente) com temperaturas moderadas a altas (120° a 310°C). Esses autores caracterizaram a mineralização de fluorita estudada pela ação de um modelo de circulação de fluidos convectivos, comparados com os depósitos de Coahuila do México (Mantos Mexicanos). Entretanto, os dados obtidos nesse trabalho mostram uma faixa de temperatura mais baixa (~132° a 212°C, com moda de 150° para Serra do Ramalho e 160°C para Montalvânia), e salinidades com variações semelhantes em Serra do Ramalho, apesar do valor modal ser mais baixo (10% eq. peso NaCl), e em Montalvânia, valores mais altos (~10 a 14% eq. peso NaCl, e moda de 12%). Dada à caracterização petrográfica das fluoritas e esfaleritas estudadas em Serra do Ramalho (ambas epigenéticas contemporâneas) e das fluoritas de Montalvânia, a relação entre os dados de temperatura e salinidade comparados com os principais modelos metalogenéticos (MVT, SEDEX e IRISH) (Fig. 42), mostram uma similaridade com os depósitos tipo IRISH.

As mineralizações de Pb-Zn do Grupo Una, na Bacia Irecê, são constituídas por galena, esfalerita e pirita, associadas com barita e quartzo, sendo caracterizadas por Misi & Kyle (1994) e Kyle & Misi (1997) como associadas à diagênese tardia, relacionadas com mistura de salmouras bacinais quentes e água meteórica, a partir de dados de inclusões fluidas (temperaturas de ~140° a 200°C e salinidades de ~3 a 10% eq. peso NaCl) e da associação com calcitas de origem meteórica. Os dados de temperatura são na maioria altos para os depósitos MVT e baixos para o SEDEX, e as salinidades muito baixas para MVT e IRISH (Fig. 42). Em Nova Redenção, na Bacia Una-Utinga, as mineralizações de galena (secundariamente cerussita) e esfalerita, associada com pirita e barita são caracterizadas por fluidos de salinidade relativamente alta (~10 a 25% peso NaCl com moda de 24%, sendo que ~88% das medidas ficam entre 19 e 25% em peso NaCl) e temperaturas moderadas (80° a 210°C com moda de 185°C, sendo que 85% das medidas estão entre 140° e 190°C). As altas salinidades estão relacionadas à dissolução de evaporitos por águas meteóricas e/ou à incorporação de salmouras conatas (Gomes, 1998; Gomes et al., 2000). De acordo com Leach & Sangster (1993), em muitas bacias sedimentares as altas salinidades das salmouras podem ser resultantes da dissolução de evaporitos, da interação com salmouras residuais evaporíticas ou da infiltração de águas superficiais evaporativas, embora na sequência hospedeira não estejam presentes níveis evaporíticos em muitos depósitos MVT. A ausência de evaporitos pode indicar que estes foram completamente dissolvidos (Leach et al., 2001).

As assinaturas isotópicas de Pb (galena) determinadas por Iyer (1984) e Iyer *et al.* (1992) mostraramse bastante radiogênicas (206 Pb/ 204 Pb = 18,9 a 36,4) nos depósitos da Bacia São Francisco (Grupo Bambuí), caracterizados como tipo J, enquanto que as razões de Pb das galenas da Faixa Vazante-Paracatu (Grupo Vazante) forneceram valores bem menos radiogênicos (206 Pb/ 204 Pb = 17,6 a 19,9 - fonte paleoproterozóica), e mostraram um zoneamento de oeste para leste, segundo o método de Kuo & Follinsbee (1974), que utiliza as razões ($^{206+207)}$ Pb/ 204 Pb e 208 Pb/ 204 Pb. O zoneamento mostra uma associação com a zona de falha ao longo de Vazante-Paracatu, a partir da qual, as assinaturas de Pb tornam-se mais radiogênicas. A diferença do caráter radiogênico entre essas regiões, segundo Iyer *et al.* (1992) é atribuída a processos de mistura incompleta de soluções contendo chumbo anômalo (radiogênico) e comum (não radiogênico), que interagiram com rochas do embasamento em diferentes intervalos de tempo e intensidades. Já Freitas-Silva (1996) considera que esses dados representam dois grupos relacionados a eventos mineralizantes distintos: um pré- a Brasiliano (Faixa Vazante-Paracatu), e outro tardi- a pós-Brasiliano (450 a 550 Ma). As mineralizações do Grupo Bambuí são caracterizadas pela lixiviação de Pb radiogênico de granito-gnaisses do embasamento, devido à ação de fluidos regionais originados em pacotes sedimentares subjacentes ao Grupo Bambuí (Freitas-Silva & Dardenne, 1997; Dardenne & Schobbenhaus, 2001). De acordo com Misi *et al.*(1999), Misi (1999), esse conjunto de dados de chumbo em um mesmo depósito é bastante uniforme, porém entre os depósitos exibe uma grande variação, o que pode refletir uma forte influência do embasamento subjacente aos depósitos.

Como em muitos depósitos MVT, as razões de chumbo das ocorrências estudadas nas Bacias São Francisco e Irecê possuem uma grande heterogeneidade se observadas em conjunto, porém apresentam boa homogeneidade se analisadas individualmente. De qualquer modo, as assinaturas isotópicas de chumbo são bastante radiogênicas (chumbo anômalo - Tipo J), o que impossibilita a determinação da idade da mineralização. Porém, a obtenção de uma isócrona secundária permitiu determinar fontes de chumbo antigas em Serra do Ramalho (arqueana) e Irecê (paleoproterozóica) (Figuras 27 e 28). Os dados de Montalvânia, são pouco radiogênicos e se associados aos dados de Serra do Ramalho definem uma reta que intercepta a curva de Stacey e Kramers (1975) em cerca de 500 Ma e 2.100 Ma. O posicionamento de todas as razões de chumbo obtidas acima da curva de evolução de Stacey e Kramers (1975), indica uma fonte com razões ²³⁸U/²⁰⁴Pb relativamente altas.

Outras características entre os depósitos estudados e os MVT são semelhantes: a ausência de atividade ígnea associada as mineralizações, natureza das rochas hospedeiras (carbonatos de ambiente marinho raso e permeáveis), silicificação, dolomitização e dissolução culminando com brechação são feições comuns, mineralização epigenética, migração dos fluidos mineralizantes através falhas e fraturas que ao encontrar rochas de maior permeabilidade (ex: dolomitos) possibilita a deposição do minério. Contudo, tais características não são exclusivas desses tipos de depósitos, os depósitos tipo IRISH também compartilham dessas características o que torna difícil a classificação dos depósitos hospedados em carbonatos (Sangster, 1990; Sangster & Leach, 1993). A associação da mineralização com ambiente extensional é outro aspecto comum dos depósitos estudados com os do tipo IRISH.

Embora sejam feitas correlações dos depósitos estudados com os principais modelos metalogenéticos clássicos (MVT, IRISH e SEDEX), o principal em modelar não é criar associações tendenciosas com os grandes modelos pré-estabelecidos, e sim determinar os principais parâmetros que caracterizam a mineralização (principalmente fonte – transporte – deposição).

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

8. Conclusões

O Cráton do São Francisco tem sido alvo de pesquisas científicas há muitos anos e vários avanços foram conquistados, contudo, diversos aspectos ainda permanecem em discussão (fundamentados apenas em hipóteses), indicando que uma maior concentração de esforços pela comunidade científica deve ser realizada para dirimir as muitas dúvidas a respeito da evolução geológica deste segmento crustal.

Este trabalho visa contribuir acerca da possível gênese das mineralizações associadas à complexa história de evolução dos sedimentos de cobertura do Cráton São Francisco, já que diversos autores propõem diferentes modelos metalogenéticos para essas mineralizações, com a preocupação em caracterizá-los dentre um dos tipos clássicos propostos pela literatura (MVT, IRISH, SEDEX). Tendo em vista que os depósitos estudados possuem características similares aos depósitos MVT e IRISH, a proposta é tentar estabelecer, com base nos dados obtidos das áreas estudadas nesse trabalho e de outros, a caracterização dos processos que fundamentam a gênese dos depósitos minerais compreendendo fonte-transporte-deposição.

As mineralizações ocorrem comumente preenchendo espaços vazios: veios, disseminações, bolsões; além de cimentando brechas de dissolução e colapso (com exceção de Irecê), sendo de modo geral caracterizadas como do tipo *stratabound*, tardi-diagenética a epigenética, e também sin-sedimentar em Irecê. Todos os depósitos estudados possuem mineralização sulfetada constituída essencialmente por esfalerita, galena e pirita, associados principalmente com dolomita, calcita e quartzo, com exceção de Zé Rocha, cujo minério é a barita, sendo que a galena é subordinada. A predominância do minério em alguns depósitos é de zinco (Campo Alegre, Montalvânia e Irecê) e outros de chumbo (Lajeado de Baixo). A pirita também ocorre em concentrações distintas nos depósitos, sendo representativa apenas em Irecê.

As mineralizações estudadas nas Bacias São Francisco e Irecê guardam muitas semelhanças com outros depósitos que ocorrem nessas mesmas bacias e também na Bacia Una-Utinga. As mineralizações estão associadas com um ambiente sedimentar de exposição subaérea (gretas de ressecamento, estromatólitos, sílica tipo *lengt-slow* correspondentes a antigos sulfatos) relacionado com o final do 1º megaciclo transgressivo-regressivo, nos topos das Formações Sete Lagoas (Bacia São Francisco) e Salitre (Bacias Irecê e Una-Utinga), onde ocorrem unidades porosas e permeáveis, que abrigam os minérios, limitadas por fáceis impermeáveis, que dificultaram e/ou impediram a circulação do fluido mineralizante.

Um importante controle das mineralizações é o estrutural, marcado pela presença de falhas e fraturas predominantemente NW-SE, provavelmente relacionadas a estruturas profundas do embasamento, que

estiveram ativas durante e após a sedimentação. O registro da ativação sinsedimentar dessas estruturas dentre as áreas estudadas ocorre apenas na região de Irecê (IL).

Essas estruturas foram de fundamental importância na formação do minério, haja vista que propiciaram a circulação dos fluidos hidrotermais através de um extenso sistema hidrodinâmico em diferentes tempos (sinsedimentares/Irecê e tardi-diagenéticos a epigenéticos/todos os depósitos inclusive Irecê) durante o soterramento das unidades permeáveis, gerando dolomitização, silicificação, dissolução/colapso e mineralização, dentre outros, nas rochas encaixantes. As dolomitas possuem razões isotópicas de Sr mais radiogênicas que as calcitas (micrita), indicando uma influência nas razões isotópicas decorrente da ação dos fluidos hidrotermais na dolomitização. As assinaturas de Sr das dolomitas são compatíveis com as do minério (esfalerita, pirita e fluorita) em cada área estudada, sugerindo que os mesmos fluidos hidrotermais que dolomitizaram a rocha também transportaram cátions (Zn, Pb, Sr, F, Ag, Fe), que formaram as mineralizações.

Em Montalvânia as razões isotópicas de estrôncio são mais elevadas que em Serra do Ramalho, decorrendo possivelmente de uma maior tempo de interação fluido-rocha na parte sul da bacia carbonática devido à sua maior profundidade, como sugerido pelos dados de inclusões fluidas.

Portanto, não restam dúvidas quanto a grande importância de tais estruturas no processo de formação do minério, condicionadas à tectônica atuante na bacia, promovendo a circulação dos fluidos mineralizantes.

Em vista do que foi anteriormente exposto é possível sugerir para as mineralizações estudadas, alguns fatores-guia de prospecção: associação com rochas dolomitizadas e comumente brechas; ambiente evaporítico de uma seqüência transgressivo-regressiva, zonas de fraturas de direção geral NW-SE.

Todas as áreas estudadas apresentam temperaturas moderadas e mesma composição dos fluidos (sistema NaCl-CaCl₂-H₂O) com salinidades baixas a moderadas, indicando que os fluidos mineralizantes de cada área estudada possuem capacidades similares de lixiviação e transporte dos metais, sendo portanto a fonte dos metais e a tectônica da bacia os fatores diferenciais na formação do minério em cada depósito.

As assinaturas isotópicas de chumbo determinadas em cada área, apesar de mostrarem-se diferentes em cada alvo são, de modo geral, homogêneas (com exceção de Irecê – IL), havendo uma pequena variação na área de LBX situada mais ao norte da Bacia São Francisco (mais rasa), sugerindo uma maior influência das rochas do embasamento, já que a redução da profundidade desfavorece a interação fluido-rocha durante o transporte dos metais pelos fluidos mineralizantes, para promover o retrabalhamento físico-químico dentro das zonas de deposição. De modo geral, a homogeneidade dessas assinaturas relativa a cada área estudada é consistente com uma única fonte para cada um desses, ou com múltiplas fontes bem homogeneizadas. A

baixa homogeneidade das razões de Pb de Irecê pode ser também devido a uma mistura de fontes, ou heterogeneidade da rocha-fonte.

Ainda que as assinaturas de chumbo (tipo J) obtidas nas áreas estudadas possuam caráter muito radiogênico (fonte na crosta superior), foi possível determinar a idade das fontes em Serra do Ramalho e Irecê através de isócronas secundárias, as quais indicaram respectivamente idades de 2.600 e 2.138 Ma. O elevado caráter radiogênico aliado a diferentes valores das assinaturas de Pb obtidas para cada alvo, típicas da crosta superior, indicam diferentes rochas do embasamento do Cráton São Francisco como fonte dos metais, o que é corroborado por razões elevadas de estrôncio, compatíveis entre si, encontradas nos sulfetos. Essa variação de rochas do embasamento com características isotópicas distintas, se deve possivelmente, aos vários processos de fissão e fusão dos continentes ocorridos ao longo da história evolutiva do planeta.

Na área de Montalvânia, apesar dos valores pouco radiogênicos do chumbo somente se associados aos dados de Serra do Ramalho estes definem uma reta que intercepta a curva de Stacey e Kramers (1975) em cerca de 500 Ma e 2.100 Ma. Esses dados, podem refletir: (i) a presença de rochas do embasamento menos radiogênicas, (ii) uma mistura de chumbo mais radiogênico das rochas do embasamento, com chumbo menos radiogênico dos sedimentos sobrejacentes, decorrente do maior tempo de interação fluido-rocha devido a maior profundidade da bacia (maior espessura dos sedimentos), (iii) ou de um maior tempo de interação do fluido com a rocha do embasamento, capaz de permitir a lixiviação do chumbo menos radiogênico ligado mais fortemente à estrutura do mineral hospedeiro (ex: K-feldspato).

Portanto, de modo geral, devido à natureza radiogênica dos dados obtidos, e principalmente das altas razões de ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb e ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb determinadas em todos os depósitos estudados, essas assinaturas são típicas da crosta superior, e as diferentes razões obtidas para cada alvo indicam fontes distintas (embasamento e/ou sedimentos) com idades Arqueana (SR) - Paleoproterozóica (Irecê), podendo haver contribuição de fontes mais novas (MZ e ZR – mistura com sedimentos) para os metais, em porções mais profundas da bacia, cuja relação fluido-rocha é favorecida, permitindo a lixiviação e transporte pelo fluido mineralizador de Pb mais fortemente ligado ao mineral hospedeiro. A linearidade das razões de ^{206/207}Pb sugere uma mistura de fontes (diferentes rochas do embasamento ou associação com sedimentos retrabalhados).

A distribuição geográfica das razões isotópicas de Pb obtidas nas áreas estudadas, dentro de cada bacia (São Francisco e Irecê), mostra uma tendência de enriquecimento radiogênico no sentido de sul para norte denotando um zoneamento. Ou seja, um *trend* com assinaturas mais radiogênicas de Pb à nordeste da Bacia São Francisco, cuja tendência ocorre no sentido Montalvânia \rightarrow Serra do Ramalho (MZ \rightarrow CA \rightarrow LBX), e na Bacia Irecê, de Morro do Gomes em direção a Irecê (MG \rightarrow IL). Esse zoneamento do Pb pode decorrer da presença de diferentes composições isotópicas das rochas fonte (embasamento

Arqueano/Paleoproterozóico e sedimentos retrabalhados), ou da rocha-fonte ao sul ser mais antiga (Krahn & Baumann, 1996), ou ainda de ter havido uma mistura de fontes (como mencionado anteriormente) na porção onde a bacia tem maior profundidade.

O decréscimo da profundidade da Bacia São Francisco em direção ao norte, determinado por diversos estudos prévios (geofísico, isotópico e perfuração de poços), foi confirmado nas áreas estudadas pela modelagem de inclusões fluidas, através da determinação do gradiente geotérmico da época associada com as condições de temperatura e pressão reinantes.

Isoladamente, os depósitos estudados em cada alvo não exibem uma correlação entre as assinaturas isotópicas de enxofre e de chumbo obtidos de galenas, o que indica que ambos possuem fontes diferentes. Porém, se analisarmos os depósitos entre si, percebemos que existe uma correlação entre esses elementos, de modo que, as razões isotópicas de Pb mais radiogênicas tendem a relacionar-se com valores de δ^{34} S mais leves através de dois *trends* em que: (i) um deles associa razões de Pb que possuem, uma maior variação que as razões de enxofre, e (ii) outro com essa relação inversa. As diferenças entre os valores máximos e mínimos de enxofre relativos a cada *trend* são iguais e da ordem de 13‰ CDT, sugerindo que mesmo que os valores absolutos não sejam iguais, existe uma relação entre suas fontes e os processos de formação dos sulfetos, guardando suas particularidades físico-químicas intrínsecas ao ambiente de deposição de cada depósito. Além disso, o *trend* que possui relativamente menor variação de Pb que enxofre, de acordo com os dados disponíveis, associa depósitos com valores modais de salinidades e temperaturas mais elevados (ZR =15% e 190°C e NR =23% e 185°C), que o outro *trend* com maior variação de Pb que enxofre (LBX, IL, CA e MZ), conferindo aos fluidos de ZR e NR uma condição mais efetiva para lixiviação e transporte de metais, inclusive em minerais com razões mais baixas de Pb (ligados mais fortemente).

Uma outra característica que pode ser sugerida a partir da relação inversa entre Pb e S, entre os depósitos, é uma pequena contribuição de parte do enxofre transportado junto com os metais, e que o evento mineralizador foi de grande escala sendo regulado pelo efeito da tectônica atuante nas bacias, guardando as particularidades inerentes a cada ambiente de deposição.

As assinaturas isotópicas de enxofre em sulfetos e sulfatos em Serra do Ramalho-Montalvânia e Irecê são homogêneas e altamente positivas. A elevada magnitude das assinaturas relativas aos sulfatos nessas áreas indica a água do mar como fonte do enxofre, associada a uma restrição do ambiente, responsável pelo enriquecimento de ³⁴S em comparação com a água do mar no Neoproterozóico. Essa interpretação baseia-se nos dados de δ^{34} S obtidos na barita de ZR (único local das áreas estudadas na Bacia São Francisco que possui sulfato), que comparados com os traços de sulfato determinados na encaixante (topo da Fm. Sete Lagoas nas Pedreiras Sambra e Paraíso) por Kaufman *et al.* (2001), mostraram concordância de valores. Quando comparado com os dados de Nova Redenção, as razões de δ^{34} S relativas aos sulfatos, sugere uma restrição maior entre as bacias carbonáticas do Cráton São Francisco de sul para norte. Ou seja, os dados obtidos em Montalvânia-Serra do Ramalho (Bacia São Francisco) são mais pesados que os de Nova Redenção na Bacia Una-Utinga, que por sua vez são mais enriquecidos em ³⁴S que na Bacia Irecê. Essa relação expressa possivelmente, a ação diferencial da tectônica em cada bacia, capaz de reativar antigas estruturas basculando blocos, e criando ambientes mais restritos nos locais mais afetados por ela, onde as seqüências carbonáticas são mais espessas. As condições de restrição paleogeográfica das bacias em direção ao norte é corroborada pelo enriquecimento nas assinaturas isotópicas de δ^{13} C e δ^{18} O nessa direção. Essa situação se inverte à oeste da Bacia São Francisco, cujos dados decrescentes são compatíveis com mares mais abertos e ventilados.

Assim como as assinaturas de enxofre tornam-se mais leves para norte (sentido Montalvânia-Serra do Ramalho), o fracionamento do sulfato-sulfeto aumenta nesse sentido (MZ \rightarrow CA \rightarrow LBX) de modo proporcional, a uma taxa de 4‰, indicando a existência de um ambiente fechado, homogêneo e em equilíbrio físico-químico, onde o reduzido tempo de interação fluido-rocha, nos depósitos posicionados nas porções mais rasas da bacia (norte), favorece o enriquecimento de ³²S. O depósito de ZR, apesar de estar mais ao sul da área de estudo na Bacia São Francisco, possui um fracionamento maior, embora mantenha a taxa de 4‰, pois encontra-se posicionado em um nível estratigráfico mais elevado (Fm. Serra de Santa Helena) que os demais depósitos (Fm. Sete Lagoas), sendo consistente com assinaturas mais leves de enxofre.

Os altos valores de enxofre encontrados nos sulfetos, quando associados com temperaturas moderadas (geralmente acima de 150° C) determinadas nos depósitos estudados (inclusões fluidas), indicam a redução termoquímica como processo de redução do enxofre. Os traços de sulfato presente nos carbonatos encaixantes e/ou em minerais evaporíticos teriam sido incorporados aos fluidos hidrotermais, que já estariam transportando pequenas quantidades de enxofre (sulfetos de rochas subjacentes), quando esses percolaram por essas rochas. Os fluidos hidrotermais, normalmente levemente alcalinos a pouco ácidos, ao carregarem metais através de complexos clorados, e ao encontrarem unidades carbonáticas permeáveis, reagiram, aumentando o pH, e em condições de baixa fO_2 precipitaram os sulfetos e fluorita.

A causa do movimento dos fluidos mineralizantes ainda é um ponto controverso, existindo na literatura, diferentes modelos de geração do sistema hidrotermal para justificar sua circulação nas bacias sedimentares e formar depósitos de sulfetos. Embora sejam necessários mais estudos para melhor aferir esse mecanismo, sugere-se que levando-se em consideração importantes aspectos das áreas mineralizadas, uma correlação com o soterramento de rochas permeáveis e a circulação dos fluidos pode ser feita: (1) a ausência de corpos ígneos próximos das áreas estudadas, (2) a Terra possuía um gradiente geotérmico mais elevado (adotado nesse trabalho como 50°C/km), (3) a maior parte das mineralizações de Pb-Zn posicionadas no

Cráton São Francisco são de origem tardi-diagenética a epigenética (exceção de parte da mineralização de Irecê), e que (4) o tectonismo propiciou a reativação de falhas e fraturas antigas e profundas, que propiciaram a movimentação de um extensivo sistema hidrodinâmico, no qual a migração de fluidos (aquecidos e salinizados) em larga escala foram fundamentais nos processos de dolomitização, silicificação, dissolução hidrotermal e mineralização. Trabalhos refinados de diagênese no depósito de Januária (Nobre-Lopes, 2002), associam também a ocorrência dos processos supracitados à circulação de fluidos hidrotermais durante o soterramento.

As unidades rochosas permeáveis aliadas à falhas e fraturas controlaram a migração dos fluidos (vertical e lateralmente) e a precipitação do minério, funcionando como trapas. A influência da atividade hidrotermal nos depósitos minerais sugere que as rochas carbonáticas mineralizadas devem também ser estudadas sobre o ponto de vista diagenético, com especial enfoque onde as rochas estão dolomitizadas, sofreram dissolução e colapso (brechação).

Com base nas dificuldades de construção do modelo matalogenético para as áreas estudadas, e da correlação com outras mineralizações de Pb-Zn similares encaixadas em carbonatos do Cráton São Francisco e Faixa Unaí-Vazante, alguns estudos são recomendados para melhor aferir o modelo proposto: microssonda eletrônica, fotomicrografías com luz ultravioleta, traços de sulfato nos carbonatos encaixantes da mineralização, estudos de inclusões fluidas nos outros depósitos de Pb-Zn que ocorrem na Bacia São Francisco, Morro do Gomes, Melancias e Caboclo.

Referências

- ALKMIM, F.F. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R. & BRITO-NEVES, B.B. (Orgs.), Geologia do Continente Sul-Americano:evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, p. 17-35, 2004.
- ALKMIM, F.F. & MARTINS-NETO, M.A. Bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In:* PINTO, C.P. & MARTINS-NETO, M.A. (eds). Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos minerais, Belo Horizonte, SBG/MG, 2001, p. 9-30.
- ALKMIM, F.F. & MARSHAK, S. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. Precambrian Reseach, v. 90, p. 29-58, 1998.
- AMARAL, G. Resultados preliminares do estudo sobre a mineralização e composição isotópica do chumbo em galenas de depósitos encaixados no Grupo Bambui. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 1968, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG, Belo Horizonte, p.51-53.
- AMARAL, G. & KAWASHITA, K. Determinação da idade do Grupo Bambui pelo método Rb/Sr. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967, Anais..., SBG, p. 214-217.
- BABINSKI, M. A idade do Supergrupo São Francisco: revisão e implicações nas glaciações Neoproterozóicas. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3, 2005, Salvador. Anais... Salvador: SBG-BA/SE e SGM, p. 135-138. 2005.
- BABINSKI, M.; LIU, D.; TRINDADE, R. I. F.; BRITO NEVES, B. B. & SANTOS, R. V. Idade e proveniência dos sedimentos glaciais da Formação Bebedouro, Cráton do São Francisco, com base em dados U-Pb SHRIMP em zircões detríticos. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004, Araxá, MG. Anais..., SBG, CD-Rom, 2004.
- BABINSKI, M. & KAUFMAN, A.J. First direct dating of a Neoproterozoic post-glacial cap carbonate. *In:* SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador: IRD/CPRM, v. 1, p.321-323, 2003.
- 9. BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R. & CHEMALE Jr., F. Pb/Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the San Francisco Basin, Brasil: implications

for the mobility of Pb isotopes during tectoninsm and metamorphism. **Chemical Geology**, v. 160, p.175-199, 1999.

- BABINSKI, M. Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí na porção sul da Bacia do São Francisco. 1993 (Tese de Doutoramento). 133 f., IPEN, 1993.
- BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R.; CHEMALE Jr, F.; BRITO NEVES, B.B. & ROCHA, A.J.D. Idade isocrônica Pb-Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, Morro do Chapéu, Bahia. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, 1993, Salvador. Anais... Salvador: SBG-BA/SE e SGM, p. 160-163. 1993.
- BACHINSKI, D.J. Bond strength and sulfur isotopic fractionation in coexisting sulfides. Economic Geology, v.64, p.56-65, 1969.
- BAKKER, R.J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. Chemical Geology, v. 197, p. 3 – 23, 2003.
- BARBOSA, O. Série Bambuí. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 9, 1965. Anais... Rio de Janeiro: SBG, 1965.
- 15. BARTON, P.B. Jr; BETHKE, P.M. & TOULMIN, P. Equilibrium in ore deposits. Mineralogical Society of America, v. 1, p. 171-183. 1963.
- BARTON, P.B. Jr. Sulfide petrology. Mineralogical Society of América Special Paper, v. 3, p. 197-198, 1970.
- 17. BETHKE, C.M. A numerical model of compactation-driven groudwater flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins. Journal of Geophysical Research, v. 80, p. 6817-6828, 1985.
- BEURLEN, H. Sobre a origem singenético-sinsedimentar de alguns corpos mineralizados em chumbo, zinco e fluorita no Grupo Bambuí e dispersão geoquímica primária dos elementos mineralizantes. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1974. Anais... Porto Alegre: SBG, v. 6, p. 49-60.
- BEURLEN, H. Ocorrências de chumbo, zinco e fluorita nas rochas sedimentares do Precambriano superior no Grupo Bambuí em Minas Gerais (Brasil Central). Heidelberg-Alemanha, 1973. (Tese de Doutoramento), 165 f. Universidade Heidelberg).

- BETTENCOURT, J.S.; MONTEIRO, L.V.S.; BELLO, R.M.S.; OLIVEIRA, T.F.O. & JULIANI, C. *In:* PINTO, C.P. & MARTINS-NETO, MA. (eds.). Bacia do São Francisco: geologia e recursos minerais. Belo Horizonte: SBG, p. 161-198, 2001.
- BOMFIM, L.F.C. & PEDREIRA, A.J. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha de Lençóis). *In:* BOMFIM, L.F.C. & PEDREIRA, A.J., (orgs.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Lençóis (Folha SD. 24 -V-A-V), Estado da Bahia, Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 1990, 130 p.
- BOMFIM, L.L.C.; ROCHA, A.J.D.; MORAES FILHO, J.C.R.; GUIMARAES, J.T.; TESCH, N.A.; MOTTA, A.C.; SOUZA, G.V.V. & BARRAL, S.M.Q. Projeto Bacia de Irecê, SME/SGM/CPRM, v.3, 1985 (Relatório final).
- 23. BORTNIKOV, N.S.; DOBROVOL'SKAYA, M.G.; GENKIN, A.D.; NAUMOV, V.B. & SHAPENKOV, V.V. Sphalerite and galena geothermometers: Distribution of cadmium, manganese, and the fractionation of sulfur isotopes. **Economic Geology**, v. 90, p.155-180, 1995.
- 24. BOWEN, R. Isotopes in the earth sciences. 2. ed. New York, 1988, 589 p.
- 25. BRANNON, J.C.; PODOSEK, F.A. & McLIMANS, R.K. Alleghenian age of the Upper Mississippi Valley zinc-lead deposit determined by Rb-Sr dating of sphalerite. **Nature**, v.356, p. 509-511, 1992.
- BRANNON, J.C.; PODOSEK, F.A.; VIETS, J.G.; LEACH, D.L.; GOLDHABER, M.; ROWAN, E.L. Strontium isotopic constrains on the origin of ore-forming fluids of the Virburnum Trend, southeast Missouri. Geochemica and Cosmochemica Acta, v. 55, p. 1407-1419, 1991.
- 27. BRITO NEVES, B.B. América Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v.29, n.3, p.379-392, 1999.
- 28. CAMPOS, J.E.G. & DARDENNE, M.A. Distribuição estratigráfica e sistemas deposicionais do Grupo Urucuia, Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. **Geociências**, v. 18, p. 481-499, 1997.
- CAMPOS NETO, M.C. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: na approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southastern, Brazil. *In:* CORDANI, U.G., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (eds.). Tectonic evolution of South America, 31., p. 335-368, 2000.
- CASSEDANE, J.P. Lês gîtes de plomb et de zinc du Brésil et leur répartition linéamentaire. França, 1972. (Tese de Doutoramento). 336 f. Université Clermont Ferrand, 1972.

- 31. CASSEDANE, J.P. & LASSERRE, M. Análise isotópica pelo método do chumbo em algumas galenas brasileiras: descrição do método utilizado. **Min. Met.**, v. 49, n.293, p. 215-224, 1969.
- CHANG, H.K. Isótopos estáveis (C, H, O) e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: implicações na estratigrafia e na paleocirculação de fluidos na Bacia do São Francisco. Rio Claro, 1997 (Tese de Livre Docência), 129 f. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, USP, 1997.
- 33. CHANG, H.K.; KAWASHITA, K. ALKMIM, F.F. & MOREIRA, M.Z. Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. *In:* SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, 1993. Anais... Salvador: SBG-BA/SE, 1993, p. 195-196.
- CHEMALE, F. Jr.; ALKMIM, F.F. & ENDO, I. Late Proterozoic tectonism in the interior of the São Francisco Craton. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 24 p., 1991 (Relatório Inédito).
- 35. CHETTY, D. & FRIMMEL, H.E. The role of evaporites in the gênesis of base metal sulfide mineralisation in the Northern Platform of the Pan-African Damara Belt, Namibia: geochemical and fluid inclusion evidence from carbonate wall rock alteration. **Mineralium Deposita**, v, 35, p. 364-376, 2000.
- 36. CHIAVEGATTO, J.R.S. Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior) na porção meridional da Bacia do São Francisco. Ouro Preto, 1992 (Dissertação de Mestrado), 196 f. Escola de Minas da Universidade de Ouro Preto, 1992.
- CLAYPOOL, G.H.; HOLSER, W.T.; KAPLAN, I.R.; SAKAI, H. & ZAK, I. The Age Curves of Sulfur and Oxygen Isotopes in Marine Sulfate and their Mutual Interpretation. Chem. Geol., v. 28, p. 199-260, 1980.
- COELHO, C.E.S.; GOMES, A.S.R.; CUNHA, I.A. & MARTINS, V.S. Estudo de inclusões fluidas dos depósitos Neoproterozóicos de Pb-Zn-F do Cráton do São Francisco. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., Jioão Pessoa: SBG, Anais..., p.406, 2002.
- CONCEIÇÃO FILHO, V. M.; MONTEIRO, M.D.; RANGEL, P. de A. & GARRIDO, I.A. de A. Bacia do São Francisco entre Santa Maria da Vitória e Iuiú, Bahia: geologia e potencialidade econômica. Salvador: CBPM, 2003, 76p., (Série Arquivos Abertos, 18).
- CONCEIÇÃO FILHO, V. M.; MONTEIRO, M.D.; RANGEL, P. de A. & GARRIDO, I.A. Projeto Bacia do São Francisco. Salvador: SICM, CBPM, 2001, 44p.

- 41. CONCEIÇÃO FILHO, V. M.; MONTEIRO, M.D.; RANGEL, P. de A. & GARRIDO, I.A. de A. Projeto Bacia do São Francisco. CBPM, 1998, 42p.
- 42. CONDIE, K.C. The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity? Journal of African Earth Sciences, n.35, p.179-183. 2002.
- 43. CORRÊA GOMES, L.C.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F.; MOTTA, A.C. & CRUZ, M.J.M. Província de diques máficos do Estado da Bahia: mapa, estágio atual do conhecimento e evolução temporal. Salvador, SGM, 131p. 1996.
- 44. COSTA, M.T. & GROSSI SAD, J.H. O Cretáceo em Minas Gerais. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 1968. Anais... Belo Horizonte: SBG, p.65.
- 45. COUTO, J.G.P.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; IYER, S.S.; MORAES, N.M.P. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. Revista Brasileira de Geociências, v.11, p. 5-11, 1981.
- 46. CRUZ, N.M.C. & NOBRE-LOPES, J. Microfósseis do Grupo Bambuí na região de Arcos, Minas Gerais. Acad. Bras. Ciência, v. 64, n.4, p.420, 1992.
- 47. CUMMING, G.L. & RICHARDS, J.R. Ore lead isotope relations in a continous changing earth. **Earth and Planetary Science Letters**, 28, p. 155-171, 1975.
- CUNHA, I.A.. Estudos de inclusões fluidas e de isótopos de enxofre dos corpos de minério de Morro Agudo, Minas Gerais. Salvador, 1999. (Dissertação de Mestrado), 105f. Universidade Federal da Bahia, 1999.
- 49. CUNHA, I.A.; BABINSKI, M. & MISI, A. Lead Isotope Constraints on the Genesis of the Pb-Zn Mineralization from the Vazante Group, Minas Gerais, Brasil. *In*: CONFERENCE AND FIELD WORKSHOP, IGCP 450, 2003, Lubumbashi. Proterozoic Sediment-Hosted Base Metal Deposits of Western Gondwana, 2003. v. 1. p. 168-172, 2003.
- CUNHA, I.A.; VASCONCELOS, P.M.; BABINSKI, M.; MISI, A. & FRANCA-ROCHA, W.J.S.
 ⁴⁰Ar/³⁹Ar muscovite ages from hydrothermally altered dolostone hosting the Pb-Ag Caboclo Deposit, Bahia, Brazil. *In:* SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador: IRD/CPRM, v. 2, p. 731-732, 2003a.
- 51. CUNHA, I.A.; MISI, A. & BABINSKI, M. Lead isotope signatures of galenas from Morro Agudo Pb-Zn deposit, Minas Gerais, Brazil. *In:* MISI, A. & TEIXEIRA, J.B.G. (orgs.). Proterozoic base
metal deposits of Africa and South America. Contributions presented at the 1st Field Workshop, International Geological Correlation Programme 450, 2001, Belo Horizonte, CNPq / UNESCO/IUGS, p. 45-47, 2001.

- 52. CUNHA, I.A.; COELHO, C.E.S. & MISI, A. Fluid inclusions study of the Morro Agudo Pb-Zn deposit, Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.2, p. 318-321, 2000.
- CUNHA, I.A.; COELHO, C.E.S. & MISI, A. Preliminary study of fluid inclusion of lead and zinc mineralization of Morro Agudo deposit, Minas Gerais. *In:* CONGRESSO BRSILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte: SBG, Anais..., p. 169, 1998.
- 54. CZAMANSKE, G.K. & RYE, R.O. Experimentally determined sulfur isotope fractionations between sphalerite and galena in the temperature range 650° to 275°C. Economic Geology, v. 69, p. 17-25, 1974.
- D'AGRELLA-FILHO, M.S.; BABINSKI, M.; TRINDADE, R.I.F.; SCHMUS, W.R. & ERNESTO, M. Simultaneous remagnetization and U-Pb isotope resetting in Neoproterozoic carbonates of the São Francisco Craton, Brazil. Precambrian Reseach, v. 99, p. 179-196, 2000.
- 56. DARDENNE, M.A. The Brasília Fold Belt. *In:* CORDANI, U.G., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (eds.). Tectonic evolution South América, Rio de Janeiro. *In*: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, p.231-263.
- 57. DARDENNE, M.A. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa dobrada Brasília. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, 1981, Anais... Salvador, 1981, p. 140-157.
- 58. DARDENNE, M.A. Les minéralisations plumb-zinc du Groupe Bambui et leur contexte géologique. Paris, 1979. (Thèse de Doct. Etat.). 275f., Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), 1979.
- 59. DARDENNE, M.A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Recife: SBG, **Anais**..., v. 2 p. 597-610, 1978.
- DARDENNE, M.A. & SCHOBBENHAUS, C. Metalogênese do Brasil. Brasília: CPRM/UNB, p. 203-206, 2001
- 61. DARDENNE, M.A. & FREITAS-SILVA, F.H. Modelos genéticos dos depósitos de Pb-Zn nos Grupos Bambuí e Vazante. *In*: WORKSHOP DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS DE

METAIS BASE, Salvador, 1998. Anais... Salvador: CPGG-CAPES/PADCT-ADIMB-SBG/BA/SE, 1998, p. 86-93.

- 62. DARDENNE, M.A.; GONZAGA, G.M. & CAMPOS, J.E.G. Descoberta de pavimentos estriados de origem glacial sobre arcóseos da Formação Três Marias, na região de Santa Fé de Minas, MG. Revista Brasileira de Geociências, v.54, n.4, p. 65-66, 1990.
- 63. DAVIS, W.D.; LOWENSTEIN, T.K. & SPENCER, R.J. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H2O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. **Geochemica and Cosmochemica Acta**, v. 54, p. 591-601, 1990.
- 64. DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. Rock-forming minerals. Grã Bretanha: LONGMANS, v. 5: Non-Silicates, p.166-179. 1967
- DELGADO, I.M. & GUIMARÃES, J.T. Metalogenia. *In:* BOMFIM, L.F.C. & PEDREIRA, A.J. (coords.). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, Folha de Lençóis, Estado da Bahia. DNPM-CPRM, 1990, p.101-105.
- 66. DELGADO, I.M.; PEDREIRA, A.J. & MARGALHO, R.S.F.X. Metalogenia. *In*: BOMFIM, L.F.C.
 & PEDREIRA, A.J. (Coords.), Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, Folha Mucugê, Estado da Bahia, DNPM-CPRM, 1990, p. 85-89.
- 67. D'EL-REY SILVA, L.J.H. Basin infilling in the Southern-Central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano Cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. Journal of South American Earth Sciences, n.12, p.453-470, 1999.
- 68. DOE, B.R. & STACEY, J.S. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: A review. **Economic Geology**, v. 69, p. 757-776, 1974.
- 69. DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E. Plumbotectonics 1, the Phanerozoic. *In*: BARNES, H.L. (ed.). Geochemistry of hidrotermal ore deposits, 2. ed., New York: Dinehart and Winston, 1979.
- DOMINGUEZ, J. M. L. As coberturas plataformais do proterozóico médio 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. SICM/SGM, Salvador, BA, Brazil, p. 103-125, 1996.

- DOMINGUEZ, J. M. L. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. *In:* DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A. (eds.), O Cráton do São Francisco, SBG, BA-SE/SGM/CNPq, Salvador, BA, Brasil, p. 137-159, 1993.
- 72. DUTKIEWICZ, A., VOLK, H. RIDELY, J., GEORGE, S. Biomarkers, brines, and oil in the Mesoproterozoic, Roper Superbasin, Australia *Geology*; v. 31, n° 11, p. 981–984, 2003.
- 73. DUTKIEWICZ, A., RASMUSSEN, B., BUICK, R. Oil preserved in fluid inclusions in Archaean sandstones. **Nature**, v. 395, p. 885–888, 1998.
- 74. FAURE, G. Principles of isotope geology. 2. ed. New York, 1986, 589 p.
- 75. FIGUEIREDO, B.R. Minérios e ambiente. Campinas: SP, Unicamp, 2000, 401p.
- 76. FLINT, A.R., 1979. The geology and mineralization of the Irecê region, North-East Brazil:
 B.Sc. London, 1979 (Dissertação de Mestrado) 165 f. University of London, 1979.
- FRANCA-ROCHA, W. J. S. F. Modelagem metalogenética da Bacia de Irecê por meio de Sistema de Informações Geográficas (SIG). Salvador, 2001 (Tese de Doutorado) 350 f. Universidade Federal da Bahia, 2001.
- 78. FRANCA-ROCHA, W. J. S. F. & MISI, A. Estilo tectônico associado as mineralizações do tipo SEDEX nas coberturas do Proterozóico médio do Cráton do São Francisco. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO, 2, 1993. Anais... Salvador, 1993, p. 340-343.
- 79. FREI, R. & PETTKE, T. Mono-sample Pb-Pb dating of pyrrholite and toumaline: Proterozoic vs. Archean intacratonic gold mineralization in Zimbabwe. **Geology**, v. 24, n.9, p.823-826, 1996.
- FREITAS-SILVA, F.H. Metalogênese do depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG. Brasília, 1996 (Tese de Doutoramento) 338 f. Universidade de Brasília.
- FREITAS-SILVA, F.H. & DARDENNE, M.A. Pb-Pb isotopic patterns of galenas from Morro do Ouro (Parcatu Formation), Morro Agudo, Vazante (Vazante Formation) and Bambuí Group deposits. *In*: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, Campos de Jordão, 1998, Extended Abstract, 1998, p.118-120.
- 82. FUGITA, A.M. & CLARK FILHO, J.G. Recursos energéticos da Bacia do São Francisco: hidrocarbonetos líquidos e gasosos. *In*: PINTO, C.P., MARTINS-NETO, M.A. (eds.). Bacia do São Francisco: geologia e recursos minerais. Belo Horizonte: SBG/MG, 2001, p.265-284.

- 83. GENKIN, A.D.; DOBROVOL'SKAYA, M.G.; KOVALENKER, V.A.; SHADLUN, T.N.; BORTNIKOV, N.S.; RUSINOV, V.L. & SAFONOV, J.G. Mineral associations, textures and structures of ores as the indicators of conditions of hydrothermal ore formation: Moscow, Nauka Publishing House, 200p., 1984.
- 84. GIGGENBACH, W.F. Relative importance of thermodynamic and kinetic processes in governing the chemical and isotopic composition of carbon gases in high-heatflow sedimentary basins. Geochemica et Cosmochimica Acta, v. 61, p. 3763–3785, 1997.
- 85. GOLDSTEIN R.H. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. Lithos, v. 55, p. 159-193, 2001.
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Society for Sedimentary Geology, v. 31, 199 p. (Short Course), 1994.
- GOMES, A.S.R. As mineralizações de sulfetos de Pb-Zn de Nova Redenção, Bacia de Una-Utinga, Bahia. Salvador, 1998. (Dissertação de Mestrado em Geologia), 112 f., Instituto de Geociências, UFBA, 1998.
- GOMES, A.S.R.; COELHO, C.E.S. & MISI, A. Fluid inclusion investigation of the Neoproterozoic Pb-Zn sulfide deposits of Nova Redenção, Bahia, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, IGC 31st, v.31, n.2, p. 315-317, 2000.
- 89. GOMES, A.S.R.; MISI, A. & COELHO, C.E.S. Fluid Inclusion Study of Pb-Zn sulfhide mineralization of the Nova Redenção Deposit, Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte: SBG, Anais..., v. 1, p. 169-169, 1998.
- 90. GOMES, A.S.R.; MISI, A. & COELHO, C.E.S. Dados Isotópicos de Enxofre e Oxigênio das Mineralizações Sulfetadas de Pb-Zn (Ag) Hospedadas em Carbonatos da Região de Nova Redenção
 Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6, 1997, Anais... Salvador: SBQ, 1997, v. 2, p. 452-455.
- 91. GOODFELLOW, W. D.; LYDON, J. W. & TURNER, R. J. W.W. Geology and Genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulphide deposits. *In*: KIRKHAN, R. V.; SINCLAIR, W. D.; THORPE, R. I; DUKE, J. M. (eds). Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canadá, v. 40, p. 201 – 251, 1993 (Special Paper).

- GROOT, P.A. de. The uses of stable isotpes in mineral exploration: na overview. *In*: Economic Geology research Unit. University of the Witwatersrand, Joahanesburg, 36p. 1997. (Information Circular, n. 310)
- 93. GUIMARÃES, J.T. A Formação Bebedouro no Estado da Bahia: Faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação. Salvador, 1996. (Dissertação de Mestrado), 155 f. Instituto de Geociências, UFBA. 1996.
- 94. GUIMARÃES, J.T. & PEDREIRA, A.J. Estratigrafia. *In:* GUIMARÃES, J.T.; PEDREIRA, A.J., (coords.), Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Utinga, Estado da Bahia, DNPM/CPRM, 1990, p. 70-82.
- 95. GULSON, B.L. Lead isotopes in mineral exploration. Amsterdam: Elsevier, 1986, 245 p.
- 96. HAGNI, R.D. Minor elements in Mississippi Valley-Type ore deposits. *In*: SHANKS, W.C. (ed.). Cameron Volume on Unconventional Mineral Deposits. Soc. Min. Eng., Am. Inst. Min., Metall. And Petrol. Eng., New York, p. 71-88. 1983
- 97. HARRISON, A.G. & THODE, H.G. Mechanism of the bacterial reduction of sulfate from isotope fractionation studies. **Trans. Faraday Soc.**, v. 54, p. 84-92, 1958.
- HARRISON, A.G. & THODE, H.G. The kinetic isotope effect in the chemical reduction of sulfate. Trans. Faraday Soc., v. 53, p. 1-4, 1957.
- HARTMANN, M. & NIELSEN, H. δ³⁴S-Werte in rezenten Meeressedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger sedimentprofile aus der westlichen Ostsee. Geol. Rundschau, v. 58, p. 621-655, 1969.
- 100. HAYES, J.M. Geochemistry: stability of petroleum. Nature, v. 352, p. 108-109, 1991.
- 101. HITZMAN, M.W. Mineralization in the Irish Zn-Pb-(Ba-Ag) orefield. *In:* TOMPSON, T.B. (ed.) Guidebook series of the Society of Economic Geologists, 1995, v. 21, p.25-61
- 102. HOEFS, J. Stable isotope geochemistry. Minerals, rocks and inorganic materials. Spring-Verlag: Berlim-Heidelberg, New York, p. 1-39, p. 60-101, 1973.
- 103. HOFFMANN, C.F., HENLEY, R.W., HIGGINS, N.C., SOLOMON, M., SUMMONS, R.E. Biogenic hydrocarbons in fluid inclusions from the Aberfoyle tin– tungsten deposit, Tasmania, Australia. Chemical Geology, v. 70, p. 287–299, 1988.

104. HOLMES, A. Na estimative of the age of the Earth. Nature, v. 157, p. 680-684, 1946.

- 105. INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.S.F. Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo. Esc. 1:100.000. SME/CPM, 1978, 137 p.
- 106. IYER, S.S. A discussion on the lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 19, p. 132-137. 1984.
- 107. IYER, S.S.; BABINSKI, M.; KROUSE, H.R. & CHEMALE, F.Jr. Highly ¹³C enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. **Precambriam Research**, v. 73, p. 271-282, 1995.
- 108. IYER, S.S.; KROUSE, H.R. & BABINSKI, M. Isotope investigations on carbonate rocks hosted lead-zinc deposits from Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil: implications for ore genesis and prospect evaluation. *In*: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais..., Salvador: SBG, 1993, p. 338-339.
- 109. IYER, S.S.; HOEFS, J. & KROUSE, H.R. Sulfur and Lead Isotope Geochemistry of Galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil - Implications for ore genesis. Economic Geology, v.87, p. 437-443, 1992.
- 110. JACKSON, S.A. & BEALES, F.W. An aspect of sedimentary basin evolution: the concentration of Mississippi Valley-Types ores during late stages of diagenesis. Canadian Association of Petroleum Geologists, Canada, p. 393-433, *bulletin* 15, 1967.
- 111. KAJIWARA, Y.; KROUSE, H.R. & SASAKI, A. Experimental study of sulfur isotope fractionation between coexistent sulfide minerals. **Earth Planet Sci. Letters**, n. 7, p. 271-277, 1969.
- 112. KAMONA, A.J.; LÉVÉQUE, J.; FRIEDRICH, G. & HAAK, U. Lead isotopes of carbonate-hosted Kabwe, Tsumeb and Kipushi Pb-Zn-Cu sulphide deposits in relation to Pan-African orogenesis in the Damaran-Lufilian Fold Belt of Central African. **Mineralium Deposita**, v.34, p. 273-283, 1999.
- 113. KAMPUNZU, A.B.; WENDORFF, M.; KRUGER, F.J. & INTIOMALE, M.M. Pb isotopic age of sediment-hosted Pb-Zn mineralization in the Neoproterozoic Copperbert of Zambia and Democratic Republic of Congo (ex Zaire): re-evaluation and implications. Chronique de la Recherche Minière, v. 530, p. 55-61, 1998.
- 114. KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. Late Proterozoic glaciation in Central-eastern Brazil: synthesis and model Paleogeography, Palaeoclima, Palaeoecology, v. 65, p. 1-21, 1988.

- 115. KAUFMAN, A.J. The bioogeochemical aftermath of snowball Earth conditions. *In:* INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, SYMPOSIUM ON NEOPROTEROZOIC OROGENIC SYSTEMS AND ASSEMBLY OF GONDWANA SUPERCONTINENTE, 2000.
- 116. KAUFMAN, A.J. Neoproterozoic chemostratigraphy: key events in Earth history ordered by detailed intra-and inter-basinal correlation. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, **Anais**...Minas Gerais, 1998, p. 2.
- 117. KAUFMAN, A.J.; VARNI, M.A.; HEBERT, C.T.; WING, B.; MISI, A.; BABINSKI, M.; HALVERSON, G.P. & CORSETTI, F.A. Carbon isotopic evidence for neoproterozoic glacial cycles driven by iron and phosphorous stimulated productivity. *In:* SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador: IRD/CPRM, v. 1, p.359-360.
- 118. KAUFMAN, A.J.; VARNI, M.A. & MISI, A. Anomalous ³⁴S signatures in trace sulfate from potencial cap carbonate in the Neoproterozoic Bambuí Group, Brazil. *In:* MISI, A., TEIXEIRA, J.B.G. (orgs). Proterozoic base metal deposits of Africa and South America. Contributions presented at the 1° Field Workshop, International Geological Correlation Programme 450. Belo Horizonte, CNPq/UNESCO/IUGS, 2001, p. 62-65.
- 119. KAWASHITA, K. Utilização de isótopos de Sr e Pb na análise estratigráfica do Grupo Una. Departamento de Geologia Geral, Universidade Estadual de São Paulo, 30 p., 2001 (Relatório Inédito).
- 120. KAWASHITA, K. Rochas carbonáticas neoproterozóicas da América do Sul: idades e inferências quimioestratigráficas. São Paulo, 1998 (Tese de Livre Docência). 126 f. Instituto de Geociências, USP, 1998.
- 121. KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A.; SATO, K.; KAWASHITA, M.Y. & BABINSKI, M. Idade do Grupo Bambuí (MG) com base em isótopos de carbono, oxigênio, estrôncio e enxofre. *In*: CONGRESSO DE GEOQUÍMCA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 2, 1993. Anais..., Porto, Portugal, 1993, p.391-395.
- 122. KAWASHITA, K.; MIZUSAKI, A.M.P. & CHANG, H.K. Razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr em sedimentos carbonáticos do Grupo Bambuí (MG). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1, 1987, Anais...Porto Alegre: SBGq, 1987, v.1, p.133-137.
- 123. KESSEN, K.M., WOODRUFF, M.S. & GRANT, N.K. Gangue mineral 87Sr/86Sr rations and origin of Mississippi Valley-type mineralization. **Econ. Geol.**, v. 76, p. 913-920, 1981.

- 124. KONTAK, D.J. A study of fluid inclusions in sulfide and nonsulfide mineral phases from a carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Gays River, Nova Scotia. Economic Geologic, v.93, p.793-817, 1998.
- 125. KONTAK, D.J. & SANGSTER, D.F. Aqueous and liquid petroleum inclusions in barite from the Walton Deposit, Nova Scotia, Canada: A Carboniferous, carbonate-hosted Ba-Pb-Zn-Cu-Ag deposit. Economic Geologic, v.93, p.845-868, 1998.
- 126. KRAHN, L. & BAUMANN, A. Lead isotope systematics of epigenetic lead-zinc mineralization in the western part of the Rheinisches Schiefergebirge, Germany. Mineralium Deposita, v. 31, p. 225-237, 1996
- 127. KUHLEMANN, J., VENNEMANN, T., HERLEC, U., ZEEH, S. & BECHSTÄDT, T. Variations of sulfur isotopes, trace element compositions, and cathodoluminescence of Mississippi Valley-Type Pb-Zn ores from the Drau Range, Eastern Alps (Slovenia-Austria): implications for ore deposition on a regional versus microscale. Economic Geologic, v.96, p.1931-1941, 2001.
- 128. KUO, S.L. & FOLINSBEE, R.E. Lead isotope geology of mineral deposits spatially related to the Tintina Trench, Yukon territory. **Economic Geologic**, v.69, p.806-813, 1974.
- 129. KYLE, J.R. & MISI, A. Origin of Zn-Pb-Ag sulfide deposits within Upper Proterozoic phosphaterich carbonate strata, Irecê basin, Bahia, Brazil. International Geology Review, v. 39, p. 383-399, 1997.
- 130. KYLE, J.R. & MISI, A. Zn-Pb-Ag deposits in Upper Proterozoic Carbonates, Bahia, Brazil. *In*: INTERNATIONAL FIELD CONFERENCE ON CARBONATE-HOSTED LEAD-ZINC DEPOSITS, St. Louis: E.U.A., 1994. Extended Abstracts, 1994, p. 163-166.
- 131. LEACH, D.L.; BRADLEY, W.; LEWCHUK, M.T.; SYMONS, D.T.A.; MARSILY, G. & BRANNON, J. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geologic time: implications from recent age-dating research. Mineralium Deposita, v. 36, p. 711-740, 2001.
- 132. LEACH, D.L. & SANGSTER, D.F. Mississipi Valley-type lead-zinc deposits. *In*: KIRKHAM, R.V. SINCLAIR, W.D., THORPE, R.I. and DUKE, J.M. (Eds.). Mineral deposit modeling: geological association of Canada, v. 40, p. 289-314, 1993 (Special Paper).
- 133. LEÃO, Z.M.A.N. & DOMINGUEZ, J.M.L. Plataformas carbonáticas pré-cambrianas: o exemplo da Fm. Salitre – Proterozóico Superior – Estado da Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992. Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo: SBG, 1992, p. 451.

- 134. LANGE, S.; CHAUDHURI, S. & CLAUER, N. Strontium isotopic evidence for the origin of barites and sulfides from Mississippi Valley-type ore deposits in Southeast Missouri – A reply. Economic Geology, v. 80, p.775-776, 1985.
- 135. LANGE, S.; CHAUDHURI, S. & CLAUER, N. Strontium isotopic evidence for the origin of barites and sulfides from the Mississippi Valley-type ore deposits in the southeast Missouri. Economic Geologic, v.78, p.1255-1261, 1983.
- 136. LARGE, D.E.; SCHAEFFER, R. & HÖHNDORF, A. Lead isotope data from selected galena occurrences in the North Eifel and North Sauerland, Germany. Mineralium Deposita, v. 178, p. 235-243, 1983.
- 137. LARGE, D.E. Geological parameters associated with sediment-hosted submarine exalative Pb-Zn deposits. An empirical model for mineral exploration. Geologisches Jahrbuch, v. D40, p. 59-129. 1980.
- 138. LOPES, O.F. Minéralization em plomb, zinc et fluorine encaisés dans le Groupe Bambuí, du Proterozóic Supérieur de la région d'Itacarambí (Minas Gerais, Brésil). Paris, 1979. (Tese de Doutoramento 3^e Cycle). 190 f. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 1979.
- 139. LUDWING, K.R. Isoplot: a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, Version 2.02. USGS Open-File Rep. 88-557.
- 140. MACEDO, M.H.F. Les systèmes isotopiques Rb-Sr et K-Ar dans les argiles extraités de sédiments carbonatés: Application à la datation du Protérozoique sédimentaire du Brésil dans les états de Bahia et Santa Catarina, Strasbourg, França. França, 1982. (Tese de Doutoramento). 119 f. Université de Louis Pasteur, 1982.
- 141. MARSHALL, J.D. Climate and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock Record and their preservation. **Geol. Mag.**, v. 129, n. 2, p. 143-160, 1992.
- 142. MARCHESE, H.G. Estromatólitos Gymnosolenidos em el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, v. 4, n.4, p. 257-271, 1974.
- 143. MARINHO, F. Interpretação dos dados gravimétricos e aeromagnetométricos da porção central da Bacia Proterozóica do São Francisco – Noroeste do Estado de Minas Gerais. (1993) – pg 106 na Conclusão, em fonte dos metais (dados gravimétricos e aeromagnetométricos da BSF). *In:* SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, 1993, Salvador. Anais... Salvador: SBG-BA/SE e SGM, p. 160-163, 1993.

- 144. MARTINS, M. Análise estratigráfica das seqüências Mesoproterozóicas (borda leste) e Neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. Rio Grande do Sul, 1999. (Dissertação de Mestrado em Geologia), 214 p., Instituto de Geociências, UFRS, 1999.
- 145. MARTINS, M.; TEIXEIRA, L.B. & BRAUN, O.P.G. Considerações sobre a estratigrafia da Bacia do São Francisco com base em dados de subsuperfície. *In*: II SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: EVOLUÇÃO TECTÔNICA E METALOGENÉTICA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 1993, Salvador. Anais... Salvador: SBG-BA/SE e SGM, p. 167-169. 1993.
- 146. MARTINS, V. de S. Estudos de inclusões fluidas e de isótopos de estrôncio dos depósitos de fluorita da Serra do Ramalho (Bahia) e Montalvânia (Minas Gerais). Salvador, 2001. (Dissertação de Mestrado em Geologia), 84 p., Instituto de Geociências, UFBA, 2001.
- 147. MARTINS, V.S. & COELHO, C.E.S. Fluid inclusion and Sr isotope studies in the fluorite deposits of Serra do Ramalho and Montalvânia, Brazil. *In*: MISI, A. & TEIXEIRA, J.B.G. (orgs.). Proterozoic base metal deposits of Africa and South America. Contributions presented at the 1st Field Workshop, International Geological Correlation Programme 450, 2001, Belo Horizonte, CNPq / UNESCO/IUGS, p.71-74.
- 148. MARTINS-NETO, M.A. & ALKMIM, F.F. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e sua margens: registro da quebra de Rodínia e colagem do Gondwana. *In*: PINTO, C.P., MARTINS-NETO, M.A. (eds.). Bacia de São Francisco: geologia e recursos minerais. Belo Horizonte: SBG/MG, p.31-54, 2001.
- 149. MEDFORD, G.A.; MAXWELL, R.J. & ARMSTRONG, R.L. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio measurements on sulfides, carbonates and fluid inclusions from Pine Point, Northwest Territories, Canada: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio increase accompanying the mineralizing process. Economic Geology, v. 78, p.1375-1378, 1983.
- 150. MELLITO, K.M. Aplicação dos sistemas Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd no depósito polimetálico do Salobo 3-A, Província Mineral de Carajás. São Paulo, 1998 (Dissertação de Mestrado). 95 f. Instituto de Geociências, USP, 1998.
- 151. MIRANDA, L.L.F. Depósitos de fluorita da Serra do Ramalho. *In:* SCHOBBENHAUS, C.; QUEIROZ, E.T. & COELHO, C.E.S. (coords.). Os Principais Depósitos Minerais do Brasil. DNPM/CPRM. v. 4, parte B, p. 613-627, 1998.

- 152. MIRANDA, L.L.F.; MONTEIRO, M.M.; CAVALCANTE, J.C.C.; VALLE, C.R.O. & SILVA, J.G. Projeto Fluorita da Serra do Ramalho. SME/CBPM, Salvador, v. 1, 120 p., 1976.
- 153. MISI, A. Estratigrafia isotópica das seqüências do Supergrupo São Francisco: idades e correlações. *In*: PINTO, C.P. & MARTINS-NETO, MA. (eds.). Bacia do São Francisco: geologia e recursos minerais. Belo Horizonte: SBG, p. 67-92, 2001.
- 154. MISI, A. Um modelo de evolução metalogenética para os depósitos de zinco e chumbo hospedados em sedimentos proterozóicos da cobertura do Cráton do São Francisco (Bahia e Minas Gerais). Salvador, Bahia, 1999 (Tese de Professor Titular da Área de Metalogênese do Departamento de Geologia e Geofísica Aplicada). 151f. Instituto de Geociências, UFBA, 1999.
- 155. MISI, A. O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. *In:* INDA, H.V. (ed.), Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos, SME/CPM, Salvador, v. 1 p.120-154, 1979.
- 156. MISI, A. Ciclos de sedimentações e mineralizações de chumbo-zinco nas seqüências do Bambuí (Supergrupo São Francisco), Estado da Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais... Recife: SBG, 1978, v. 6, p. 2548-2561.
- 157. MISI, A. As Seqüências Bambuí no Estado da Bahia e as mineralizações de chumbo-zinco associadas. Salvador, 1976 (Tese de Livre Docência). 80 f. Instituto de Geociências, UFBA, 1976.
- 158. MISI, A., IYER, S.S.S., COELHO, C.E.S., TASSINARI, C.C.G., FRANCA-ROCHA, W.J.S., CUNHA, A., GOMES, A.S.R., OLIVEIRA, T.F., TEIXEIRA, J.B.G E FILHO, V.M. Sediment hosted lead–zinc deposits of the Neoproterozoic Bambui Group and correlative sequences, São Francisco Craton, Brazil: A review and a possible metallogenic evolution model. Ore Geology Reviews, v. 26, p. 263–304, 2005.
- 159. MISI, A; TEIXEIRA, J.B.G., GAUCHER, C.; REMUS, M.V.D.; BOGGIANI, P.C. & IYER, S.S.S. Chemiostratigraphic correlation of the Neoproterozoic sequences from South America. *In*: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador: IRD/CPRM, v. 1, p.368-371, 2003.
- 160. MISI, A.; IYER, S.S.; COELHO, C.E.S.; TASSINARI, C.C.G.; FRANCA ROCHA, W. J. S. F.; CUNHA, I.A.; GOMES, A.S.R.; OLIVEIRA, T.F.; CONCEIÇÃO FILHO, V.M. Integração de dados: modelo de evolução metalogenética para os depósitos de Zn-Pb das coberturas sedimentares Proterozóicas do Cráton do São Francisco. *In*: MISI, A. & COELHO, C.E.S. (coords.). 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. Salvador: FINEP/CPGG/UFBA, p. 167-253, 2002.

- 161. MISI, A.; VEIZER, J.; KAUFMAN, A.J.; AZMY, K.; POWIS, K.; SANCHES, A.L.; BRITO-NEVES, B.B.B.; KAWASHITA, K.; BABINSKI, M.; OLIVEIRA, T.F.; DARDENNE, M.A. ; VARNI, M. & CONCEIÇÃO FILHO, V. M. Estratigrafia isotópica das seqüências de cobertura neoproterozóica do Cráton do São Francisco. Idade da sedimentação e correlações. *In*: MISI, A. & COELHO, C.E.S. (coords.). 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. Salvador: FINEP/CPGG/UFBA, p. 167-253, 2002a.
- 162. MISI, A. & COELHO, C.E.S. (coords.). 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. Salvador: FINEP/CPGG/UFBA, 253 p., 2002.
- 163. MISI, A.; IYER, S.S.; KYLE, J. R.; COELHO, C.E.S.; TASSINARI, C.C.G.; FRANCA ROCHA, W. J. S. F.; GOMES, A.S.R.; CUNHA, I.A.; TOULKERIDIS, T. & SANCHES, A.L. A metallogenic evolution model for the lead-zinc deposits of the Meso and Neoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco Craton, Bahia and Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.2, p. 302-305, 2000.
- 164. MISI, A., IYER, S.S., KYLE, J.R., COELHO, C.E.S., FRANCA-ROCHA, W.J.S., GOMES, A.S.R., CUNHA, I. de A., CARVALHO, L.G. Geological and isotopic constraints on the metallogenic evolution of the Proterozoic seciment-hosted Pb-Zn (Ag) deposits of Brasil. Gondwana Research, v. 2, p. 47-65, 1999.
- 165. MISI, A. & VEIZER, J. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil: chemostratigraphy, age and correlations. **Precambrian Reseach**, v. 89, p. 87-100, 1998.
- 166. MISI, A.; IYER, S.S.; TASSINARI, C.C.G.; COELHO, C.E.S.; KYLE, R.; FRANCA ROCHA, W. J. S. F.; GOMES, A.S.R.; CUNHA, I.A.; CARVALHO, I.G. & CONCEIÇÃO FILHO, V.M. Integrated studies and metallogenic evolution of the proterozoic sediment-hosted Pb-Zn-Ag sulfide deposits of the São Francisco Craton, Brasil. *In*: WORKSHOP DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS DE METAIS BASE, Salvador, 1998. Anais... Salvador: CPGG-CAPES/PADCT-ADIMB-SBG/BA/SE, 1998, p. 94-101.
- 167. MISI, A., IYER, S.S., TASSINARI, C.C.G. Boquira (2,5 Ga) and Morro Agudo (0,65 Ga) lead-zinc deposits, Brazil: New SEDEX subtypes? *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39,

1996, IGCP, 342: Age and isotopes of South American Ores, 1996, Resumos Extendidos, p.251-253.

- 168. MISI, A. & SILVA, M.G. Chapada Diamantina Oriental Bahia: Geologia e Depósitos. Salvador: SGM, 194 p., 1996. (Série de Roteiros Geológicos)
- 169. MISI, A., & KYLE, J. R. Upper Proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis, and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Bahia, Brazil. Jour. Sed. Research, v. 64, n. 2, p. 299-310, 1994.
- 170. MISI, A. & MONTEIRO, T.P.R. Ocorrência de pirita pseudomórfica de gipsita e de gipsita em mineralizações de sulfetos do Grupo Una, Proterozóico superior, Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990. Boletim de Resumos, SBG-NE, 1990, p. 228.
- 171. MISI, A. & SOUTO, P.G. Controle estratigráfico das mineralizações de Pb-Zn-F-Ba do Grupo Bambuí, parte leste da Chapada de Irecê (Bahia). Revista Brasileira de Geociências, v.5, n.1, p. 30-45, 1975.
- 172. MOLES, N.R. Sphalerite composition in relation to deposition and metamorphism of the Foss stratiform Ba-Zn-Pb deposit, Aberfeldy, Scothland. Mineralogical Magazine, v. 47, p. 487-500, 1983.
- 173. MONTEIRO, L.V.S. Modelamento metalogenético dos depósitos de zinco de Vazante, Minas Gerais. São Paulo, 2002. (Tese de Doutoramento). 317 f. Instituto de Geociências, USP, 2002.
- 174. MONTEIRO, L.V.S. Contribuição à gênese das mineralizações de Zn da Mina de Vazante, MG.São Paulo, 1997. (Dissertação de Mestrado). 159 f. Instituto de Geociências, USP, 1997.
- 175. MORAES FILHO, O. & LEAL, R.A. Prospecção de chumbo-zinco-prata no município de Nova Redenção (BA). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais... Natal, 1990, v. 3, p.1487-1501.
- 176. MOTTA, A.C. Geofísica. *In:* GUIMARÃES, J.T., PEDREIRA, A.J. (coords.). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Folha de Utinga, Estado da Bahia, DNPM-CPRM, p.93-105, 1990.
- 177. NAKAI, S.; HALLIDAY, A.N.; KESLER, S.E. & JONES, H.D. Rb-Sr dating of sphalerites from Tennessee and genesis of Mississippi Valley type ore deposits. **Nature**, v. 346, p.354-357, 1990.

- 178. NAKAI, S.; HALLIDAY, A.N.; KESLER, S.E.; JONES, H.D.; KYLE, J.R. & LANE, T.E. Rb-Sr dating of sphalerites from Mississippi Valley-type (MVT) ore deposits. Geochemica et Cosmochimica Acta, v. 57, n.2, p. 417-427, 1993.
- 179. NOBRE-LOPES, J. Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambuí Group at Januária region – MG. Campinas, 2002 (Tese de Doutoramento). 183 f. Universidade Estadual de Campinas, 2002.
- 180. OAKES, C.S. Short discussion of apparent low eutectic temperature observations. Fluid Inclusions Web site: <u>http://www.geology.wisc.edu/~pbrown/fi.html</u>, 1997.
- 181. OHMOTO, H. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *In*: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., O'NEIL, J.R. (eds). Stable isotopes in high temperature geological processes. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, v. 16, p.491-560, 1986.
- 182. OHMOTO, H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore petrology. Economic Geology, v. 67, p. 552-579, 1972.
- 183. OHMOTO, H. & RYE, R.O. Isotopes of sulfur and carbon. *In*: BARNES, H.L., (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2 ed., New York: John Wiley, p. 509-567, 1979.
- 184. PARENTI-COUTO, J.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; YER, S.S. & MORAES, N.M.P. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. Revista Brasileira de Geociências, v.11, n.1, p. 5-16, 1981.
- 185. PEDREIRA, A.J.C.L. O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. São Paulo, 1994. (Tese de Doutoramento). 126 f. USP, 1994.
- 186. PEDREIRA, A.J. & GUIMARÃES, J.T. Estruturas e tectônica. *In*: GUIMARÃES, J.T.; PEDREIRA, A.J. (coords.) Programa de Levantamentos Básicos do Brasil, Folha Utinga, Estado da Bahia. DNPM/CPRM, p 87-92, 1990.
- 187. PEDREIRA, A.J. & MARGALHO, R.S.F.X.M. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SD. 24-V-C-II, Mucugê. DNPM/CPRM, 112 p. 1990.
- 188. PEDREIRA, A.J. Environmental setting of Proterozoic stromatolites in Central Bahia, Brazil. *In:* INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28, 1989, V. 2, P. 588.

- 189. PERYT, T.M.; HOPPE, A.; BECHSTÄDT, T.; KÖSTER, J.; PIERRE, C. & RICHTER, D.K. Late Proterozoic aragonitic cement crusts, Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil. Sedimentology, v. 37, p. 279-286, 1990.
- 190. PETERS, K.E., WALTERS, C.C., MOLDOWAN, J.M. **The Biomarker Guide**. Biomarkers and Isotopes in Petroleum Systems and Earth History. Cambridge University, v. II, 1155p, 2005.
- 191. PETTKE, T. & DIAMOND, L.W. Rb-Sr dating of sphalerite based on fluid inclusion-host mineral isochrones: a clarification of why it works. **Scientific Communications in Economic Geology**, v.91, p. 951-956, 1996.
- 192. PFLUG, R. & RENGER, F. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfraciscano. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Anais...Aracaju, 1973, v.1, n.2, p. 5-19.
- 193. PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A.; VIANA, M.G.; JUNGER, S.L.; FISCHEL, D.P.; SEER, W.J. & DANTAS, E.L. Nd isotopes and the provenance of destrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 14, p. 571-585, 2001.
- 194. PINTO, C.P.; PINHO, J.M.M. & SOUSA, H.A. Recursos minerais e energéticos da Bacia do São Francisco em Minas Gerais: uma abordagem regional. *In*: PINTO, C.P. & MARTINS-NETO, M.A. (Eds). Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos minerais, Belo Horizonte, SBG/MG, 2001, p. 139-160.
- 195. PIRAJNO, F. & JOUBERT, B.D. Na overview of carbonate-hosted mineral deposits in the Otavi Moutain Land, Namíbia: implications of ore genesis. Journal of African Earth Sciences, v.16, p. 265-272, 1993.
- 196. PORSANI, J.L. & FONTES, S.L. O método magnetotelúrico aplicado à Bacia do São Francisco, Minas Gerais. Revista Brasileira de Geofísica. v. 19, nº 2, 2001.
- 197. POWIS, K.; MISI, A. & VEIZER, J. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Bambuí Group at Serra do Ramalho, Bahia, Brazil. Preliminary report, 2001, 15 p., (Relatório interno)
- 198. RABELO, A.V.L. Metallogenic aspects of Central Brasil. London, 1981. (Dissertação de Mestrado). Imperial College of Science and Technology, University of London, 1981.

- 199. RICHARDSON, C.K. & HOLLAND, M.D. The solubility of fluorite in hydrotermal solutions, an experimental study. **Geochemical et Cosmochemical Acta**, n.43, v.8, p. 1313-1334, 1979.
- 200. RIGOBELLO, A.E., BRANQUINHO, J.A., DANTAS, M.G. da S., OLIVEIRA, T.F. de, NEVES FILHO, W. Mina de zinco de Vazante. *In*: SHOBBENHAUS, C. COELHO, C.E.S. (Coods.). Principais depósitos minerais do Brasil. DNPM, v.3, p.101-110, 1988.
- 201. ROBERTSON, J.R. Geology of the lead-zinc deposits in the municipal of Januária, state of Minas Gerais, Brazil. **United States Geological Survey Bull**, 1110B, 110p., 1963.
- 202. ROEDDER, E. Fluid inclusions. *In*: RIBBE, P.H. (ed.). **Rewiews in Mineralogy**. Mineralogical Society of America, v.12, 646p., 1984.
- 203. ROGERS, J.J.W. A history of continents in the past three billion years. **The Journal of Geology**, v. 104, p. 91-107., 1996.
- 204. ROMEIRO-SILVA, P.C. & ZALÁN, P.V. Bacia do São Francisco Nova fronteira para gás terrestre. *In*: V SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA. Resumo. p. 91, 2005.
- 205. RYE, R.O. & OHMOTO, H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review. Economic Geology, v. 69, n. 6, p. 826-842, 1974.
- 206. RUSSELL, M.J. Downward excaving hydrothermal calls and Irish type ore deposits: Importance of underlying thick Caledonian prism. *Transactions, Instituition of Mining and Metallurgy*, n. 87, p. B168-171, 1978.
- 207. RUSSEL, R.D. & FARQHAR, R.M. Lead isotopes in geology Interscience, New York, 243 p., 1960.
- 208. SAKAI, H. Isotopic properties of sulfur isotopes in nature. Geochim. Comoschim Acta, v. 12, p. 150-169, 1968.
- 209. SANCHES, A.L. O fosforito proterozóico da região de Irecê (Bahia): caracterização cristalográfica e química. Salvador, 1998 (Dissertação de Mestrado). 93 f., Instituto de Geociências, UFBA, 1998.
- 210. SANGSTER, D.F. Mississippi Valley-type and SEDEX lead-zinc deposits: a comparative examination. **Institution of Mining and Metallurgy**, Transactions, v. 99, p. B21-B42, 1990.

- 211. SANGSTER, D.F.; SAVARD, M.M. & KONTAK, D.J. A genetic model for mineralization of lower Windsor (Viséan) carbonate rocks of Nova Scotia, Canada. Economic Geology, v.93, p.932-952, 1998.
- 212. SANTOS, R.V.; ALVARENGA, C.J.S.; DARDENNE, M.A. & SIAL, A.N. Carbon and oxygen isotope across Meso-neoproterozoic limestone from Central Brazil: Bambuí and Paranóa Groups. Precambriam Reseach, v. 104, p. 107-122, 2000.
- 213. SAVARD, M.M. & KONTAK, D.J. δ¹³C- δ¹⁸O- ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr covariations in ore-stage calcites at anda round the Gays River Zn-Pb deposit (Nova Scotia, Canada). Economic Geology, v.93, p.818-833, 1998.
- 214. SAWKINS, F.J. Metal deposits inrelation to plate tectonics. 2 ed., Berlin, Germany, Springer-Verlag, p.376-388, 1990.
- 215. SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H., ALDERTON, D.H.M. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie and Son, Glasgow, 239 p., 1985
- 216. SOUZA, J.D. & KOSIN, M.D. (Coords.). Carta geológica do Brasil ao milionésimo, sistema de informação geográfica -SIG. Folha SD-21 – Brasília. CD-Rom. Escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004.
- 217. SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. Estratigrafia da Serra do Espinhaço. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1979, Diamantina. Anais... Diamantina: SBG/MG, 1979, p. 55-73.
- 218. SCOTT, S.D. Experimental calibration of the sphalerite geobarometer. **Economic Geology**, v. 68, p. 466-474. 1973.
- 219. SOUZA, S.L.; BRITO, P.C.R. & SILVA, R.W.S. Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia. Salvador: CBPM, 1993, 36 p., (Série Arquivos Abertos, 2).
- 220. SPIRAKYS, C.S., HEYL, A.V. Fracture basement rocks as the energy source to drive mineralization in the Upper Mississippi Valley zinc-lead district. Society of Economic Geologist, v. 4, p. 390-399, 1996 (Special Publication)
- 221. SRIVASTAVA, N.K. Os estromatólitos do Projeto Bacia de Irecê II. Natal: Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 1986, 9p.

- 222. STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. Approximation of terrestrial lead-isotope evolution by a twostage model: Earth Planet. Sci. Lett., v. 26, p. 207-221, 1975.
- 223. STRAUSS, H. Geological evolution from isotope proxy signals sulfur. **Chemical Geology**, v. 161, p. 89-101, 1999.
- 224. STRAUSS, H. The isotopic composition of sedimentary sulfur through time. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 132, p. 97-118, 1997.
- 225. STRAUSS, H. The sulphur isotopic record of Precambrian sulfates: new data and critical evolution of existing record. **Precambrian Research**, v. 63, p. 225-246, 1993.
- 226. SVERJENSKY, D.A The origin of a Mississippi Valley-type deposit in the Viburnum Trend, Southeast Missouri. **Economic Geology**, v.76, p. 1848-1872, 1981.
- 227. THODE, H.G. & MONSTER, J. Súlfur-isotope geochemistry of petroleum, evaporites and ancient seas. *In:* YOUNG, A., GALLEY, J.E. (eds.). Fluids in subsurface environments. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, p. 367-377, 1965 (Mem., 4).
- 228. THOMAZ FILHO, A.; KAWASHITA, K. & CORDANI, U.G. A origem do Grupo Bambuí no contexto da evolução geotectônica e de idades radiométricas. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 70, p. 527-548, 1998.
- 229. THOMAZ FILHO, A. & LIMA, V. Q. Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb/Sr. **Bol. Tec. Petrobrás**, v. 24, p. 109-119, 1981.
- 230. THOMAZ FILHO, A. & BONHOMME, M.G. Datations isotopiques Rb-Sr et K-Ar dans le Groupe Bambuí e Sao Francisco (MG) du Brésil. Phase metamorphique brésilienne synchronme of la première phase panafricana. C.R. Acad. Sci., v. 289, p. 1221-1224, 1979 (Serie D).
- 231. TISSOT, B.P., WELTE, D.H. Petroleum formation and occurrence, 2 ed. Springer-Verlag, Berlin, Germany, 1984, 699 p.
- 232. TORQUATO, J.R.F. Aplicações do estudo de isótopos estáveis de carbono e oxigênio no estudo do Precambriano brasileiro. Ceará, 1980. (Tese de Professor Titular). 268f. Instituto de Geociências, UFCE, 1980.

- 233. TORQUATO, J.R.F. & MISI, A. Medidas isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambuí, na região centro-oeste do Estado da Bahia. Revista Brasileira de Geociências, v.7, n.1, p. 14-24, 1977.
- 234. TRINDADE, R.I.F.; D'AGRELLA FILHO, M.S.; BABINSKI, M.; FONT, E.; BRITO NEVES, B.B. Paleomagnetism and geochronology of the Bebedouro cap carbonate: evidence for continentalscale Cambrian remagnetization in the São Francisco Craton, Brazil. Precambrian Research, v. 128, p. 83-103, 2004.
- 235. TRUNDIGER, P.A.; CHAMBERS, L.A. & SMITH, J.W. Low-temperature sulfate reduction: biological versus abiological. **Can. J. Earth Sci.**, v. 22, p. 1910-1918, 1985.
- 236. USSAMI, N. Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas. *In*: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (Eds.). O Cráton do São Francisco. SBG BASE/SGM/CNPq. Salvador, p. 35-43, 1993.
- 237. VAASJOKI, M & GULSON, B.L. Carbonate-hosted base metal deposits: lead isotope data bearing on their genesis and exploration. **Economic Geology**, v.81, p. 156-172, 1986.
- 238. VEIZER, J. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace elements technique in stable isotopes in sedimentary geology. Society for Sedimentary Geology, *Short Course* Note 10, 1983.
- 239. VIETS, J.G.; HOPKINS, R.T. & MILLER, B.M. Variations in minor and trace metals in sphalerite from Mississippi Valley-Type Deposits of the Ozark Region: genetic implications. Economic Geology, v. 87, p. 1897-1905, 1992
- 240. VIETS, J.B. & LEACH, D.L. Genetic implications of regional and temporal trends in ore fluid geochemistry of Mississippi Valley-Type deposits in the Ozark region. **Economic Geology**, v.85, p. 842-861, 1990.
- 241. WAGNER, T. & BOYCE, A.J. Sulphur isotope characteristic of recrystallisation, remobilization and and reaction processes: a case study from the Ramsbeck Pb-Zn deposit, Germany. Mineralium Deposita, v.36, p. 670-679, 2001.
- 242. WAPLES, D.W. The kinetics of in-reservoir oil destruction and gas formation: constraints from experimental and empirical data and from thermodynamics. **Org. Geochem.**, v. 31, p. 553-575, 2000.

- 243. WARREN, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. Earth Sciences Reviews, v. 52, p. 1-81, 2000.
- 244. WHITE, W.M. Stable isotopes. In: Geochemistry. 1997, p. 370-420.
- 245. WILLIAMS, N. & RYE, D.M. Alternative interpretation of sulphur isotope ratios in the McArthur lead-zinc-silver deposit. **Nature**, n° 247, 535-537, 1974.
- 246. ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. Plumbotectonics -- the model. Tectonophysics, p.75, p.135-162, 1981.
- 247. ZAW, K. & LARGE, R.R. Petrology and geochemistry of sphalerite from the Cambrian VHMS deposits in the Rosebery-Hercules district, western Tasmania: implications for gold mineralization and Devonian metamorphism-metassomatic process. **Mineralogy and Petrology**, v. 57, p. 97-118, 1996.
- 248. ZHOU, C.; WEI, C.; GUO, J. & LI, C. The source of metals in the Qilinchang Zn-Pb deposit, Northesatern Yunnan, China: Pb-Sr constrains. **Economic Geology**, v.96, p. 583-598, 2001.